

Lille

N° d'ordre : 564

I

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)

soutenu 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

AVANT PROPOS

Ce mémoire de thèse est l'aboutissement de nombreuses années de travail ; sa conception et son poids en sont le reflet... Trop épais, trop de descriptions détaillées diront certains... peut-être ? mais les limites des nouvelles interprétations ne sont-elles pas justement dans ces faits d'observation en l'absence quasi-totale (que certains me pardonnent) d'expérimentation.

Quoi qu'il en soit, il est clair que ce travail n'a pu être mené à son terme que parce qu'il s'est déroulé dans un environnement scientifique amical et familial favorable.

Deux personnes, à la fois directeurs de recherche mais aussi (parfois) de conscience ont eu une influence prépondérante sur mon itinéraire personnel.

Je citerai tout d'abord le Professeur J. Aubouin qui, par son enseignement brillant, me fit découvrir une certaine géologie, vivante, débouchant sur des synthèses à la fois claires et audacieuses. De sujet de concours "Les chaînes de montagne" devinrent alors pour moi un centre d'intérêt privilégié, à la limite du rêve et de la réalité, avec leurs déplacements horizontaux impressionnants et un désir naïf et profond de voir et si possible de découvrir quelque nappe de charriage. En me proposant un diplôme dans les Alpes méridionales d'Italie, il me permit non seulement de découvrir de superbes montagnes, mais aussi de m'initier à la géologie des chaînes téthysiennes. Après mon arrivée à Lille, lors de rencontres dans le cadre du LA 215 mais aussi au cours de quelques rares mais précieuses visites sur le terrain, j'ai continué à profiter des conseils avisés du Professeur J. Aubouin. Sa récente élection à l'Académie des Sciences, témoin de son rayonnement scientifique national et international me fait prendre conscience de la chance que j'ai eu d'être entraîné dans un tel sillage et de l'honneur, redoutable, qui m'échoit de pouvoir compter un tel membre au sein du jury chargé d'examiner ce présent et pesant ouvrage. Pour tout cela, je tiens à adresser au Professeur J. Aubouin le témoignage sincère de ma très profonde gratitude.

La seconde personne à qui ce travail doit d'exister est le Professeur P. Celet. Il prit tout d'abord le risque de m'accueillir dans son laboratoire sur titre et après un bref entretien à Villeneuve d'Ascq où je découvris un homme simple et chaleureux qui sut me mettre rapidement à l'aise. Si la proposition de thèse qu'il me fit alors ne me convint que pour partie - le climat grec ne me paraissant pas particulièrement adapté à ma pigmentation et les terrains ophiolitiques et métamorphiques plutôt repoussants - les événements ont montré qu'il s'agissait là en fait d'un sujet particulièrement riche, rarement à l'écart de l'évolution des idées concernant la géologie des Hellénides et des chaînes de montagne en général. Droiture et honnêteté, goût du travail bien fait, importance de l'observation minutieuse et de la synthèse rigoureuse : ces qualités que chacun se plaît à reconnaître au Professeur P. Celet, j'en eus l'exemple quotidien tant au laboratoire que sur le terrain où il me consacra de nombreuses journées. Son exemple, sans aucun doute, eut une grande influence sur la conception de ce travail. Par ailleurs, j'ai toujours ressenti la bienveillante attention et les encouragements renouvelés du Professeur P. Celet comme une preuve de confiance, fort utile dans les moments de doute. Pour ces multiples raisons, je tiens à lui adresser mes remerciements les plus sincères et l'assurer à la fois de ma gratitude et de ma fidélité.

Le Professeur J. Dercourt, actuellement parisien, co-dirigea pendant de longues années l'équipe de recherche lilloise associée au C. N. R. S. (E. R. A. 764) qui m'accorda confiance et crédits pour réaliser le présent travail. Son dynamisme reconnu, et parfois redouté, a toujours été un aiguillon salutaire sur le plan de l'action scientifique. Sa connaissance des Hellénides et sa place prépondérante dans les courants d'idées modernes relatives à la tectonique des plaques appliquée aux chaînes de montagne, font du Professeur J. Dercourt un représentant particulièrement qualifié pour examiner ce travail. Pour les raisons précédentes et l'acceptation de cette charge supplémentaire, je lui exprime ici toute ma reconnaissance.

Le Professeur H. Chamley, qui a succédé au Professeur J. Dercourt en tant que co-directeur de l'E. R. A. 764, a accepté de présider ce jury de thèse malgré les charges de plus en plus nombreuses qui l'assaillent. Le sens du contact et l'humeur toujours égale, en dépit de ces activités débordantes, font de cet éminent sédimentologiste un spécialiste avec qui il est toujours agréable de travailler... Le mémoire porte quelques témoins de cette collaboration. Qu'il sache que mes remerciements ne sont pas simplement de circonstance.

S'agissant des terrains métamorphiques étudiés dans ce mémoire, nul ne pouvait être mieux qualifié que le Professeur I. Godfriaux pour porter un jugement, puisque ses propres travaux portent, depuis une vingtaine d'années environ, sur les Hellénides internes septentrionales situées juste au Nord du secteur étudié. Il connaît mieux que quiconque les pièges et les incertitudes inhérents à ce type d'étude. Le Professeur I. Godfriaux a toujours accepté, sinon suscité, la discussion sur les divers problèmes évoqués tant au laboratoire que sur le terrain ; il m'a par ailleurs marqué quelque confiance en m'associant à divers projets de recherche relatifs aux roches métamorphiques des Hellénides internes. Je l'en remercie simplement mais très sincèrement.

Le Docteur G. Katsikatos, Directeur du service cartographique de l'Institut géologique de Grèce à Athènes, m'a fait l'honneur d'accepter de siéger au sein du jury chargé de juger ce travail. Sa connaissance des régions étudiées est grande puisqu'il coordonne la cartographie à 1/50 000 de la bordure égéenne des Hellénides internes septentrionales et qu'il a lui-même effectué des travaux fondamentaux en Eubée. Qu'il sache que je suis particulièrement sensible à cette marque d'intérêt et de confiance.

Enfin, le jury comptera également dans ses rangs un autre tectonicien émérite et "primé", le Professeur R. Blanchet, tourné désormais vers les océans (puisqu'il est breton) et vers les chaînes récentes des Amériques mais qui n'a certainement pas oublié ses premières amours dinariques. Lors de sa thèse, effectuée en Yougoslavie, il mit en évidence le flysch bosniaque tithonique-éocène : il apparaît donc particulièrement qualifié pour juger des problèmes des nappes paléohelléniques. Si le Professeur R. Blanchet est un tectonicien averti et confirmé, il reste aussi et surtout pour moi, l'ancien assistant de St Cloud toujours aimable, disponible et efficace, à la fois confesseur et thérapeute des malheureux étudiants que nous étions. Il m'est particulièrement agréable de pouvoir enfin le remercier, pour tout ce que je lui dois.

Je voudrais remercier tout particulièrement, parmi les membres du jury, les Professeurs R. Blanchet, P. Celet et I. Godfriaux qui ont accepté la lourde tâche de rapporteur, sans toujours savoir à quoi ils s'exposaient !

Je ne voudrais pas oublier le Professeur Brunn qui n'a cessé de s'intéresser à mes travaux tout au long de ces nombreuses années et m'a toujours prodigué des encouragements chaleureux : c'est avec une certaine émotion que je tiens à lui adresser de simples mais sincères remerciements.

Comme cela sera rappelé dans le texte, cette étude a bénéficié de nombreuses collaborations scientifiques. Pour les fossiles : R. Asseretto, J.P. Bassoullet, I. Devos, P. De Wever, J.J. Fleury, E. Fourcade, G. Kauffmann, H. Kozur, G. Termier, B. Vrielynck, L. Zaninetti ; pour les roches éruptives : H. Lapière et R. Maury ; pour les roches métamorphiques : J. Desmons, D. Laduron et C. Triboulet ; pour les données radio-métriques : M. Delaloye, R. Montigny et les membres du laboratoire de Braunschweig en Allemagne (R. Altherr, E. Seidel, W. Harre, H. Kreuzer, M. Okrusch).

Enfin, j'ai eu des discussions fructueuses avec les membres de diverses équipes et notamment celles du L. A. 215 et de l'E. R. A. 764 : J. Angelier, J. Chorowicz, M. Cousin, J. Geyssant, C. Guernet, L.E. Ricou (Paris) ; P. Debrabant, H. Maillot, J.F. Raoult et J.J. Verriez (Lille) et surtout avec le Professeur J. Mercier, P. Vergely (Orsay), M. Bonneau (Paris), A. Schmitt (Mons) et certains étudiants lillois (E. Wigniolle, R. Ardaens, B. Courtin, T. Holtzappel et P. Richard).

Des rencontres et discussions non moins fructueuses, amicales ou orageuses, au hasard des bureaux et des couloirs ont tissé des liens complexes faits de connivence et parfois d'amitié : je citerai ici C. Brousmiche, C. Beck, J.M. Degardin, P. De Wever, J.J. Fleury, F. Lethiers, J.L. Mansy et les compagnons de route vers la Grèce : B. Clément et F. Thiébault. Je voudrais citer enfin J. Charvet, ancien et brillant membre du laboratoire de géologie dynamique, à l'amitié inquiète mais fidèle, parti récemment vers d'autres horizons... Tout bien considéré, j'aurais pu "tomber" sur des collègues encore pires qu'eux !

A l'occasion, j'ai également eu des échanges de vue intéressants avec des géologues étrangers : les Docteurs Katsikatos et Papanikolaou (Grèce), les Professeurs A.G. Smith et J.E. Dixon (G.B.), le Professeur V. Jacobshagen (D), le Docteur E. Wallbrecher et surtout les Docteurs R. Altherr, E. Seidel (D).

Lors de la réalisation, j'ai bénéficié des conseils avisés de Mme P. Corsin, responsable des publications de la S. G. N. Qu'elle se trouve ici remercier comme les autres membres du conseil de la S. G. N. qui ont accepté ce manuscrit dans la série des publications numérotées.

La réalisation de ce mémoire a mobilisé de nombreuses personnes :

La dactylographie du texte a été assurée avec compétence, minutie et courage par Mlle C. Mulier ; sa conscience et son dévouement ont toujours eu raison de sa lassitude bien compréhensible. Mme T. Scheers n'a cessé de se multiplier pour que ce mémoire puisse être achevé à temps, conservant toujours sa bonne humeur, malgré la réalisation de travaux délicats (Conodontes, tableaux de chiffres, etc...). De simples remerciements ne sauraient dire la part prépondérante prise par ces deux personnes dans l'évolution et l'achèvement de ce mémoire.

Les travaux photographiques (dessins, etc...) ont été effectués par J. Carpentier avec ses qualités habituelles alliant le talent, le goût et une ponctualité jamais prise au dépourvu. Son humour, teinté d'une légère ironie et le recul permanent qu'il prend par rapport aux remous quotidiens, indiquent qu'il n'est pas seulement un simple technicien de la photographie.

Mme M. Bocquet a réalisé une partie des dessins (M.B.). Je lui sais gré de m'avoir conservé une petite place au milieu de l'avalanche de dessins qui la submergeaient, comme je sais gré aussi à Mme F. Dujardin d'avoir toujours assuré avec dévouement les diverses tâches de recherche bibliographique parfois urgentes que je lui demandais.

Mme A. Brebion s'est vu infliger le tirage (offset) d'un ouvrage grossissant au fur et à mesure de sa gestation : malgré les nombreuses charges supplémentaires et les conditions de travail difficiles, la qualité du tirage n'en a jamais souffert : je ne peux que lui dire sincèrement merci.

Enfin, je voudrais remercier les oubliés des fins de thèse parce qu'ils interviennent surtout durant les dix premières années de celle-ci (!) : MM. P. Dorn et C. Cornil qui ont effectué des lames minces de très grande qualité.

Naturellement, de très nombreuses personnes sont intervenues dans l'évolution de ce travail au cours de ces années : qu'elles ne m'en veuillent pas de n'avoir pu les citer toutes. Je pense plus particulièrement à certains enseignants du SN 5 (notamment aux Professeurs C. Delattre et M. Waterloo) ainsi qu'aux nombreux étudiants qui m'ont aidé ou accompagné sur le terrain (C. Pluquet, M. Simon, J.P. Maïk, P. Miconnet, L. Dorchie, M. Lequin, M. Caridroit, etc...).

Avant de conclure, j'aimerais adresser un salut amical à la population grecque et plus particulièrement à celle des montagnes, toujours si accueillante. Je citerai surtout les familles Sirou de Kokkoti et Babaliaris de Trikkala dont les mots ne sauraient traduire la gentillesse et le sens de l'hospitalité.

A l'Institut géologique de Grèce à Athènes, j'ai toujours été accueilli avec bienveillance par MM. J. Bornovas et G. Katsikatos, qui ont toujours œuvré dans un sens favorable à la réalisation de notre travail, même si certaines contraintes ont parfois limité nos espoirs.

Je ne voudrais pas non plus omettre de parler des anciens amis de St Cloud, devenus les familles Cuche, Chevallier et surtout Charrière et Callen, dont les saines philosophies au niveau des idées et des actes ont toujours été, et sont toujours, pour moi un élément de réconfort et de stabilité face aux microcosmes grouillants et agités du quotidien.

Enfin, que dire pour terminer qui puisse faire oublier à mon épouse et à mes enfants, les trop longues absences et les vacances sans cesse reportées : sinon un simple merci... que dire encore du travail effectué par ma femme (première frappe du texte, dessins, etc..., etc...), sans compter les séances de psychothérapie nécessaires à la régularisation d'un moral fluctuant en fin de parcours... que lui dire sinon merci et encore merci... et qu'elle se rassure, je ne ferai pas mieux la prochaine fois.

Quant aux autres membres de la famille, je voudrais les remercier pour les encouragements prodigués, la patience déployée face à l'homme des cavernes toujours pris par sa thèse et l'aide efficace qu'ils ont su parfois déployer (dessins, tri bibliographique avec calcul des fréquences d'apparition de tel ou tel auteur, etc...). Enfin, j'aurai une dernière pensée pour mon père qui aurait certainement été fier et intéressé par ces quelques cogitations intellectuelles...

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE
BUTS ET NATURE DU TRAVAIL EFFECTUE

INTRODUCTION

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

A. LIMITES.

La région considérée est située en Grèce continentale orientale et s'étend principalement sur la Thessalie méridionale et la Phtiotide septentrionale. Le secteur étudié en détail a la forme d'un quadrilatère plus ou moins rectangulaire, de 100 à 110 km de long, dans le sens NE-SW, sur 60 à 70 km de large, dans le sens NW-SE. A cela, il faut ajouter le pourtour de la plaine de Trikkala, y compris le massif du Koziakas, qui a fait l'objet d'une analyse partielle (fig. 1 et 2).

Les limites du secteur principal correspondent approximativement à des frontières naturelles (fig. 2) :

- les frontières orientales, et pour partie méridionales, sont représentées par les côtes de la mer Egée (presqu'île de Magnésie) et de ses dépendances, à savoir les golfes pagasitique (400 km² environ) et maliaque, soit 270 km environ de falaises et de plages. La vallée du Sperchios qui prolonge, vers l'Ouest, le golfe maliaque constitue une limite méridionale bien marquée, que soulignent, par ailleurs, les falaises calcaires du Kallidromon et de l'iti ;

- les autres limites sont moins nettes ; elles correspondent, au Nord, à la bordure des plaines récentes de Larissa et Trikkala, et à l'Ouest, au grand synclinal de flysch (pindique et béotien) chevauché par les ophiolites d'Othrys occidentale.

B. REGIONS NATURELLES.

Les régions naturelles n'apparaissent pas clairement en raison de l'existence de failles verticales et de phases tectoniques antérieures, aux directions structurales variées.

On peut cependant distinguer divers ensembles et parmi ceux-ci (fig. 2) :

- un golfe quasiment fermé, le golfe pagasitique, qui se raccorde au Sud par un chenal étroit (5 km environ) au bras de mer s'ouvrant sur la mer Egée ;

- des plaines récentes pouvant atteindre cent à deux cents mètres d'altitude : les plus importantes sont celles de Trikkala et de Larissa, au Nord de la ligne Velestinon-Farsala. A celles-ci s'ajoutent la plaine d'Almyros ouverte sur le golfe pagasitique et la plaine de Xinias, d'altitude élevée puisque voisine de 450 m. Au Nord de Volos et au Sud de Domokos existaient récemment des lacs marécageux (les lacs Voïvis et Xinias) qui sont maintenant asséchés et occupés par des cultures ;

- des massifs de dimensions variables dont les deux plus élevés, les massifs d'Othrys et du Pelion occupent l'essentiel du secteur analysé.

Le massif de l'Othrys peut être subdivisé en trois ensembles : l'Othrys centrale ou moyenne comprenant les plus hauts sommets de ce massif qui culmine à 1 726 m au mont Giusi (ou Othrys), l'Othrys orientale et l'Othrys occidentale enfin, d'altitude moins élevée, situées de part et d'autre des hauts sommets. Ces deux derniers secteurs sont toutefois bien distincts du fait de la nature lithologique des terrains qui y affleurent, à savoir : des calcaires, des marbres, et des schistes ocellés à l'Est, des formations essentiellement éruptives, associées à des sédiments siliceux à l'Ouest (+).

(+) Contrairement à la plupart des auteurs antérieurs, j'ai employé le terme Othrys au féminin, sous entendant qu'il s'agissait là de la région de l'Othrys et non du massif au sens strict, qui correspond à la partie la plus élevée de cette région.

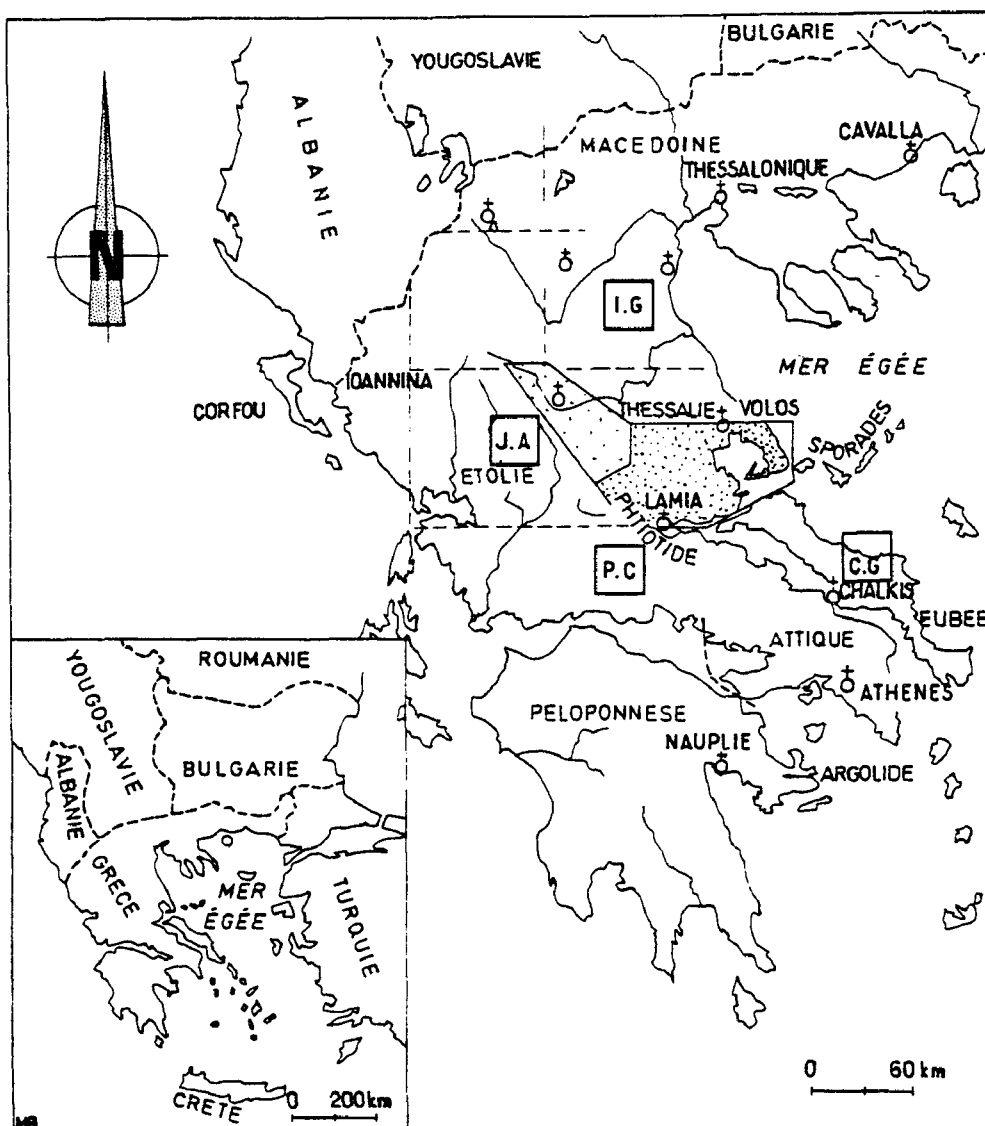


Fig. 1. - Localisation du secteur étudié.

Pointillés serrés : secteur étudié en détail. - Pointillés espacés : secteur ayant fait l'objet d'une étude partielle.

Les lettres encadrées correspondent aux auteurs des thèses consacrées aux secteurs adjacents (J.A. : Jean Aubouin, 1959 ; P.C. : Paul Celet, 1962 ; I.G. : Ivan Godfriaux, 1965, 1968 ; C.G. : Claude Guernet, 1971).

Le massif du Pelion, massif particulier et bien individualisé dans sa partie méridionale au moins, où il forme la presqu'île de Magnésie. Je distinguerai le Pelion méridional, d'altitude peu marquée, du Pelion septentrional, correspondant aux plus hauts sommets (1 651 m). Le secteur de Koropi-Milai, qui constitue la limite de ces deux ensembles, sera parfois appelé Pelion central.

Les autres massifs sont de dimension plus limitée ; d'Est en Ouest, on peut retenir :

- le massif de Velanidia, au Sud de la dépression Volos-Velestinon ;
- les massifs du Chalkodonio et du Saradsi, séparés par une dépression empruntée par la voie ferrée Larissa-Velestinon-Farsala ;
- les massifs des Kassidiaris et de Mikro Vounon ou de Phyllion-Titanos, respectivement au Sud et au Nord de la ville de Farsala.

Enfin, le pourtour de la plaine de Trikkala est marqué par un certain nombre de massifs, relativement modestes, sauf au Nord-Ouest où s'élève la barrière montagneuse du Koziakas (1 901 m) dont la falaise principale, à regard oriental, est, sur l'essentiel de sa longueur, très difficile à franchir.

Du point de vue des paysages, il existe un contraste frappant entre les plaines où s'établissent des cultures variées, et les massifs qui en sont dépourvus. A cette différence habituelle, s'ajoute, dans le cas considéré, une opposition majeure entre les divers massifs. Les massifs occidentaux sont dénudés ou couverts par des buissons épineux de petite taille, alors que le massif du Pelion est, lui, couvert d'une végétation dense et parfois même de véritables forêts. Par exemple, sur le flanc oriental du Pelion septentrional, se développe une hêtraie épaisse qui masque l'essentiel des formations schisteuses qui le constituent.

Il est clair que la qualité des observations géologiques qui pourront être effectuées dans ces différents massifs est fonction des types de végétation rencontrés.

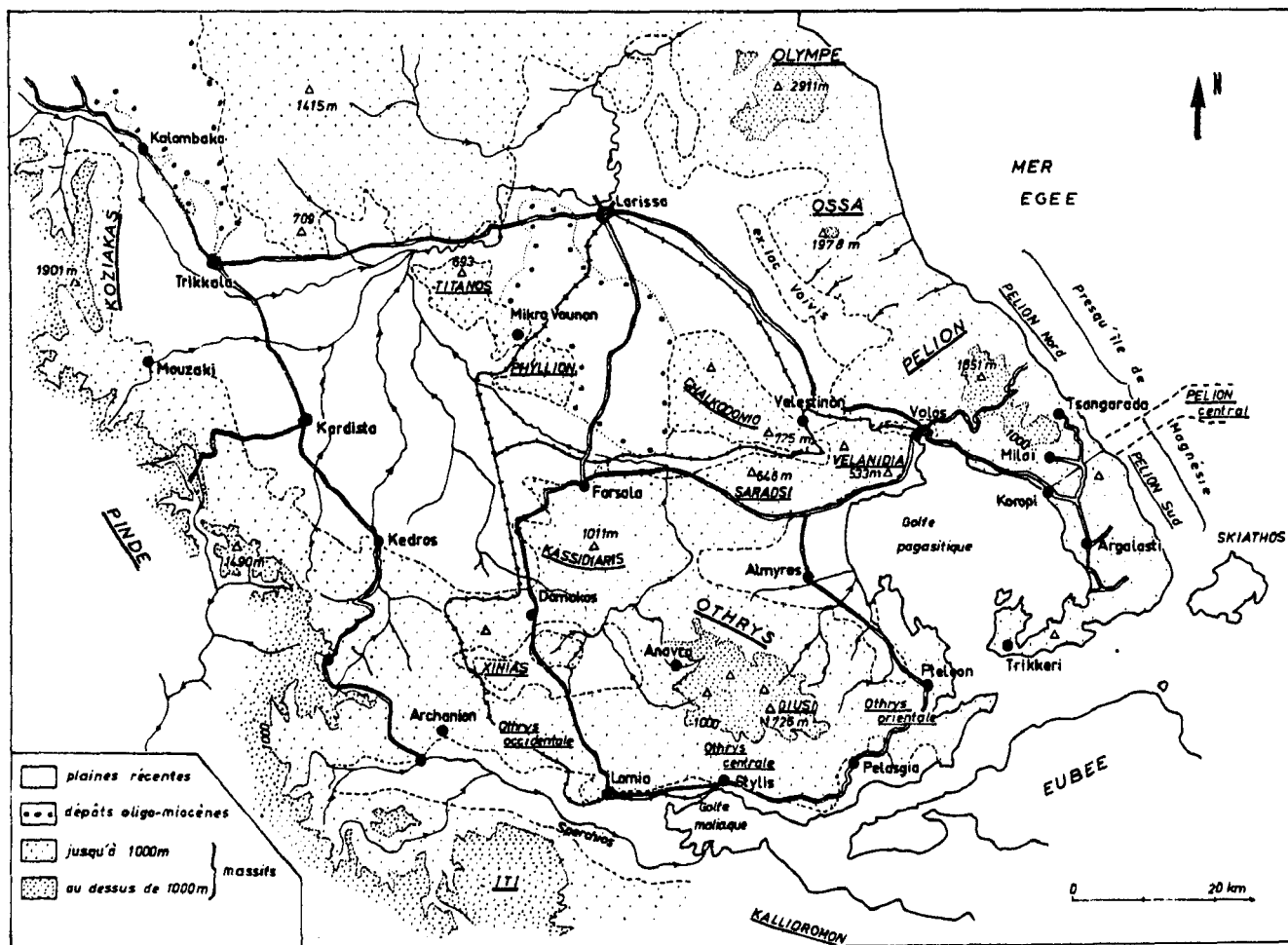


Fig. 2. - Le secteur étudié : cadre géographique.

C. HABITAT ET ACTIVITES HUMAINES.

La répartition des villages et des villes se déduit évidemment en grande partie des caractéristiques géographiques précédemment exposées. Ainsi, les villages sont plus nombreux dans les plaines et surtout sur les bordures de celles-ci. Ce phénomène a été accentué en Othrys par la "migration" des villages de montagne vers les zones moins élevées et plus accessibles, à la suite des destructions subies lors des différents conflits récents ayant marqué ces régions. De ce fait, la partie centrale de l'Othrys moyenne est dépourvue de villages autres que quelques groupements de huttes de bergers, dans un espace de 20 à 30 km de diamètre environ.

Le problème est différent dans le massif du Pelion, plus humide, où des villages, des camps militaires et même des téléskis, sont installés à haute altitude.

Du point de vue des activités humaines, le secteur est assez représentatif de la Grèce en général. Dans les plaines, outre les céréales, la culture du coton est très développée. Dans les parties un peu plus accidentées, on note la présence du tabac (Othrys occidentale surtout) et des oliviers (dans de nombreux secteurs). Dans le Pelion, en plus des oliviers, se développe la culture des arbres fruitiers (pêchers, poiriers, citronniers, pommiers, figuiers). Dans ce même domaine, les forêts, bien qu'abondantes, ne sont que peu exploitées.

La même opposition s'observe entre ces deux massifs pour d'autres activités ; ainsi, si l'élevage est prédominant dans le massif de l'Othrys où chèvres, moutons et cochons vivent en semi-liberté, le massif du Pelion est lui principalement occupé par... les touristes.

Parmi les autres activités, on peut retenir la pêche, les activités portuaires de Volos et quelques industries, comme l'importante cimenterie de cette même ville.

Les vestiges de l'histoire hellénique demeurent assez rares dans le secteur étudié. Deux des sites les plus intéressants sont situés aux limites septentrionale et méridionale de celui-ci : les superbes monastères perchés des Météores (à partir du XIVE siècle après J. C.) qui dominent la plaine de Trikkala et les Thermopyles où le courageux et malheureux Leonidas, déjà vaincu par les Perses (480 avant J. C.), est relégué entre la route nationale et la ligne électrique à haute tension, en bordure du golfe maliaque.

Par ailleurs, les sites de Sesklo (Sesclo ou Seskulon) et de Dimini, situés près de Volos, ont donné leur nom aux deux phases principales du néolithique thessalien. La phase de Sesklo (Ve millénaire avant J. C.) se caractérise par une production de céramique de haute qualité, alors que celle-ci n'était apparue que vers 6 000 avant J. C., dans la région de Salonique. Dans la phase de Dimini (IVe millénaire avant J. C.), on note quelques améliorations telle que l'introduction de la bichromie.

Ainsi, durant cette période (VIe à IVe millénaire), "c'est la Thessalie qui constitue... le centre de la civilisation dans le monde égéen", malheureusement "quand les Cyclades, la Crète et enfin la Grèce centrale et méridionale auront pris leur essor, cette région ne suivra le mouvement qu'avec retard" (*Encyclopaedia Universalis*, t. 5, p. 980, édition 1968).

Pendant, malgré ce retard, la Thessalie a quand même été le théâtre de quelques affrontements célèbres et meurtriers. On pourra retenir notamment, la bataille de Cynoscephales (Thessalie, 197 avant J. C.) qui vit la défaite de Philippe V de Macédoine face aux romains, alliés de Rhodes, Pergame et Athènes - ce fut là, paraît-il, un des premiers contacts des romains avec la civilisation grecque- et la bataille de Pharsale (Farsala, Thessalie, 48 avant J. C.) où César défit son principal rival Pompée.

Enfin, à mi-chemin entre le rêve et la réalité, il ne faut pas oublier les Argonautes et leur chef Jason partis de Pagasae-Iolcos (Volos) pour quérir la Toison d'Or détenue par le roi Aietes de Colchide. Grâce à Médée, fille d'Aietes, qu'il épousera à Corfou, Jason réussira dans sa mission, mais n'obtiendra le trône de Iolcos qu'après de nouvelles péripéties : il abandonnera notamment Médée pour la fille de Creon, roi de Corinthe son protecteur (cf. Médée d'Euripide).

II. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL : LES HELLENIDES

A. GENERALITES ET HISTORIQUE SUCCINCT.

La chaîne hellénique constitue la partie méridionale des Dinarides s.l. (Suess, 1883) comprise entre la mer Egée, à l'Est, et la mer Adriatique, à l'Ouest. Elle se prolonge au Nord par les Dinarides yougoslaves ou Dinarides s.s. (Kober, 1929) par delà l'accident de Scutari-Pec, et passe vers le Sud Est aux Taurides par l'intermédiaire de l'arc égéen.

Des synthèses des données géologiques récentes existent notamment dans les travaux suivants :

- les publications (3 tomes) du VI^e Colloque de géologie des régions égéennes (1979) tenu à Athènes (sept. 1977) ;
- le livre consacré aux Alpes, Apennins et Hellenides (Closs *et al.* Ed., 1978) ;
- les ouvrages publiés lors du 26^e Congrès géologique international (Géologie de la Grèce, Dercourt *et al.*, 1980 ; Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys : les Hellénides, Bonneau *et al.*, 1980).

Naturellement, ces données récentes ne constituent que l'aboutissement de très nombreux travaux antérieurs.

Ceux-ci ont été rassemblés dans un ouvrage de compilation bibliographique dû à Haralambous (1961 et 1975). On trouvera, en outre, un résumé de l'évolution des connaissances relatives aux Hellénides en introduction des publications consacrées au VI^e Colloque égéen sur la géologie des régions égéennes (Brunn *et al.*, 1979).

Parmi les géologues qui ont eu un rayonnement particulier durant la période antérieure à la deuxième moitié de ce siècle, c'est-à-dire avant les premiers travaux de l'école française (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; etc...), je citerai plus particulièrement :

- Philippson (1885, 1898) qui a établi la première zonation cohérente de l'ensemble des Hellénides ;
- Renz (1903 à 1955) pour son apport à la connaissance de la stratigraphie des séries helléniques ;
- Kober (1929, 1931) pour ses interprétations tectoniques audacieuses où les Hellénides, y compris les Hellénides orientales, étaient assimilées à un édifice structural complexe constitué par un empilement de nappes.

B. ZONEOGRAPHIE DES HELLENIDES.

Il s'agit ici d'une présentation des zones isopiques, indépendamment des zones structurales (types de déformation) ou des zones métamorphiques (nature des recristallisations).

Les problèmes liés à l'établissement de ces zones isopiques, notamment au niveau des Hellénides orientales, ont été abordés dans des publications antérieures (Ferrière, 1976 d ; Celet et Ferrière, 1978) et seront à nouveau développés, dans les conclusions de la deuxième partie du mémoire.

La zonéographie qui sera utilisée est calquée sur celle établie par Aubouin (1959) à la suite des travaux de Philippson (1895), Renz (1955) et Brunn (1956). Celle-ci a naturellement été sensiblement modifiée en fonction des travaux ultérieurs (fig. 3 A et B).

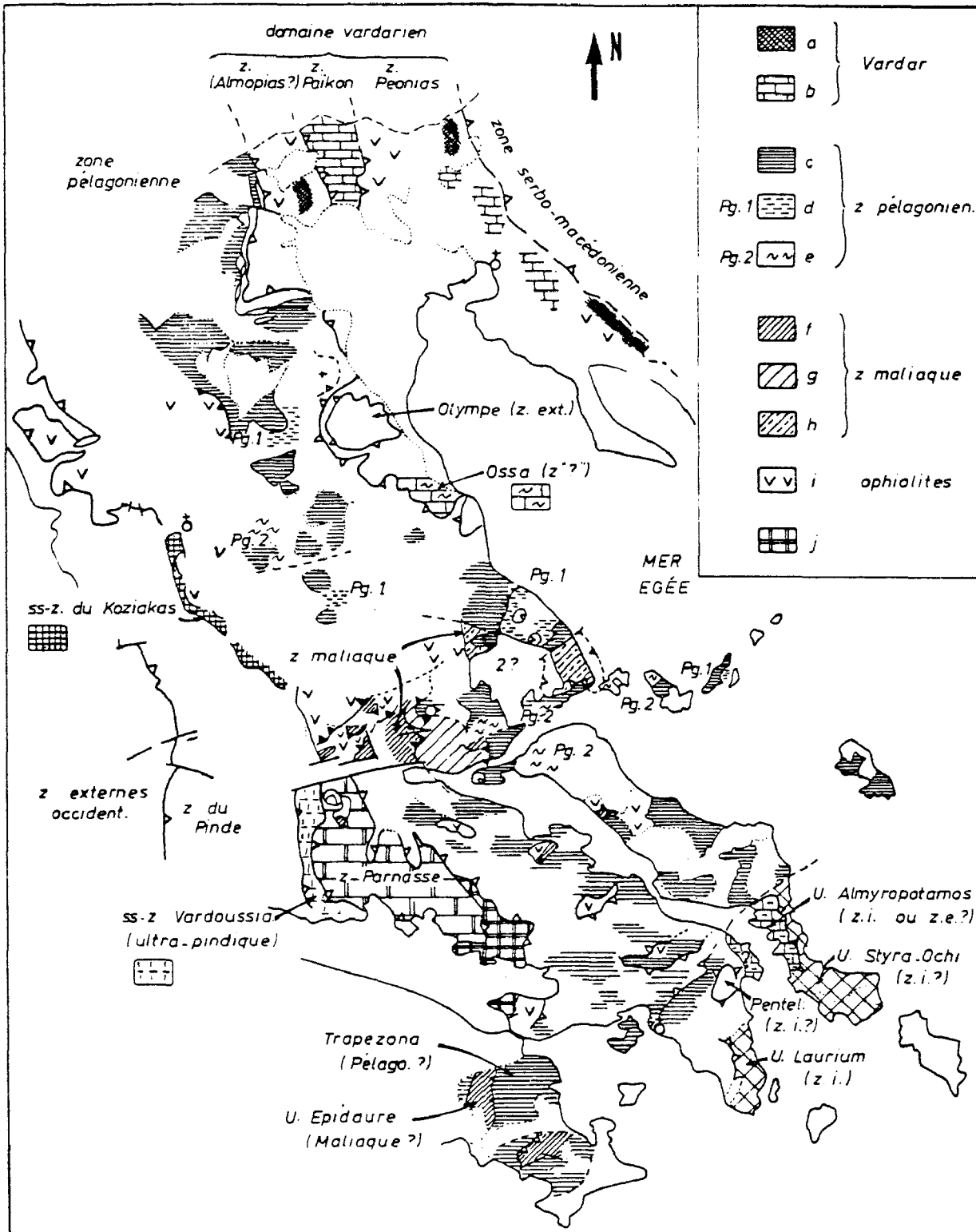


Fig. 3 A. - Période triasico-jurassique : schéma des zones isopiques dans leur position structurale actuelle.

Vardar : a. Faciès triasiques pélagiques de la zone de Péonias (Kauffmann *et al.*, 1976) et peut-être de la zone d'Almopias (Mercier et Vergely *in* Dercourt *et al.*, 1977). - b. Faciès triasico-jurassiques néritiques (secteurs de Péonias et du Paikon). - **Zone pélagonienne** (c à e) : c. Niveaux carbonatés triasico-jurassiques. - d. Schistes et niveaux effusifs (Trias p.p.) situés sous les marbres (Pélagonien 1). - e. Schistes ocellés (orthogneiss ?) situés directement sous les marbres (Pélagonien 2). - **Zone maliaque** (f à h) : f. Séries pélagiques typiques. - g. Séries de transition entre zones maliaque et pélagonienne. - h. Séries pagasitiques métamorphiques rapportées à la zone maliaque. - i. Ophiolites. - j. Soubassement carbonaté triasico-jurassique des sédiments détritiques crétaqués **béotiens**.
Les autres figurés sont explicités sur la figure.

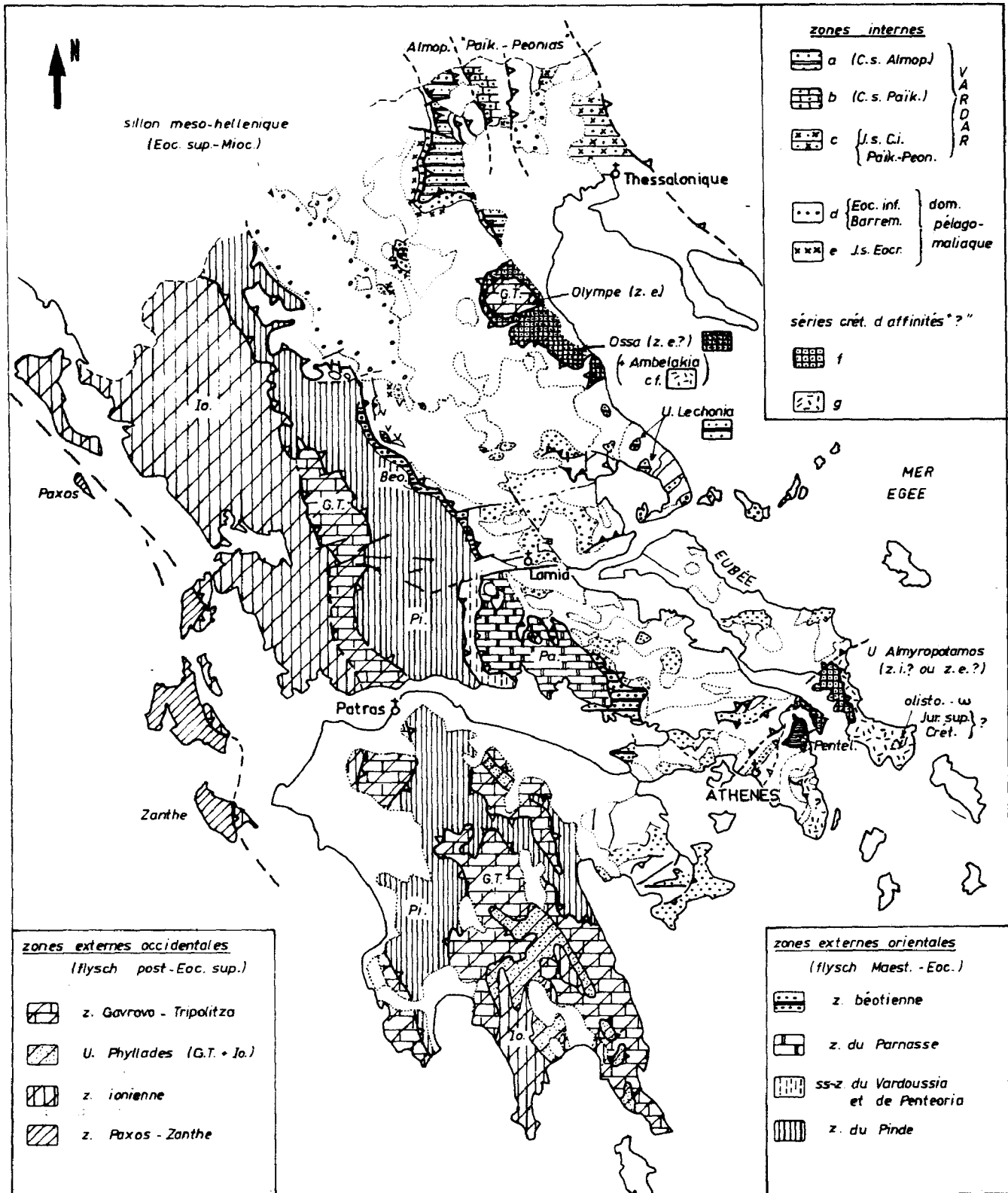


Fig. 3 B. - La période post-ophiolitique, Crétacé-Tertiaire : schéma des zones isopiques dans leur position structurale actuelle.

Plusieurs paléogéographies superposées sont en fait représentées : outre les plaines récentes (paléogéo. plio-quaternaire) et le sillon méso-hellénique (paléogéo. Eocène sup.-Miocène des zones internes), on peut également distinguer dans les zones internes une période Jurassique terminal-Néocomien (c et e) et une période Barrémien-Eocène inférieur (a, b, d).

Les figurés f et g correspondent à des séries d'affinités non déterminées avec certitude : f. Série à flysch tertiaire (Yprésien ou plus récent ?) des séries d'Almyropotamos et de l'Ossa. - g. Série de Styra-Ochi, à blocs ophiolitiques (olistolithes d'âge jurassique sup. ou plus récent).

1. LES GROUPEMENTS DE ZONES ISOPIQUES DANS L'ESPACE.

a. NOTION DE ZONES INTERNES, EXTERNES ET INTERMÉDIAIRES.

A la suite de Brunn (1956), il est classique de séparer les zones orientales, dites zones internes, affectées par une tectonique majeure d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur, des zones occidentales, dites externes, qui ne le sont pas.

Cette distinction s'est avérée particulièrement intéressante, mais il n'est pas impossible de penser que les zones isopiques situées à la limite (externe ?) d'extension de ces phases aient pu être affectées obliquement par ces dernières : une même zone isopique triasico-jurassique pourrait ainsi appartenir, pour partie, aux zones internes, pour partie, aux zones externes.

La notion de zones intermédiaires est récente. Elle a d'abord été développée dans les Dinarides yougoslaves (Blanchet, 1973 ; Cadet, 1976 ; Charvet, 1978) où la zone bosniaque a été placée dans un domaine médian pour "tenir compte de certains caractères intermédiaires qui rendent son classement dans les zones internes ou externes difficile".

Cette notion a été récemment utilisée (Fleury, 1980 et Thiébaud, 1982). Ce dernier a regroupé trois des zones isopiques -d'Ouest en Est, les zones du Pinde-Olonos, du Parnasse et béotienne- au sein de "zones intermédiaires, dont la lithostratigraphie est nettement influencée par les tectoniques précoces des zones internes".

La définition initiale de Brunn (1956) ne laisse guère de place pour de telles "zones intermédiaires" : il faudrait pouvoir établir qu'une zone a été très faiblement tectonisée, ce qui ne paraît pas être un critère très précis.

Dans la mesure où ces "zones intermédiaires" s'opposent aux zones plus externes par l'âge d'installation du flysch sommital, je pense qu'il s'agit d'une notion que l'on peut conserver, à condition d'en faire un sous-ensemble, au sein des zones externes.

b. LE PROBLEME DES RELAIS.

La disparition longitudinale de certaines zones isopiques fait que les résultats observés sur une transversale donnée ne sont pas obligatoirement valables pour une autre transversale. Ce pourrait être le cas pour la zone du Parnasse, par exemple.

2. EVOLUTION DANS LE TEMPS : LES SUCCESSIONS DE ZONES ISOPIQUES.

Ce problème a déjà été abordé par Aubouin (1959, 1973) qui a distingué différentes périodes séparées par des phases tectoniques, la période fondamentale de développement des zones isopiques étant antérieure à la première période tectonique tertiaire.

L'importance des phases paléotectoniques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans les zones internes conduit à distinguer les organisations paléogéographiques développées avant et après ces phases, dont la durée est supposée faible par rapport à la "durée de vie" des zones isopiques (Aubouin, 1973 ; Ferrière, 1976 d ; Celet et Ferrière, 1978).

Quelques propositions seront faites pour essayer d'établir une nomenclature simple dans ces zones internes caractérisées par de nombreuses paléogéographies superposées (obliquement), en définissant une hiérarchie parmi ces dernières (cf. conclusions de la 2e partie).

3. ZONEOGRAPHIE UTILISEE DANS CE MEMOIRE.

La base de la nomenclature est celle utilisée par Aubouin (1959). Je ne donnerai donc que les précisions plus récentes que cette publication.

a. LES ZONES EXTERNES.

a1. Les zones externes occidentales.

Elles ne sont pas représentées dans le secteur étudié. On peut regrouper dans cet ensemble, d'Ouest en Est (fig. 3 B) :

- la zone de Paxos-Zanthe (nomenclature utilisée par Thiébault, 1982) ;
- la zone ionienne ;
- la zone du Gavrovo-Tripolitza.

Plate-forme unique au Trias-Lias, cet ensemble de zones perd son homogénéité au Dogger par l'apparition du bassin ionien qui sépare les deux hauts-fonds bordiers : Paxos-Zanthe à l'Ouest, Gavrovo-Tripolitza à l'Est.

Ces différentes zones reçoivent le flysch après l'Eocène : à la limite Eocène-Oligocène dans les zones de Gavrovo-Tripolitza et ionienne, et plus tardivement encore, à la limite Oligocène-Miocène dans la zone de Paxos-Zanthe.

a2. Les zones externes orientales ("zones intermédiaires").

D'Ouest en Est, on y reconnaît classiquement (fig. 3 A et B) :

- la zone du Pinde-Olonos ;
- la zone du Parnasse (Celet, 1962) ;
- la zone béotienne (Celet et Clément, 1971 ; Celet *et al.*, 1976).

Ces zones ont pour point commun l'âge du flysch sommital qui s'installe au Maestrichtien-Paléocène, comme dans les zones internes.

La zone du Pinde, qui a valeur de sillon du Trias supérieur à l'Eocène, est, comme les zones externes occidentales, représentée du Nord au Sud des Hellénides.

Les zones du Parnasse et béotienne posent, quant à elles, de nombreux problèmes :

- la zone du Parnasse représente un haut-fond dès le Trias, mais celui-ci n'est connu qu'entre les transversales du Sperchios et de Corinthe ;
- la zone béotienne est, quant à elle, relativement continue dans le sens longitudinal, mais elle n'est peut-être pas homogène puisque ses faciès caractéristiques ("flysch béotien") sont d'âge crétacé et que le soubassement de ce flysch n'est pas connu avec certitude au Nord du Sperchios.

La zone béotienne pourrait donc n'être bien définie que lors de la deuxième période paléogéographique alpine, c'est-à-dire après les phases paléohelléniques. L'éventuelle discontinuité du Parnasse ajouterait alors à son caractère particulier puisque les éléments détritiques crétacés ne se heurteraient pas à la barrière parnassienne sur toutes les transversales et notamment au Nord du Sperchios.

En ce sens, la zone béotienne serait vraiment la zone intermédiaire au Crétacé, mais son importance sur le plan spatial n'est pas suffisante, me semble-t-il, pour qu'il soit utile de l'élever au rang de "domaine médian" comme en Yougoslavie, où la zone bosniaque est plus développée, ou mieux connue à l'affleurement.

a3. Entre les zones isopiques principales, on observe localement la présence de séries de transition représentant des sous-zones, plus particulièrement dans le cas des zones externes orientales. Sur la bordure orientale de la zone du Pinde par exemple, sont connues des séries indiquant une transition vers des zones de plates-formes peu profondes. C'est le cas :

- des séries du Vardoussia (fig. 3 A et B) qui assurent la transition entre la zone du Pinde et du Parnasse, du Trias à l'Eocène. Elles correspondent à la définition des séries ultra-pindiques (Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Celet *et al.*, 1978 ; Ardaens, 1978) ;

- des séries du Koziakas (fig. 3 A et B) qui présentent quelques différences dans leur état actuel, avec les séries du Vardoussia, puisqu'elles ne possèdent pas leur couverture créta-cée et qu'elles chevauchent les séries créta-cées béotiennes.

Au cours du Trias-Jurassique, ces séries du Koziakas représentent (cf. conclusions de la 2e partie) :

- soit des séries ultra-pindiques : passage entre les zones pindique et pélagonienne (mais non parnassienne, pour des raisons structurales) ;

- soit des séries ultra-parnassiennes et pré-maliaques (bordure interne du Parnasse) si le haut-fond parnassien, ou un équivalent, est présent au Nord du Sperchios ;

- soit des séries internes (maliaques ?) enfin, mais cela est peu probable depuis la découverte par Jaeger (1980) de niveaux créta-cé inférieur de faciès "béotien" -non discordants ?- dans ces séries.

Au Créta-cé, les séries du Koziakas pourraient constituer le soubassement des séries béotiennes typiques.

b. LES ZONES INTERNES.

b1. La paléogéographie anté-créta-cée (Trias-Jurassique) (fig. 3 A).

b1.1. La zone pélagonienne (Aubouin, 1959 ; Celet et Ferrière, 1978).

Représentée par des séries néritiques à signification de haut-fond plus ou moins subsident du Trias au Malm, cette zone sert de référence dans les zones internes de par son développement important, à la fois longitudinalement et transversalement.

b1.2. La zone maliaque (Ferrière, 1976 d).

Cette zone a valeur de bassin profond. Elle pourrait être liée à une croûte de type océanique correspondant aux futures ophiolites.

Elle représente, avec certitude, l'un des bassins situés en bordure de la zone pélagonienne ; mais la position occidentale ou orientale de celui-ci, reste à définir (cf. conclusions des 4e et 5e parties).

Elle est surtout connue en Othrys, mais la continuité longitudinale paraît acquise dans certains secteurs au moins : l'Eubée (Katsikatsos, 1979 ; Ferrière, ce mémoire), la Locride (Courtin *in* Courtin et Ferrière, en prép.), l'Iti (Wigniolle, 1977) et probablement l'Argolide (Wrielynck, 1980, 1982).

b1.3. Les zones (ou sous-zones) anté-créta-cées du domaine vardarien (Mercier, 1966 a, b, 1968).

Non seulement le domaine vardarien hellénique est peu représenté en surface mais, en outre, les séries triasico-jurassiques y affleurent dans de mauvaises conditions.

D'Ouest en Est, on rencontre (fig. 3 A) :

- quelques formations volcaniques et radiolaritiques situés sous les ophiolites et les séries créta-cées transgressives du "sillon d'Almopias". Ils pourraient représenter des témoins des séries du bassin maliaque, ou d'un éventuel bassin d'Almopias dans l'hypothèse où le bassin maliaque aurait occupé une position occidentale par rapport à la plate-forme pélagonienne ;

- la zone (sous-zone ?) du Paikon, caractérisée par une série carbonatée de plate-forme, à intercalations marneuses, riche en formations effusives (rhyolites, pyroclastites...) au Jurassique supérieur ;

- la zone (sous-zone ?) de Peonias. Il semble qu'il s'agisse essentiellement d'une plate-forme au cours du Trias-Lias qui céderait la place au cours du Lias-Dogger à des formations de type volcano-sédimentaire ; cependant, des calcaires siliceux à Conodontes du Trias supérieur ont également été cités dans ce secteur (Kauffmann *et al.*, 1976). Les ophiolites de Guev-gueli (Mercier, 1966 a, b ; Mercier *et al.*, 1975) sont supposées provenir de ce bassin.

La détermination de la position des différents bassins par rapport aux plates-formes triasico-jurassiques n'est pas sans importance puisqu'elle conditionne les hypothèses relatives à l'origine des principales nappes ophiolitiques.

b1.4. L'arrière pays serbo-macédonien et rhodopien.

Une série carbonatée néritique, d'âge trias-jurassique, caractérise la zone serbo-macédonienne.

b2. La paléogéographie crétacée-éocène (fig. 3 B).

Les séries de cet âge sont relativement bien connues sur le plan stratigraphique dans l'ensemble des zones internes, mais la définition des zones isopiques reste à faire.

En effet, du fait de la tectonisation de ces zones internes, les séries crétacées paraissent être dans leur ensemble des séries de faciès variés, de profondeur faible ou moyenne, déposés dans des bassins peu différenciés et mobiles.

Des évolutions bathymétriques ont pu être reconstituées dans une partie du secteur étudié mais en l'absence de données comparables provenant des régions voisines, il m'a paru prématuré d'élever au rang de (sous) zone isopique ces ensembles de faciès crétacés-paléocènes homogènes.

Par ailleurs, l'existence probable de plusieurs phases tectoniques lors de la période paléohellénique fait qu'il est possible qu'une paléogéographie supplémentaire ait existé au cours du Jurassique terminal-Crétacé inférieur p.p.

b2.1. La paléogéographie de la période comprise entre le Tithonique et le Barrémien-Aptien (fig. 3 A).

D'un point de vue très général, il semble que les zones internes helléniques soient bordées par deux zones d'accumulation de particules détritiques terrigènes : la zone béotienne à l'Ouest, la zone de Peonias (Paikon ?) à l'Est. La partie principale, médiane, constituerait une zone hétérogène émergée ou localement submergée où se seraient déposés des sédiments siliceux et carbonatés pélagiques (Theopetra) ou néritiques (Zygosti et Vermion ; Pichon, 1979).

b2.2. La paléogéographie post-Barrémien-Aptien (fig. 3 A).

Après des mouvements à composante verticale, notamment à l'Albien-Cénomaniens, une sédimentation carbonatée et détritique s'installe dans l'ensemble des zones internes et même dans la zone béotienne. Le fait le plus nouveau est peut-être l'apparition d'une zone déprimée -le bassin d'Almopias- entre les séries à soubassement pélagonien ou paikonien.

b2.3. Le flysch sommital.

Il est connu dans l'ensemble des zones internes jusque dans la zone (crétacée) d'Almopias, à l'Est. Sa base est datée du Maestrichtien-Paléocène dans l'ensemble des zones internes comme dans les zones externes orientales.

Des variations locales de l'âge de la base sont toutefois connues, comme en Argolide (Vrielynck, 1982).

b3. Les paléogéographies récentes.

Elles correspondent aux périodes tardi-géosynclinales (sillons molassiques) et post-géosynclinales (effondrements plio-quatérnaires) définies par Aubouin (1959).

C. EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE.

Cette évolution a été synthétisée par divers auteurs (Mercier et Vergely, 1972 ; Aubouin, 1959, 1973 ; Jacobshagen *et al.*, 1978) qui se sont attachés à distinguer les principales phases ou périodes tectoniques affectant les différents secteurs helléniques.

Les principales étapes de ce développement orogénique sont les suivantes :

1. LES PHASES PALEOHELLENIQUES (PERIODE PALEOTECTONIQUE) : JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR.

Elles caractérisent les zones internes, où elles sont bien marquées, puisqu'on leur attribue de véritables nappes de charriage ophiolitiques ou sédimentaires (maliaques et pélagonien-nes en Othrys, par exemple).

Le métamorphisme de cet âge est bien développé au Nord de l'axe Veleshtinon-Farsala en Grèce septentrionale : il s'agit de recristallisations appartenant au faciès "amphibolite" ou "schistes verts" parfois à amphiboles bleues (Nance, 1981 ; Richard, 1980 ; Ferrière, ce mémoire) et probablement d'un véritable métamorphisme HP-BT, localement au moins (Bavay et Bavay, 1980, pour les séries d'Eubée du Sud).

Deux phases principales sont connues dans certaines régions (Mercier et Vergely, 1977, les nomment JE 1 et JE 2).

2. LES PHASES TERTIAIRES.

On peut y reconnaître plusieurs phases majeures caractérisées par des structures de direction différente :

a. LES PHASES DE DIRECTION TRANSVERSE PAR RAPPORT A L'ALLONGEMENT DES HELLENIDES : CT 1 (b = N 120) et CT 2 (b = N 60), de Mercier et Vergely (1977) ; T tv = "Tertiaire transverse" (dans ce mémoire).

Elles sont associées à des recristallisations métamorphiques majeures de type HP/BT (schistes bleus, etc...).

b. LES PHASES DE DIRECTION DINARIQUE OU HELLENIQUE : CT 3, de Mercier et Vergely (*op. cit.*) ; Td = "Tertiaire dinarique" (dans ce mémoire).

On leur doit les plus belles fenêtres tertiaires de Grèce, notamment celle de l'Olympe, réapparition probable des faciès de la zone de Gavrovo-Tripolitza sous la nappe des zones internes.

Cette phase serait anté-oligocène p.p. mais post-éocène supérieur p.p., au moins au niveau de la limite entre zones internes et externes.

c. LES PHASES OLIGO-MIOCENES ("TARDI-TECTONIQUE").

Elles sont caractérisées par le développement des chevauchements dans les zones externes occidentales.

Des bombements se produisent dans les zones plus orientales, en même temps que se développent d'importants bassins molassiques, tels que le "sillon méso-hellénique" (Brunn, 1956).

Bien que des niveaux oligocènes peu déformés cachètent le contact entre les zones internes et externes, près de Kalambaka, il n'est pas impossible que des phases compressives importantes se soient produites vers la fin de cette époque oligo-miocène dans les zones orientales (Cyclades : voir Angelier, 1979).

d. LES PHASES PLIO-QUATERNAIRES ("NEOTECTONIQUE").

Elles sont principalement marquées par la présence des nombreuses failles en extension bien connues dans l'ensemble des Hellénides.

Celles-ci seraient liées à une extension égéenne en relation avec la subduction sous l'arc égéen (Angelier, 1979).

Enfin, il faut signaler l'existence de structures polyphasées tels que certains décrochements qui limitent de grands compartiments structurellement "homogènes" au sein des Hellénides.

III. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

A. HISTORIQUE SUCCINCT.

Au début de mes propres recherches (1970), l'état des connaissances relatif à chacun des secteurs étudiés était le suivant :

1. LE SECTEUR METAMORPHIQUE (MASSIFS DU PELION, DE VELANIDIA, CHALKODONIO p.p.).

Il était pratiquement inexploré, si bien que l'on pouvait admettre qu'il s'agissait là d'un ensemble essentiellement anté-alpin (Deprat, 1904 ; Guernet, 1971, qui se fondait surtout sur la bibliographie) affecté par des failles verticales récentes.

Les rares études publiées concernaient principalement la pétrographie de quelques formations métamorphiques ou des roches volcaniques récentes qui les recoupent (Georgiades, 1937, 1942, 1954 ; Tataris, 1960, 1971).

Les premières données révélant l'âge mésozoïque (y compris le Crétacé) et la complexité tectonique de ces terrains métamorphiques (polyphasage tertiaire et anté-crétacé, nappes superposées, blocs différents, etc...) ont été publiées au Ve Colloque sur la Géologie des régions égéennes, d'Orsay, tenu en février 1975 (Ferrière, 1976 a).

A partir de cette date -et en dehors de mes propres travaux (Ferrière, 1976 b à 1982)- une nouvelle génération de publications a vu le jour. Les plus intéressantes sont celles de Frost (1976, Ph. D., non publié) sur le secteur de Volos, et de Wallbrecher (1976, 1979) sur la partie sud-orientale du Pelion, et à moindre titre de Davis et Jung (1978) sur la pétrographie de certains schistes.

Enfin, les cartes à 1/50 000, levées par l'I. G. M. E., sont pratiquement achevées sous la direction de Katsikatsos. Les résultats issus de ces travaux ont été présentés oralement au 26e Congrès géologique international et sont actuellement en cours de publication (Katsikatsos et al., sous presse).

2. LE SECTEUR NON METAMORPHIQUE (MASSIF DE L'OTHRYS SURTOUT).

Ce secteur paraissait beaucoup mieux connu que le précédent vers les années 1970, puisque les cartes géologiques à 1/50 000 de l'Othrys étaient déjà terminées à cette époque (Marinos et al., 1957 à 1967).

Ces travaux, de première génération il est vrai -les travaux antérieurs sont rares : Philippson, 1895 ; Renz, 1927- se sont révélés être très insuffisants, et à la limite même dangereux pour les interprétations d'ensemble, puisqu'ils postulaient l'absence de contacts tangentiels majeurs, l'unicité de la série de l'Othrys et, qui plus est, son caractère désordonné : "Schist-Chert-Ophiolitic-Complex".

Des études plus ou moins parallèles ont alors été entreprises par des géologues anglo-saxons (Smith et son équipe) et par moi-même : les premières ont une vocation pétrographique accentuée, les secondes sont tournées plus nettement vers la stratigraphie et la tectonique.

Ces travaux ont abouti au même moment, à quelques semaines près, à des résultats nouveaux et relativement importants :

- la mise en évidence de nappes sédimentaires superposées (futurs nappes maliaques) en Othrys centrale, d'âge anté-crétacé supérieur ou tertiaire (Ferrière, 8 janvier 1972) ;

- la confirmation de la nature tectonique du dispositif observé en Othrys et la mise en relation, à titre d'hypothèse, de ces marges sédimentaires avec les nappes ophiolitiques impliquant par là même, l'âge anté-crétacé supérieur de ce dispositif (Hynes *et al.*, présentation orale au IVE Colloque égéen d'Hannovre, 30 janvier - février 1972, et publication ultérieure parue en 1972).

Les preuves indubitables de l'âge anté-crétacé supérieur du dispositif structural d'Othrys n'ont été obtenues que quelques années plus tard (Ferrière, 1974 b ; Smith *et al.*, 1975).

Par la suite, les différentes publications consacrées à ce secteur ont été orientées vers l'interprétation de ce dispositif : les vergences des nappes paléohelléniques sédimentaires et ophiolitiques d'Othrys ne sont d'ailleurs pas encore déterminées avec certitude.

Naturellement, ces interprétations ne sont pas indépendantes des résultats acquis à partir de l'étude des autres secteurs helléniques (Vergely, 1976, 1979 ; Katsikatsos, 1979), et même, des hypothèses plus théoriques appliquant aux Hellénides les principes de la tectonique globale (Dercourt, 1970, 1972 ; Bernoulli et Laubscher, 1972 ; Aubouin, 1973 ; Dewey *et al.*, 1973 ; Bijou-Duval *et al.*, 1977 ; Jacobshagen *et al.*, 1979).

B. GEOLOGIE DU SECTEUR ETUDIE.

1. NATURE DES RESULTATS.

L'hétérogénéité géologique liée à la diversité des terrains affleurant dans le secteur considéré -séries sédimentaires de plate-forme ou de bassin, formations éruptives, effusives (Trias) ou ophiolitiques, séries métamorphiques enfin- se retrouve naturellement dans les résultats obtenus, ne serait-ce que parce que ces différents ensembles ne peuvent être traités par des méthodes semblables (*cf. infra*).

Ainsi, l'étude des séries non métamorphiques de l'Othrys a permis d'établir la nature précise de ces séries (stratigraphie, conditions de dépôt, etc...) et du dispositif structural observé dans ce massif, mais aussi de dépasser cette étude régionale au niveau paléogéographique et tectonique.

En revanche, le but de l'analyse du secteur métamorphique a été avant tout de déterminer les principales séries lithostratigraphiques et unités tectoniques qui pourraient être représentées dans ce secteur. Les incertitudes sont naturellement plus nombreuses que dans le cas des terrains non métamorphiques, mais des indications intéressantes sont malgré tout fournies quant à la nature des déformations et aux conditions de leur développement.

2. LES RESULTATS : APERCU GEOLOGIQUE.

Les principaux résultats géologiques sont reportés sur les figures 3, 4 A et 4 B.

a. LES ZONES ISOPIQUES REPRESENTEES.

a1. Au Paléozoïque : des indices d'orogénèse hercynienne existent (anciens plutons granitiques (?)) en Othrys orientale et dans le Pelion).

a2. La première paléogéographie alpine (Trias-Jurassique supérieur) : les séries observées ont été attribuées à :

- la zone pélagonienne appartenant aux "zones internes" ;
- la zone maliaque (associée à l'aire ophiolitique ?) située soit à l'Ouest, soit à l'Est de la précédente. Il s'agit encore d'un élément des "zones internes" ;
- la (sous) zone de sédimentation des séries du Koziakas en position ultra-pindique, ou ultra-parnassienne, selon que cette dernière zone (Parnasse ou un haut-fond équivalent) existe ou non, au Nord du Sperchios. Il me semble utile, dans l'état actuel des connaissances, d'élever ces séries au rang de sous-zone puisqu'il s'agit de séries de transition (Aubouin, 1959). Leur position étant encore l'objet de discussion, je retiendrai le terme de "sous-zone du Koziakas" pour la paléogéographie triasico-jurassique. Il s'agit probablement d'un ensemble appartenant aux zones externes ;
- les séries pindiques ne montrent pas leurs niveaux triasico-jurassiques et la zone du Parnasse n'est connue que par-delà la vallée du Sperchios, c'est-à-dire en dehors du secteur étudié.

a3. La deuxième paléogéographie alpine (Crétacé-Eocène).

Il est possible que cette période comprenne en fait deux paléogéographies successives, séparées par une phase majeure intra-Crétacé inférieur (JE 2 de Mercier et Vergely, 1977). J'ai cependant admis que l'essentiel de la tectonique paléohellénique (mise en place des ophiolites mais aussi des nappes maliaques et pélagoniennes) était achevé au Jurassique terminal-Crétacé basal (?) (JE 1 de Mercier et Vergely, 1977).

Je considère en effet que la paléogéographie installée au Tithonique-Néocomien n'a pas été bouleversée profondément dans ce secteur par les pulsations tectoniques ultérieures d'âge crétacé (*cf.* conclusions 4e partie).

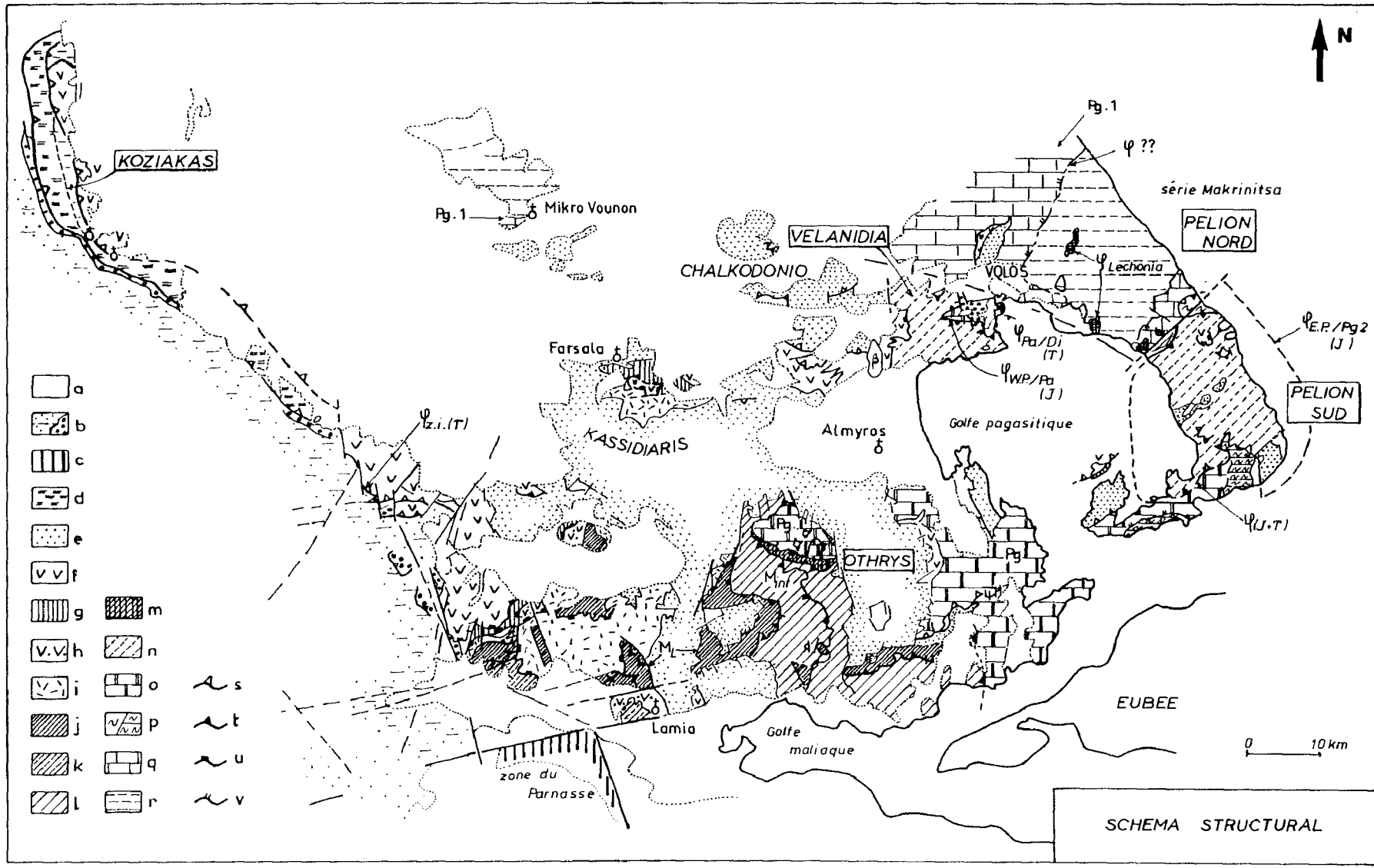
Les principales zones ou bassins de sédimentation représentés sont mal définis à cette époque ; on peut distinguer :

- les zones internes avec :
 - + une zone surélevée au niveau de l'Othrys occidentale ;
 - + un bassin plus profond vers l'Est en Othrys orientale et peut-être dans l'essentiel du secteur métamorphique (*cf.* conclusions du Crétacé, 2e partie, chapitre V) ;
 - + une aire de sédimentation mal connue, la plus orientale du secteur étudié, correspondant aux séries de l'unité de Lechonia ;
- les zones externes avec :
 - + une zone fondamentale, la zone béotienne, aire d'accumulation des détritiques provenant des zones internes ;
 - + les niveaux crétacé inférieur décrits par Jaeger (1980) sur le revers oriental du massif du Koziakas pourraient appartenir à cette zone béotienne, mais la formation rythmique caractéristique, d'âge crétacé inférieur, y est absente, si bien qu'on peut également admettre qu'il s'agit là d'une zone de transition entre les zones internes et la zone béotienne s.s.

a4. Les paléogéographies post-éocènes.

Elles correspondent aux périodes définies par Aubouin (1959) :

- la période tardi-géosynclinale avec le développement du sillon méso-hellénique oligo-miocène ;
- la période post-géosynclinale (Miocène supérieur ?) plio-quadernaire, caractérisée par l'apparition de structures majeures en extension : les grandes plaines de Larissa, Trikkala et Almyros, les golfes pagasitique et maliaque, et probablement la fosse nord-égéenne de direction ENE-WSW située à l'Est du Pelion.



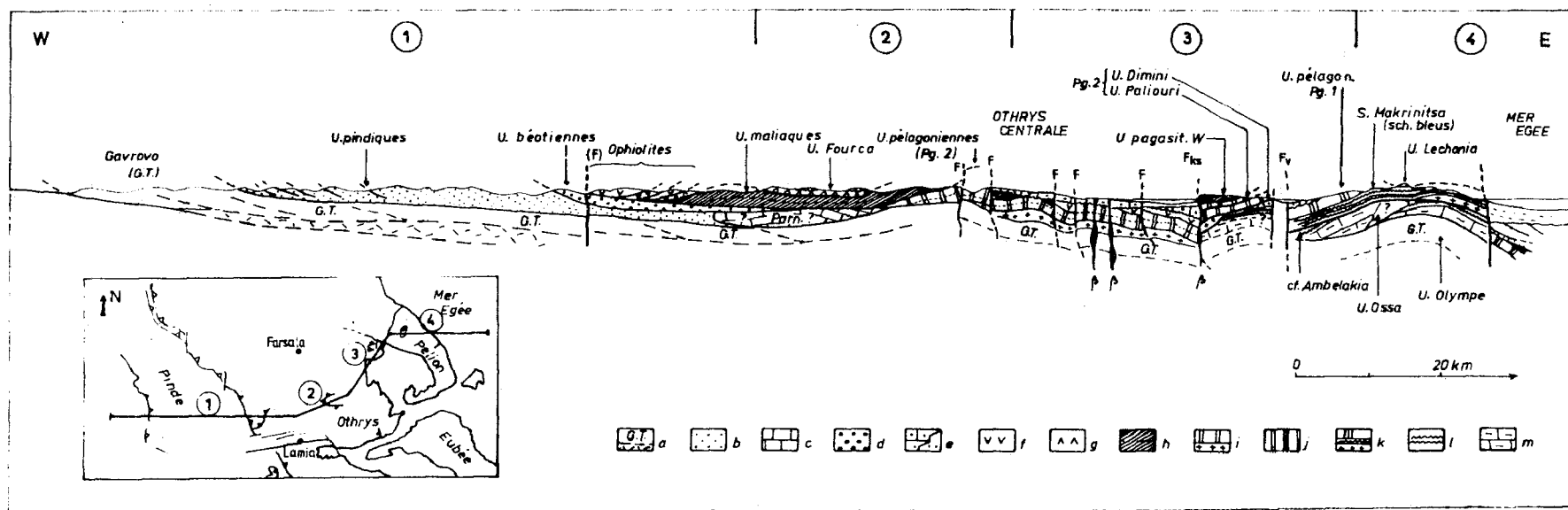


Fig. 4 A. - Schéma structural du secteur étudié.

a. plaines récentes. - b. flysch des zones pindique et béotienne (pointillés fins et tirets) ; Crétacé béotien (gros points). - c. zone du Parnasse. - d. ecailles 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. - h. U. de Kastri et Profitis Ilias. - i. U. de Garreni-Rachi et de Pargaki. - 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 Makrinitsa (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.

Fig. 4 B. - Coupe géologique schématique au niveau de la transversale étudiée.

Zones externes (a à d) : a. Unités du Gavrovo-Tripolitza. - b. Unités pindiques. - c. Unité parnassienne (?). - d. Unités béotiennes. - Zones internes (e à j) : e. Crétacé transgressif. - f. Ophiolites (péridotites, gabbros, filonien). - g. Laves ophiolitiques. - h. Unités maliaques. - i. Unités pélagoniennes à soubassement de schistes ocellés (Pg 2). - j. Unité pélagonienne à soubassement de schistes et termes effusifs du Trias p.p. (?) (Pg 1). - k. Unité des schistes bleus (?). - l. Unité de l'Ossa (?).

Les unités correspondant aux figurés a (sous le Pelion), c, j, k et l sont hypothétiques : extrapolation à partir des secteurs proches de l'Ossa-Olympe au Nord, et de l'Eubée au Sud. Les épaisseurs ont été quelque peu exagérées.

b. PHASES ET UNITES TECTONIQUES.

Les principales étapes de l'évolution tectonique reconnues dans le secteur considéré sont les suivantes :

- des événements anté-permiens (hercyniens ?) : granites, grano-diorites ?
- la période de différenciation des zones isopiques au Trias moyen (extension) ;
- la période paléohellénique (P.H.), d'âge jurassique terminal (crétacé inférieur ?), dont les effets sont particulièrement spectaculaires en Othrys : mise en place des nappes ophiolitiques maliaques et pélagoniennes, métamorphisme dans les secteurs septentrionaux et orientaux ;
- la période (hellénique) d'âge tertiaire, caractérisée par une succession de phases de déformation, dont :
 - + une phase T_{tv} , de direction "transverse" (axes b, linéations) par rapport à l'allongement T_{tv} des Hellénides, syn-métamorphique dans les secteurs orientaux (p.p. HP/BT) ;
 - + une phase de direction "dinarique" (T_d), d'axe b compris entre N 120 et N 150, qui donne les directions structurales d'ensemble des Hellénides externes mais aussi du domaine Vardarien ;
 - + des phases récentes avec, principalement, des bombements et des failles verticales ; mais la mise en place de certaines unités tangentielles (Lechonia) est postérieure à la formation de certains de ces bombements.

Lors des phases compressives majeures (P.H., T_{tv} , T_d), des unités tectoniques tangentielles (nappes, chevauchements) se développent, mais des coulissages horizontaux se produisent également le long d'accidents verticaux (Sperchios, Pelion, etc...).

c. LES EVENEMENTS MAGMATIQUES.

En dehors des événements anté-permiens (granites, grano-diorites ?), on peut retenir :

- le volcanisme du Trias moyen (basaltes et trachytes en Othrys et Koziakas, basaltes et dolérites dans le Pelion) ;
- le phénomène ophiolitique (péridotites foliées, cumulats, complexe filonien et pillow-lavas) ;
- de possibles et rares coulées au Malm (cf. 2e partie, chapitre IV) ;
- des phénomènes récents : laves (plio)quaternaires de la bordure occidentale du golfe pagasitique et à titre d'hypothèse, les filons post-métamorphiques observés dans le massif du Pelion.

Des corps éruptifs existent en abondance dans les formations crétacées visibles dans l'ensemble de la région étudiée : il s'agit le plus souvent d'olistolithes résédimentés ; mais le doute est parfois permis, notamment dans certaines formations métamorphiques (près de Volos par exemple).

C. BUTS DE L'ETUDE ET METHODES APPLIQUEES.

1. BUTS DU TRAVAIL ET THEMES DEVELOPPES.

Comme l'a montré l'historique succinct rapporté dans le paragraphe précédent, les massifs de l'Othrys et du Pelion avaient été quelque peu négligés avant les dix dernières années.

Cela, joint au fait qu'il s'agissait là du dernier grand secteur hellénique (en dehors du Rhodope) non étudié par un membre de l'"école française" (cf. *infra*), justifiait amplement la mise sur pied d'un nouveau programme de travail.

Le but initial de ce travail était donc d'étudier les différentes caractéristiques géologiques de cette partie des zones internes helléniques, constituée en proportions à peu près égales de terrains sédimentaires éruptifs et métamorphiques, afin d'en dégager la signification par rapport aux autres secteurs des Hellénides.

Comme je l'ai déjà dit, cette étude s'intègre dans le cadre d'un programme de travail mené non seulement dans les Hellénides, mais aussi dans les Dinarides s.s. ; à savoir :

- pour les Hellénides : Brunn (1956), Aubouin (1959), Celet (1962), Dercourt (1964), Godfriaux (1965, 1968), Mercier (1966 a, b, 1968), Guernet (1971), Angelier (1979), Fleury (1980), Thiébault (1982). Le secteur étudié est situé aux limites des terrains analysés par Aubouin, Celet, Godfriaux et Guernet (fig. 1) ;

D'autres études sont en voie d'achèvement : Clément, Vergely, Verriez.

- pour les Dinarides : Rampoux (1970), Blanchet (1973, 1975), Cadet (1976), Chorowicz (1977), Charvet (1978), Cousin (198).

A la lecture de ces travaux, on s'aperçoit que l'étude ici présentée correspond en fait, pour les Hellénides, à un travail de seconde génération (cf. coupure de 1968-71 à 1979), et ce, d'autant plus que celui-ci débuta au moment où les règles, alors très contestées, de la "tectonique globale" commençaient à être appliquées -de façon encore schématique il est vrai- aux chaînes alpines et notamment aux Hellénides (Dercourt, 1970, 1972 ; Bernoulli et Laubscher, 1972).

Les résultats obtenus lors des premières années d'étude ont conduit à dégager des thèmes privilégiés qui ont servi de guide lors des recherches ultérieures. Parmi ces thèmes d'étude privilégiés, on peut retenir :

- la connaissance du dispositif structural paléohellénique et des phénomènes géologiques qui lui sont liés (séries sédimentaires, roches éruptives, déformations, métamorphisme, etc...) ;

- la signification des phases tertiaires "transverses" associées à un métamorphisme pro-parte HP/BT ;

- la distinction des métamorphismes superposés, d'âge tertiaire et jurassique terminal-crétacé inférieur, au sein des massifs orientaux (Velanidia, Pelion).

2. APERCU SUR LES METHODES UTILISEES ET LES CONDITIONS DE LEUR MISE EN OEUVRE.

La diversité des terrains rencontrés a conduit à la mise en oeuvre de méthodes diverses, qui ont souvent nécessité la collaboration de spécialistes (cf. *infra*).

Cependant, étant donné l'importance de la superficie étudiée et le peu de connaissances acquises sur le secteur avant la dernière décennie, les méthodes classiques de la cartographie et de la stratigraphie ont apporté des résultats non négligeables.

Ainsi dans le domaine oriental, totalement métamorphique, c'est surtout la reconstitution des séries lithostratigraphiques qui a permis d'établir la succession des principales unités tectoniques, alors que les études pétrographiques posent encore de très nombreux problèmes, dans la mesure où les phases de recristallisation superposées ont des intensités relativement comparables et de faible degré (schistes verts avec ou sans amphiboles sodiques, schistes bleus...).

a. CARTOGRAPHIE.

Les levés de terrains ont été effectués de 1970 à 1980 en utilisant des agrandissements à 1/50 000 des cartes topographiques allemandes à 1/100 000, réalisés par le bureau des travaux spéciaux de l'I. G. N.

Les cartes concernées (pour des parties parfois peu importantes) sont les suivantes :

Kalambaka (5 E)	Trikkala (6 E)	Larissa (7 E)	Ajia (8 E)	
	Karditsa (6 F)	Farsala (7 F)	Wolos (8 F)	Skiathos (9 F)
	Karpenission (6 G)	LAMIA (7 G)	Atalandi (8 G)	

La documentation cartographique géologique utilisable en 1970 était représentée par la carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954), la carte (thèse) à 1/200 000 levée par Aubouin (1959) pour la limite entre les zones internes et externes, et pour certains secteurs, les cartes à 1/50 000, qui comptent parmi les premières cartes helléniques à cette échelle, publiées par l'Institut Géologique (I. G. S. R. puis I. G. M. E.) :

- pour l'Othrys (Marinos *et al.*, 1957 à 1967) : Almyros (1962), Myli (1957), Anavra (1957), Styliis (1963), Domokos (1957), Lamia (1967), Leontarion (1962) ;

- pour les bordures de la plaine de Trikkala : Sofadhes et Farsala (Bornovas et Philippakis, 1969), Trikkala et Kardhitsa (Savoyat et Lalechos, 1969), Kalabaka (Savoyat et Lalechos, 1970). Pour ces différentes cartes, la stratigraphie a été établie par J.J. et/ou G. Bizou ;

- pour le secteur de Grammeni-Archanion, à l'Ouest de l'Othrys occidentale : Sperkhias (Kallergis *et al.*, 1970).

Au cours de mes propres recherches, à partir de 1976, j'ai pu avoir accès à certaines cartes géologiques à 1/25 000 correspondant aux travaux (Ph. D.) de certains membres de l'équipe de Cambridge dirigée par Smith : Hynes (1972, non publié) et Nisbet (1973, non publié).

Enfin, j'ai utilisé : les indications cartographiques de Beck (1972) pour le secteur de Neraïda en Othrys centrale, la carte à 1/100 000 de Courtin (1979) pour le secteur situé à l'Ouest de Moschokarya entre Grammeni et Dafnospilia (limites entre zones internes et externes et secteur de Domokos), la carte de Richard (1980) à 1/50 000 pour la région de Farsala-Mikro Vounon.

Pour le secteur métamorphique, je n'ai eu le support d'aucune carte géologique à 1/50 000, puisque celles-ci sont en cours de réalisation depuis quelques années seulement sous la direction de Katsikatsos. Les seuls documents intéressants correspondent à la carte de la partie sud-orientale de la presqu'île de Magnésie, de Wallbrecher (1976), et une carte des alentours de Volos à 1/25 000, par Frost (1976, non publié) surtout intéressante pour le secteur du Cap Angistri.

En ce qui concerne les photos aériennes, j'ai pu observer à l'Institut (I. G. M. E.), une partie de la couverture de l'Othrys mais n'ai pu avoir accès à celles du Pelion. J'ai également consulté des photographies obtenues par le satellite Landsat (18 septembre 1972).

b. STRATIGRAPHIE.

Ce type d'étude qui s'est avéré fondamental dans la découverte et la reconnaissance des nappes paléohelléniques n'a pu être mené à bien que grâce à l'aide efficace de nombreux spécialistes micropaléontologistes :

- Paléozoïque : Lys (Foraminifères, Algues) ;
- Trias : Termier (Invertébrés), Vrielynck et surtout Kauffmann et Kozur (Conodontes), Zaninetti (Foraminifères) ;
- Jurassique-Crétacé inférieur : Bassoulet et Fourcade (Foraminifères, ...) ;
- Crétacé supérieur-Eocène : Fleury (Foraminifères).

Ont participé également à des titres divers : Durand-Delga (Calpionelles), De Wever, Devos et El Kadiri (Radiolaires), Cros (Algues triasiques).

c. PETROGRAPHIE.

ci. Roches sédimentaires.

Je n'insisterai pas sur les problèmes de nomenclature. Les différentes classifications des carbonates, par exemple, sont maintenant d'usage courant. J'ai donc utilisé les termes qui me paraissaient les plus adaptés en privilégiant cependant la classification de Folk (1959).

La signification des termes figurant dans ce mémoire est en général conforme aux définitions proposées dans le dictionnaire de Raoult et Foucault (1980), auquel on pourra se reporter. Cependant, je n'ai pas toujours suivi, à la lettre, les conseils de ce précieux guide et j'ai employé des termes tels que "graywacke" pour désigner des grès à matrice détritique et lithoclastes de roches éruptives abondants.

Le caractère tectonisé et parfois recristallisé des terrains d'origine sédimentaire d'Othrys rend difficile toute étude sédimentologique particulière.

Une tentative a été faite sur le matériel pélitique de l'Othrys, en collaboration avec Chamley et Holtzappfel. L'existence d'une diagenèse importante n'a cependant pas permis de reconstituer précisément le paléoenvironnement maliaque et pélagonien.

J'ai également utilisé les travaux de Price (1977) sur les calcaires allodapiques (turbidites calcaires, etc...) d'Othrys centrale, mais cette étude mériterait d'être reprise pour diverses raisons (stratigraphie rudimentaire, présence de plusieurs unités tectoniques).

c2. Roches éruptives.

Elles ont été étudiées en collaboration avec Lapiere et Courtin pour les laves triasiques, et, pour partie, avec Lapiere pour les laves ophiolitiques. J'ai, par ailleurs, pu profiter des conseils avisés de Maury pour l'ensemble de cette étude.

Les datations radiométriques des laves ophiolitiques sont dues à Delaloye (+).

c3. Roches métamorphiques.

J'ai bénéficié pour cette étude de l'aide de spécialistes tels que Desmons et Triboulet (en France) et travaillé dans un environnement privilégié au sein du groupe Godfriaux, Laduron, Schmitt, Pingo et Vautier (Belgique).

Les datations radiométriques des roches métamorphiques sont dues à Montigny (trois amphibolites d'Othrys) et surtout à l'équipe de Braunschweig en Allemagne (Harre, Kreuzer ainsi que Altherr et Seidel (+), avec qui j'ai eu, par ailleurs, des échanges fructueux sur le plan de la géologie des Hellénides).

Naturellement, de nombreuses insuffisances demeurent dans l'ensemble des études pétrographiques, qui demandent une expérience, qu'il est évidemment difficile d'acquérir en quelques années.

Il faut cependant garder à l'esprit qu'il s'agit avant tout, surtout dans le cas des roches métamorphiques, de données préliminaires souvent exploratoires, destinées à poser les problèmes.

D. PRESENTATION DES RESULTATS OBTENUS, CONCEPTION DU MEMOIRE.

1. PLAN ADOPTE.

L'existence de nombreuses paléogéographies successives et de phases tectoniques superposées ne permet pas d'utiliser un découpage par zones isopiques pour l'ensemble du mémoire.

Un plan chronologique où se seraient succédées les différentes étapes de l'évolution des séries du secteur étudié aurait été souhaitable, mais le caractère métamorphique d'une grande partie des terrains présents introduit trop d'incertitudes pour qu'une telle solution -qui correspond en fait à la conclusion souhaitée- puisse être retenue.

En conséquence, la description des terrains reconnus dans le secteur considéré a été scindée en deux parties (2e et 3e partie).

2e partie : les terrains non métamorphiques.

Il s'agit en fait de terrains suffisamment peu recristallisés pour qu'une stratigraphie, même rudimentaire, puisse y être effectuée :

- un plan chronologique a été retenu pour établir les principaux chapitres (six périodes) ;

(+) Je remercie les différents géologues qui m'ont procuré ces datations radiométriques et permis de les adjoindre à ce mémoire, avant que ne soit réalisées les publications correspondantes, en collaboration.

- dans chaque chapitre, les subdivisions correspondent aux unités (Trias-Jurassique) ou à des secteurs géographiques (autres périodes) ;

- la pétrographie des formations éruptives a été traitée en fonction de leur âge supposé (laves triasiques et quaternaires) ou de l'âge de leur première mise en place tectonique (ophiolites).

3e partie : les terrains métamorphiques.

Le but essentiel étant de reconstituer, dans le domaine métamorphique, les principales séries lithostratigraphiques afin de leur assigner une signification paléogéographique et structurale, j'ai essayé de distinguer des ensembles homogènes du point de vue des successions lithologiques (selon la verticale).

Quatre grands "blocs", regroupés en trois ensembles, ont pu être ainsi déterminés :

- le secteur situé à l'Ouest du méridien de Veleshtinon ;
- le massif de Velanidia ;
- les blocs du Pelion Nord et du Pelion Sud séparés par les failles de Koropi.

Ces deux derniers blocs ont été regroupés pour ne pas dissocier l'étude des affleurements crétacés probablement "comparables" des deux secteurs et ne pas multiplier ainsi à l'extrême les chapitres.

A l'intérieur de chacun de ces ensembles, les subdivisions ont été effectuées en distinguant : les principales unités superposées, des séries fondamentalement différentes du point de vue historique (séries crétacées discordantes), ou encore des séries d'affinités ambiguës (série de Makrinitsa).

Ces différentes subdivisions, et notamment celles qui s'appliquent aux unités paléohelléniques, correspondent en fait aux conclusions que les paragraphes concernés sont censés établir. C'est là une remarque qu'il faut garder à l'esprit pour la lecture de cette troisième partie.

Les descriptions des paragenèses métamorphiques ont été effectuées dans chacun de ces paragraphes de la troisième partie pour deux raisons : il s'agit de descriptions qui restent relativement objectives puisqu'elles ne sont pas classées à priori dans une succession de phases pré-établies et, de plus, les analyses pétrographiques peuvent être situées précisément sur les coupes. Ainsi en cas de modifications éventuelles des interprétations d'ensemble, les analyses pétrographiques restent utilisables.

L'inconvénient de cette présentation est de séparer l'analyse des relations entre recristallisations et déformations (4e partie) de la description des minéraux et des paragenèses (3e partie) ; mais naturellement, les données structurales utiles à la distinction de ces dernières ont été utilisées dans cette troisième partie.

4e partie.

La quatrième partie est, elle, consacrée à l'analyse des déformations et des relations entre celles-ci et les recristallisations métamorphiques.

Les subdivisions retenues pour cette quatrième partie sont d'ordre géographique. J'ai cependant essayé de définir des ensembles relativement homogènes du point de vue des structures tectoniques (six subdivisions).

Pour faciliter la lecture, un chapitre synthétique a été placé en tête de cette quatrième partie : les structures tangentielles et les principaux compartiments limités par des accidents verticaux, souvent décrochants, y sont décrits succinctement.

Les justifications de cet aperçu synthétique (chapitre II) sont exposées dans les paragraphes ultérieurs (chapitres III à VIII).

5e partie.

La cinquième partie, enfin, est consacrée à une synthèse géodynamique établie d'après l'ensemble des faits rapportés dans les parties précédentes. Ces types de modèles qui font intervenir les mécanismes décrits dans le cadre de la tectonique des plaques sont maintenant nombreux,

même pour la seule chaîne hellénique. J'essaierai donc de détailler les périodes pour lesquelles les affleurements étudiés apportent des informations originales, à savoir la période paléohellénique et les phases tertiaires transverses.

J'insisterai par ailleurs sur l'importance des accidents transverses et des mouvements de coulissages longitudinaux, mais nous verrons que de nombreuses incertitudes demeurent lorsqu'il s'agit de fixer l'ampleur et l'âge exact de ces phénomènes.

2. REMARQUES CONCERNANT LA LECTURE DU MEMOIRE.

a. PROBLEMES DE TOPONYMIE.

La transcription des noms de lieux grecs en alphabet latin pose un problème qui n'a jamais reçu, à ma connaissance, de solution unique et satisfaisante à tous égards.

Pour ma part, j'ai pris pour base les documents cartographiques les plus précis rédigés en alphabet latin qui soient à ma disposition, c'est-à-dire les fonds topographiques à 1/100 000 allemands. Quelques conversions ont cependant été rendues nécessaires de par l'existence de différences d'usage ou de phonétique entre les langues allemande et française.

Certains remplacements n'ont pas de conséquence sur la phonétique des mots ; ils ont été appliqués lorsqu'il m'a semblé qu'il s'agissait d'une simplification ou d'un usage courant dans les textes (géologiques) antérieurs : w devient v, certains j deviennent g. En revanche, j'ai conservé -peut-être à tort- la plupart des k ou des f même dans des cas où l'usage aurait voulu que l'on utilise ph (exemple : Pharsale est appelé Farsala, comme sur les cartes topographiques allemandes et géologiques grecques).

D'autres conversions ont été utilisées pour rendre compte de la phonétique réelle : u devient ou (ex. : Messovouni) ; cependant, dans de rares cas, cette modification n'a pas été effectuée ; ainsi, j'ai retenu le nom de Seskulon porté sur la carte allemande et non pas Seskoulon pour ce village célèbre pour son site archéologique, et connu en France sous le nom de Sesklo.

En règle générale, j'ai donc "sacrifié" certains usages français historiques (Sesklo, Pharsale) ou orthographiques (Hagios est devenue Agios) pour rester le plus près possible du support cartographique utilisé.

Ce choix a le mérite d'être simple mais il ne résoud pas tous les problèmes puisque certains noms ne sont pas reportés sur les cartes allemandes. J'ai tenté, dans ce cas, de rester cohérent avec la nomenclature choisie.

b. DESIGNATION DES ENSEMBLES GEOLOGIQUES.

Comme c'est le cas pour toutes les études géologiques régionales, il s'est avéré nécessaire de regrouper les informations géologiques obtenues, au sein d'ensembles cohérents.

Les règles internationales de la stratigraphie offrent diverses possibilités mais les caractéristiques propres au terrain étudié ne permettent pas toujours de les utiliser facilement. Il semble même qu'il soit préférable de ne pas appliquer sans précaution certains types d'analyse tels que l'analyse lithostratigraphique, au moins dans le cas considéré. Cette méthode, fondée sur la reconnaissance d'ensembles lithologiques particuliers, paraît a priori objective et simple. L'usage montre qu'il s'agit en fait d'une méthode dangereuse, qui entraîne de nombreuses confusions au plan stratigraphique et par conséquent structural (cf. Smith *et al.*, 1975, où les niveaux werféno-anisiens des unités maliaques sont confondus avec les niveaux du Trias supérieur-Jurassique pélagonien, etc...).

Cette méthode s'avère être en fait intéressante, en tant que méthode synthétique, lorsqu'une série est suffisamment étudiée du point de vue bio- et chronostratigraphique, dans des régions étendues, pour simplifier les appellations : c'est le cas pour la série pindique par exemple (Fleury, 1980).

En conséquence, pour ne pas compliquer la terminologie, même dans le cas des terrains métamorphiques, j'ai choisi de privilégier la définition de "Séries types" et non celles de "Formations lithologiques".

Dans la mesure du possible, une hiérarchie a été établie :

- les termes qui représentent des ensembles importants dans la toponymie locale, désignent des éléments géologiques fondamentaux : la zone isopique maliaque emprunte, par exemple, son nom à un golfe important et célèbre (cf. Thermopyles).

Par souci de simplification, ce nom a été appliqué à l'ensemble des séries de cette zone (séries maliaques) et des unités tectoniques qui en dérivent (unités maliaques).

En outre, afin de rendre sensibles les affinités établies entre certains ensembles sédimentaires et métamorphiques, j'ai retenu des noms désignant des éléments géographiques analogues : les séries et unités du Pelion, supposées homologues des séries et unités maliaques d'Othrys, ont ainsi été désignées par le nom du golfe en bordure duquel elles affleurent : le golfe pagasitique ;

- dans le détail, les unités (= unités tectoniques) ont été caractérisées, dans la mesure du possible, par des noms de monts importants (exemples : Unités du Messovouni, de Chatala, de Pírgaki, etc...). Cependant, certaines unités, qui apparaissent en fenêtre au fond de certaines vallées ou ne donnent jamais de monts importants du fait de leur lithologie, portent des noms de villages : Unités de Loggitsion, de Prosilia (huttes de bergers) ;

- les séries ont, par rapport aux unités tectoniques, une représentation très ponctuelle : elles portent donc le nom d'un lieu proche de l'endroit où la série type affleure ;

- j'ai également utilisé, de façon informelle, quelques noms locaux pour désigner des formations lithologiques intéressantes à l'échelle d'un secteur plurikilométrique (exemples : "flysch de Myli", "Schistes ocellés de Seskulon", les "marbres gris de Lafkos-Siki").

Enfin, des noms particuliers, employés antérieurement, ont été retenus pour désigner des ensembles d'aspect chaotique dont la signification est parfois contestée. C'est le cas des formations "volcano-détritiques" dites encore "Volcano-Détritique" en remplacement du terme "Mélange" pourtant simple mais ambigu (cf. 2e partie, chapitre IV).

Etant donné la diversité des séries lithologiques et des unités structurales, j'ai essayé de réduire au maximum le nombre de termes géographiques utilisés. Ainsi, lorsqu'une unité est caractérisée par un seul type de série lithologique ou qu'existe un type moyen représentatif des séries de cette unité, j'ai retenu un nom unique pour désigner l'unité et la série (exemple : Unité et série du Pírgaki ; Unité(s) et série de Loggitsion).

J'attirerai enfin l'attention sur un terme particulier servant à désigner les phases tectoniques anté-Crétacé supérieur des zones internes helléniques, dites ici "paléohelléniques".

Cette dénomination utilisée récemment (Aubouin *et al.*, 1979 ; Dercourt *et al.*, 1980) est construite sur une terminologie plus ancienne due à Rampoux (1970) qui créa la notion de "Paléodinarides" et Aubouin (1973) celle de "phases paléotectoniques".

Par la suite, oubliant quelque peu la terminologie préexistante, certains auteurs ont cru utile de regrouper ces phases sous le nom de phases "éohelléniques" (Jacobshagen *et al.*, 1976), s'opposant aux phases tertiaires "néohelléniques" (Katsikatsos, 1970). Ces termes, aux consonances proches et ambiguës (cf. néotectonique), ne semblent guère utiles, cependant le premier de ceux-ci semble avoir eu quelque succès d'usage, de par sa concision et sa construction qui rappelle le modèle alpin. Il ne m'apparaît pas utile de conserver ces différentes dénominations et j'emploierai par conséquent le vocable "phases et unités paléohelléniques" et "paléohellénides".

C. INDICATIONS POUR LA LECTURE DU MEMOIRE.

c1. Les figures.

La présentation des terrains rencontrés s'appuie principalement sur des coupes plutôt que sur des "logs" jugés moins proches des réalités, par leur aspect synthétique, et par conséquent moins susceptibles d'être précisés ou infirmés.

Ces coupes sont repérées de deux façons différentes :

- sur une carte aussi précise que possible, à grande échelle, associée à la coupe, qui permet de situer la coupe sur le terrain ;
- sur une carte générale placée en début de chapitre, qui replace les coupes les unes par rapport aux autres, mais aussi par rapport aux grandes unités géologiques.

Les légendes :

- les numéros dessinés sur les coupes renvoient au texte ;

Les figurés correspondant aux faciès les plus communs sont explicités sur la figure 5 pour les faciès non métamorphiques décrits dans la 2e partie et sur la figure 185 B pour les faciès métamorphiques décrits dans la 3e partie. Ces figurés sont rappelés en annexe.

Pour les faciès particuliers, des cartouches complémentaires ont été joints aux coupes elles-mêmes.

c2. Le texte.

J'ai déjà signalé les grandes lignes de la conception d'ensemble (voir ci-dessus et table des matières) du mémoire, je ne parlerai ici que des aspects techniques.

Repérage :

- des pages de couleur signalent les limites des différentes parties constituant le mémoire ;
- les titres des chapitres ou des principaux thèmes développés sont rappelés dans la légende des figures, ce qui permet de se situer au sein de chacune des grandes parties ;
- pour simplifier le repérage des lieux géographiques sur la carte à 1/100 000 jointe au mémoire, une liste alphabétique des noms de lieu est proposée, en association avec une carte schématique portant des repères latéraux simples (voir annexe).

Lecture :

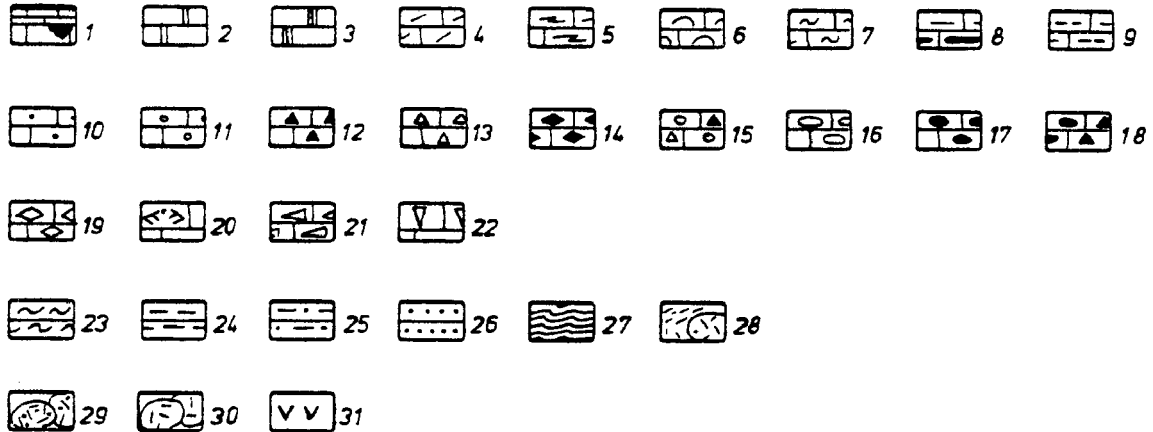
- le type de mémoire ici présenté est relativement volumineux de par l'exposé détaillé des faits, ce qui a pour principal inconvénient de diluer les conclusions dans la masse des données ;
- comme il n'est pas possible de rappeler les conclusions à la fin de chacune des subdivisions sans aboutir à de nombreuses répétitions, le lecteur désireux d'avoir une vue d'ensemble sur les sujets abordés, ou intéressé par un aspect particulier de ces derniers, pourra se reporter directement aux conclusions de chacune des grandes parties du mémoire (+).

Des figures synthétiques sont proposées dans ces différentes conclusions :

- pour les séries stratigraphiques (2e partie, chapitre VII) ;
- pour les séries lithostratigraphiques métamorphiques (3e partie, chapitre V) ;
- pour la pétrographie des roches éruptives. Dans ce dernier cas, il est nécessaire de se référer aux conclusions des paragraphes concernés figurant dans les chapitres consacrés au Trias (2e partie, chapitre II, paragraphe IX) d'une part, à la période Jurassique terminal-Crétacé basal pour les ophiolites (2e partie, chapitre IV), d'autre part ;
- enfin, pour avoir un aperçu sur les principales structures tectoniques, on pourra consulter non seulement les conclusions de la 4e partie (chapitre IX) et la 5e partie, mais aussi l'introduction de la 4e partie (chapitre II) et la carte générale à 1/100 000 jointe au mémoire.

(+) Des répétitions subsistent, car il m'a paru nécessaire de donner une certaine "autonomie" aux conclusions générales de chacune des parties. Cette façon de procéder satisfera, je l'espère, les lecteurs pressés ; que le (?) lecteur assidu me pardonne d'avoir accru sa souffrance de quelques pages...

Coupes :



Cartes :

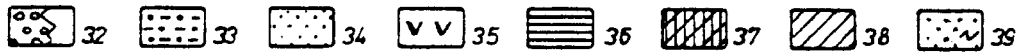


Fig. 5. - Cartouches communs à l'ensemble des coupes et des cartes relatives aux terrains non métamorphiques. (Base valable pour la 2^e partie, sauf indications contraires).

Coupes. - 1 à 22. Calcaires. - 1. gris-blanc, massifs (bas) ou lités (haut), localement à bauxites. - 2. noirs ou gris sombre. - 3. roses ou rouges. - 4. dolomitiques et dolomies. - 5. recristallisés. - 6. à filaments. - 7. noduleux. - 8. siliceux en lits (haut) ou en "noduleux" (bas). - 9. marneux. - 10. gréseux. - 11. oolithiques. - 12. microbréchiques ou calcarénites. - 13. bréchiques ou calcirudites. - 14. bio/intrasparite, bio/intramicrorite ou graveleux. - 15. calcarénites ou calcirudites à oolithes resédimentées. - 16. conglomérats divers. - 17. conglomérats à galets radiolaritiques et éruptifs roulés. - 18. conglomérats à éléments anguleux ou roulés de nature radiolaritique et éruptive. - 19. brèches et mégabrèches à éléments de marbres. - 20. à Globotruncana. - 21 et 22. à Rudistes (débris : 21, entiers : 22).

23 à 28. Roches sédimentaires non calcaires. - 23. schistes ocellés paléozoïques. - 24. pélites. - 25. pélites gréseuses. - 26. grés. - 27. radiolarites ou pélites radiolaritiques. - 28. formation chaotique à blocs éruptifs ("Volcano-Détritique" du Malm).

29 à 31. Roches éruptives. - 29. pillow-lavas triasiques amygdalaires. - 30. pillow-lavas ophiolitiques. - 31. ophiolites s.l. ou serpentinites.

Cartes. - 32. Néogène et quaternaire. - 33. zone béotienne. - 34. Crétacé-Paléocène des zones internes. - 35. ophiolites. - 36. base des figurés relatifs à la zone pélagonienne. - 37. Unité de Chatala. - 38. base des figurés relatifs aux unités maliaques (sauf U. de Chatala). - 39. Paléozoïque.

DEUXIEME PARTIE

TERRAINS NON METAMORPHIQUES

STRATIGRAPHIE

ANALYSE DES ENSEMBLES ERUPTIFS

PALEOZOIQUE

I. GENERALITES

Les terrains paléozoïques fossilifères ne sont connus, au sein du domaine étudié, que dans les parties orientale et centrale du massif de l'Othrys (fig. 6). Ces affleurements ne permettent malheureusement pas de faire une étude stratigraphique très précise, dans la mesure où ils constituent la base des nappes maliaques en Othrys centrale, et sont légèrement métamorphisés en Othrys orientale.

Certaines formations plus intensément métamorphisées des massifs du Pelion et de Velanidia ou du massif de Phyllion au Nord de Farsala, pourraient aussi appartenir au Paléozoïque (Troisième Partie de ce mémoire), mais aucun fossile ne permet de confirmer ces interprétations.

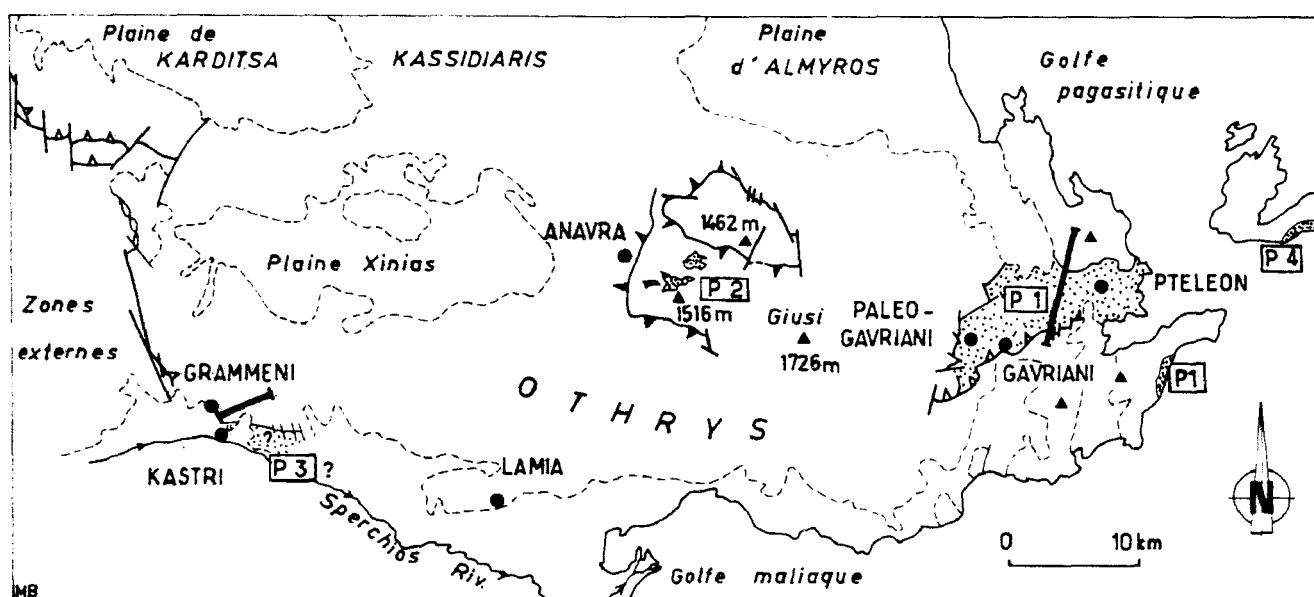


Fig. 6. - Paléozoïque. Situation des secteurs d'affleurement.

P 1. Othrys orientale. - P 2. Othrys centrale. - P 3. Othrys occidentale (Paléozoïque douteux).
P 4. Terrains métamorphiques supposés paléozoïques.

A. HISTORIQUE SUCCINCT.

Le Paléozoïque de Grèce a été mentionné ou décrit, avec plus ou moins de précision, dans de très nombreuses publications, dont les premières datent de la fin du siècle dernier. Du point de vue bibliographique, on pourra consulter avec profit la thèse de Guernet (1971), où figure une carte des principaux affleurements avec les références bibliographiques correspondantes, ainsi que la thèse plus récente d'Argyriadis (1978) qui, à l'occasion d'une étude sur le Permien alpine-méditerranéen, résume ou détaille certaines des plus importantes séries paléozoïques de Grèce. Je me contenterai de signaler ici quelques faits saillants ou quelques travaux très récents.

Quelques secteurs privilégiés dominent dans cette évolution des recherches sur le Paléozoïque hellénique : ce sont les îles de Chios et d'Hydra ainsi que le secteur d'Attique-Eubée, où les études furent menées principalement par Renz, associé ou non à Reichel (1904 à 1955) et Ktenas (1921 à 1926).

Ainsi le Paléozoïque supérieur fut signalé pour la première fois dans l'île de Chios (Stache, 1876 *in* Guernet, 1971 ; Teller, 1880) mais il fut également découvert peu après en Eubée (Deprat, 1904), en Attique (Renz, 1908) et en Othrys orientale (Renz, 1910).

C'est encore à Chios que le Paléozoïque antérieur au Carbonifère, plus précisément le Dévonien, fut mis en évidence pour la première fois (Ktenas, 1921). Depuis lors, les différents étages du Silurien y ont été datés (Kauffmann, 1965 ; Besenecker *et al.*, 1968) après que celui-ci eût été découvert dans l'île de Kos, également proche de la Turquie (Desio, 1930).

Ces premières découvertes et celles qui suivront concernent essentiellement des secteurs appartenant aux zones internes. En revanche, elles sont beaucoup plus rares dans les zones externes : Ktenas (1926), le premier, mentionne la présence de Paléozoïque supérieur à Fusulinidés dans les zones externes du Péloponnèse, puis Lys et Thiébault (1971) datent le Permien supérieur au Nord de Sparte. En Crète, du Permien supérieur a également été signalé, à la base de la série recristallisée de l'Ida d'affinités ioniennes (Epting *et al.*, 1972).

De beaux affleurements d'âge paléozoïque supérieur ont également été décrits dans l'île d'Hydra (Renz, 1911 ; Renz et Reichel, 1945 ; Ozawa et Tubler, 1929 ; Römermann, 1968), dont les séries sont classiquement attribuées aux séries externes du Pinde et du Parnasse (Renz, 1955). Toutefois, les nouvelles interprétations concernant l'Argolide voisine (Vrielynck, 1978, 1980) où les auteurs décrivent des séries pélagiques charriées dès les phases anté-Crétacé supérieur sur des séries néritiques, obligent à reconsidérer cette assimilation peut-être hâtive des séries d'Hydra à des zones externes helléniques.

S'agissant plus particulièrement des zones internes de Grèce continentale auxquelles appartient le domaine étudié, outre les publications synthétiques de Renz et Reichel (1945) et de Renz (1955), on peut retenir, parmi les travaux les plus récents qui apportent des précisions d'ordre stratigraphique sur les séries permo-carbonifères :

- pour l'Attique-Béotie-Loctride : Trikkalinos (1958), Maratos (1963), Clément *et al.* (1971), Clément (1976) et Clément et Lapierre (1980). Le premier nommé signale une discordance du Carbonifère sur des terrains cristallins, qui est niée par les auteurs plus récents ;

- pour l'Eubée : Marinos et Reichel (1958), Christodoulou (1967) et Guernet (1971), qui reconnaît le Moscovien, l'Ouralien et le Permien supérieur ;

- au Nord de l'Othrys, des affleurements d'âge paléozoïque ont été décrits dans le Vardar oriental (Mercier, 1968), mais il semblerait qu'il s'agisse en fait de formations mésozoïques (Kauffmann *et al.*, 1976).

Par ailleurs, il existe quelques travaux plus synthétiques qui proposent une vue d'ensemble du Permien, soit à l'échelle de la mer Egée (Kauffmann, 1976, 1978), soit à l'échelle de l'ensemble alpine-méditerranéen (Argyriadis, 1978).

Enfin, en ce qui concerne le domaine étudié, du Paléozoïque supérieur daté par des Fusulines a été signalé dès le début du siècle en Othrys orientale (Renz, 1909-1910) alors que les affleurements d'Othrys centrale ont été figurés pour la première fois sur la carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954), puis étudiés par Marinos et Reichel (1958). Des précisions ont également été apportées sur les affleurements d'Othrys orientale par ces derniers auteurs (*op. cit.*) et par moi-même (Ferrière *in* Aubouin *et al.*, 1970). En Othrys occidentale, près de Grammeni, Koch et Nicolaus (1969) et Kallergis *et al.* (1970) notent la présence d'un bloc (olistolithe ?) à *Amblysiphonella* qui serait d'âge permien, et attribuent par ailleurs la "formation détritique de Kastri" à cette même période, bien que cela reste discutable.

B. SUBDIVISIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES EMPLOYÉES.

Afin de situer les quelques niveaux datés dans les affleurements paléozoïques du secteur étudié, le tableau ci-joint rappelle les principales subdivisions chronostratigraphiques qui seront employées ci-dessous. Cette terminologie est celle utilisée par Lys qui a déterminé la plupart des microfossiles paléozoïques décrits dans ce paragraphe (tabl. II 1).

	ZONES à FUSULINES (Leven, 1967)	TRANSCAUCASIE (Leven, 1967)		PAMIR (Leven, 1967)		OURAL Plate-Forme U.R.S.S. (in Leven, 1967)	DARVAZ (M. Maclay, 1953)	
	ZONES	ZONES	HORIZONS	ZONES	ETAGES	ETAGES		
PERMIEN SUPERIEUR	<i>Yabeina</i> <i>Lepidolina</i> <i>Codonofusiella</i>	<i>Codonofusiella</i>	Dzhulfa	<i>Codonofusiella</i> <i>Reichelina</i> <i>Colaniella</i>	PAMIRIEN	TATARIEN	PAMIRIEN	
			Khachiksk					
	NEOSCHWAGERINA	<i>N. margaritae</i>	<i>Polydiexodina</i> <i>Chusenella</i> <i>Codonof. (rares)</i> <i>Yangchiensia</i> <i>Parafusulina</i> <i>Staffella</i>	Gnishiksk	<i>N. margaritae</i> <i>Afghanella</i> <i>Verbeckina</i>	MURGHABIEN	KAZANIEN	MURGHABIEN
		<i>N. schuberti</i>			<i>N. schuberti</i> <i>Sumatrina</i> <i>Verbeckina</i> <i>Polydiexod.</i>			
<i>N. simplex</i>		Armiksk		<i>N. simplex</i> <i>Praesumatrina</i> <i>Polydiexodina</i>				
	<i>Cancellina</i>	<i>Staffella</i> <i>Nankinella</i>	Acinksk	<i>Cancellina</i> <i>Pseudodoliolina</i> <i>Polydiexodina</i> <i>Parafusulina</i>	KUBERGAN DIEN	UFIMIEN	DARVAZIEN	
PERMIEN INFÉRIEUR	<i>Misellina</i> <i>Pseudofusulina</i> <i>Parafusulines</i> <i>primitives</i>	<i>Parafusulina</i> <i>Pseudofusulina</i> <i>Darvasites</i>	Davalinsk	<i>Misellina</i> <i>Parafusulina</i> <i>Pseudofusulina</i>	ARTINSKIEN	KUNGURIEN	ARTINSKIEN	
				<i>Pseudofusulina</i> <i>Parafusulina</i> <i>Darvasites</i>				
		<i>Schwagerina</i>			<i>Schwagerina</i> <i>Paraschwagerina</i> <i>Occidentoschwag.</i> <i>Quasifusulina</i>	SAKMARIEN SAKMARIEN	SAKMARIEN ASSELIEN	KARATCHTYRIEN

Tabl. II.1. - Paléozoïque. Zones à Fusulines utilisées dans la stratigraphie du Pamir et subdivisions du Permien en U.R.S.S. (d'après Leven, 1967 ; in Lys, 1977).

II. LE PALEOZOIQUE D'OTHRYS ORIENTALE

Les affleurements paléozoïques d'Othrys orientale (fig. 6) forment une large bande de 15 km sur 5 km environ, allongée dans le sens Est-Ouest, et centrée sur les villages de Pteleon et Gavriani. Ils sont limités au Sud par le contact anormal chevauchant tertiaire, dit de Myli-Gavriani. Malgré les recristallisations intenses qui affectent ces terrains, une faune de Fusulinidés et de *Cyatophyllum*, attribuée au Paléozoïque récent, a été signalée dès le début du siècle en Othrys orientale, dans des blocs isolés, près de Gavriani notamment (Renz, 1910). Marinos et Reichel (1958) ont par la suite donné les premières indications sur les affleurements plus orientaux du mont Chlomon, au sein desquels j'ai signalé la présence de *Codonofusiella* sp. et de *Colaniella parva* du Permien terminal (Ferrière in Aubouin et al., 1970). En dehors de schémas très succincts (Marinos et Reichel, 1958), aucune coupe ou série précise relative à ces affleurements n'a été jusqu'alors publiée.

A. LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES : COUPE DU CHLOMON AU PIRGOS.

Cette coupe, de direction subméridienne comprise entre le mont Chlomon (893 m), point culminant de la bordure occidentale du golfe Pagasitique, au Nord, et la colline du Pirgos (380 m environ), au Sud, est centrée sur le mont Granitsas (439 m).

Le long de cette coupe, affleurent des terrains à pendage moyen vers le Nord, au sein desquels on reconnaît, du NNE au SSW, la succession suivante (fig. 7) :

- (1) une formation carbonatée épaisse de plusieurs centaines de mètres, constituée de marbres gris massifs et de calcaires dolomitiques recristallisés appartenant au Trias et peut-être au Jurassique ;
- (2) un ensemble calcaro-détritique caractérisé par sa couleur sombre due à la richesse en matière organique, et daté du Permien supérieur par des Fusulines (Ferrière *in* Aubouin *et al.*, 1970). Son épaisseur est difficile à évaluer du fait de l'existence de nombreux replis, mais peut être estimée à une centaine de mètres ;
- (3) une formation de schistes siliceux, les "schistes de Pteleon", caractérisée par la présence de grandes plages feldspathiques qui leur donnent l'aspect de "schistes ocellés" au sein desquels s'intercalent des niveaux amphibolitiques.

Cet ensemble (3) repose anormalement sur une écaïlle de marbres dolomitiques (4) qui chevauche elle-même des péridotites serpentinisées (5). L'étude des faciès et des structures tectoniques montre qu'il s'agit d'un flanc inverse de pli, étiré, le niveau de marbres dolomitiques (4) étant l'équivalent, laminé, du niveau (1). De ce fait, une partie des affleurements méridionaux appartenant aux "schistes de Pteleon" (3) pourrait également présenter une polarité inverse.

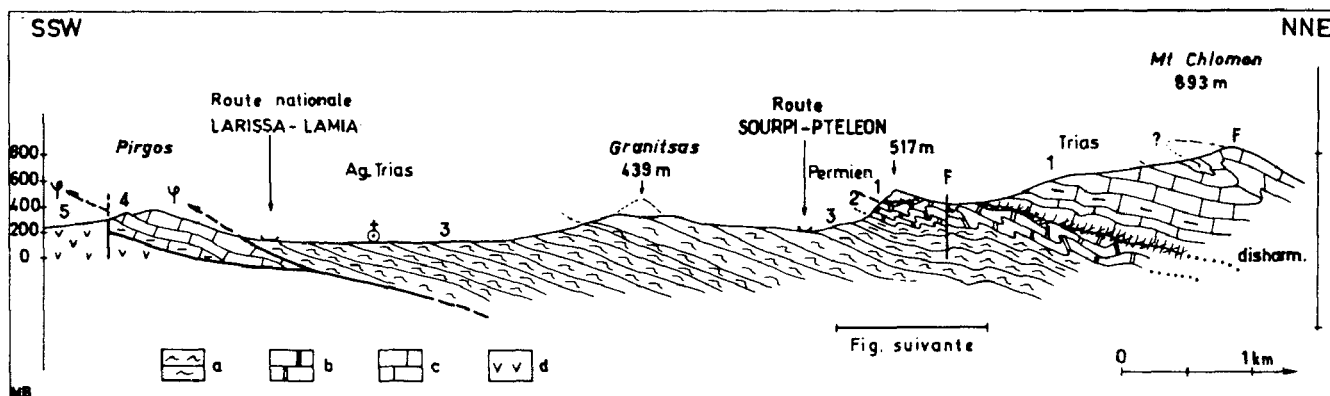


Fig. 7. - Paléozoïque. Coupe d'ensemble. P 1, fig. 6.

Numéros : voir texte. - a. Schistes ocellés ou fins. - b. Calcaires noirs permien. - c. Calcaires et dolomies massifs (Trias-Jurassique (?)). - d. Serpentinites.

Je décrirai successivement les deux formations lithologiques anté-triasiques (2 et 3) mises en évidence sur cette coupe, en commençant par la formation la plus récente.

B. LA FORMATION CALCARO-DETRITIQUE SUPERIEURE : LE PERMIEN SUPERIEUR A FUSULINES.

1. LE FLANC MERIDIONAL DU MONT CHLOMON.

a. AFFLEUREMENTS OCCIDENTAUX.

a1. Coupe type. (fig. 8)

Cette coupe a été levée le long du sentier, accessible depuis la route Sourpi-Pteleon, qui longe le flanc oriental du sommet coté 515 m, au Sud-Ouest du mont Chlomon. Du Sud au Nord et de bas en haut, affleurent successivement (fig. 8 A) :

- (1) les "schistes de Pteleon", formés de schistes ocellés feldspathiques et de schistes plus fins, de couleur grise ou jaunâtre ;
- (2) des niveaux essentiellement carbonatés, recristallisés, formés de calcaires dolomitiques et de dolomies grises à rares passées gréso-micacées. De nombreuses sections de fossiles s'y observent : coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes, articles d'encrines et sections d'Algues ovoïdes notamment ;
- (3) une alternance de calcaires noirs et de niveaux détritiques gréso-micacés, parfois calcareux, de couleur sombre. Les bancs gréseux sont constitués de quartz, feldspath (albite ?), mica blanc, chlorite (rare) et minéraux opaques. Certains des phyllosilicates présents dans les plans de schistosité sont probablement de néogénèse (métamorphismes alpins), alors que d'autres, notamment ceux de plus grande taille, sont d'origine détritique ;
- (4) à nouveau un ensemble carbonaté à nombreuses traces fossilifères semblable aux niveaux inférieurs (2), constitué de calcaires noirs parfois gréseux, de calcaires dolomitiques, de marbres gris et de rares passées gréso-micacées. Quelques niveaux rouges carbonatés ou détritiques apparaissent à la partie supérieure ;
- (5) des marbres plus ou moins dolomitiques, gris, massifs, où s'observent des restes mal conservés de fossiles, qui appartiennent probablement déjà au Trias.

Les subdivisions faites au sein de l'ensemble carbonaté détritique de couleur noire, ne sont peut-être pas le reflet de la stratigraphie réelle, dans la mesure où de nombreux replis d'origine tectonique affectent cet ensemble.

Quoi qu'il en soit, des échantillons prélevés dans les calcaires noirs recristallisés appartenant aux niveaux (2) et (3) ont livré, outre des restes d'Algues, de Lamellibranches, de Gastéropodes, et de nombreux articles d'Encrines, des microfossiles dont : des Fusulinidés (détermination personnelle) tels que *Codonofusiella* sp., *Tetrataxis* sp. et peut-être *Reichelina* sp. du Permien supérieur.

Des microfossiles observés dans des niveaux plus gréseux prélevés dans le terme supérieur (4) ont déjà été décrits (Ferrière *in* Aubouin *et al.*, 1970) ; il s'agit de *Colaniella parva* (Colani), *Codonofusiella nana* Erk et *C. paradoxica* Dunbar et Skinner, qui indiquent également le Permien supérieur, et plus précisément le Dzhulfien.

a2. Analyse des relations entre la formation calcaro-détritique et les autres formations lithologiques. (fig. 8, B et C)

Les passages entre cette formation calcaro-détritique noire du Permien supérieur et les formations sous et sus-jacentes n'ont pu être observés dans de bonnes conditions le long du sentier contournant la colline (fig. 8 A). En revanche, des observations complémentaires intéressantes ont été faites dans des secteurs très proches :

- le passage entre les schistes de Pteleon et la formation calcaro-détritique permienne (fig. 8 C) :

ce passage peut être observé en bordure de la nouvelle piste qui court sur le flanc de la colline (515 m). Les schistes oeuillés de base (1a) surmontés de schistes fins micacés (1b) sont séparés de l'ensemble sus-jacent, formé de niveaux grésco-micacés associés à des calcaires noirs en plaquettes (3a) et de bancs de calcaires noirs massifs (3b), par une dizaine de mètres de niveaux altérés grisâtres, d'aspect poussiéreux (2), indiquant pour le moins une disharmonie majeure ;

- le passage de la formation calcaro-détritique permienne aux marbres massifs triasiques (fig. 8 B) :

il peut être observé quelques dizaines de mètres à l'Est de la route Sourpi-Pteleon, au Nord Ouest de la colline cotée 515 m, près du lieu où la route recoupe le contact entre les "schistes de Pteleon" et les formations carbonatées sus-jacentes. A la base de ces dernières affleure une alternance de calcaires noirs en plaquettes et de grès micacés brunâtres (2), qui passe vers le haut à des calcaires noirs en plaquettes de 20 à 30 cm d'épaisseur, ou en bancs massifs (3), s'enrichissant ensuite en niveaux métriques de dolomie grisâtre (4), qui pourrait représenter une transition vers les marbres, parfois dolomitiques, gris-blanc, d'âge triasique, qui affleurent plus à l'Est. En l'absence d'une stratigraphie fine, on ne peut malheureusement pas exclure la possibilité de failles verticales, et ce d'autant plus que les calcaires sont déjà très fortement recristallisés.

b. LE SECTEUR PROCHE DU GOLFE PAGASITIQUE.

Sur le flanc méridional du mont Chlomon mais au Nord-Est de Pteleon cette fois, l'observation d'affleurements parfois dispersés permet de reconstituer avec plus ou moins de précision le passage entre les formations schisteuses de base, nettement métamorphisées, et les marbres sus-jacents (fig. 9).

Ainsi, en bordure même du golfe pagasitique, juste au Nord de la chapelle Agios Georgios (fig. 9 B), le passage entre les schistes oeuillés et fins de base (1) et les marbres supérieurs (2) se fait de façon relativement brutale, mais des traces de tectonisation sont localement visibles.

Quelques centaines de mètres plus à l'Ouest, un autre type de succession lithologique a pu être observé (fig. 9 A). Entre la masse schisteuse principale de base (1) et les marbres gris-blanc massifs supérieurs (4) triasiques (?), s'intercalent 10 m environ de beaux marbres blancs antérieurement exploités dans une petite carrière (2), puis une dizaine de mètres également de schistes violacés (3), à quartz, plagioclase sodique, mica blanc et tourmaline, où deux schistosités s'entrecroisent. Des calcaires noirs très recristallisés, qui apparaissent quelques centaines de mètres plus à l'Ouest au sein d'une végétation assez dense, pourraient être situés dans la partie supérieure de la masse schisteuse principale (1), comme cela a été représenté sur la figure 9 A, à titre d'hypothèse.

Un troisième type de succession lithologique (fig. 9 C), assez proche des affleurements précédemment décrits, est visible sur le bord oriental du mont Tragovouni (630 m), en bordure du golfe pagasitique. Deux faits majeurs peuvent être dégagés :

- des schistes violacés (2) à quartz et mica blanc de néogénèse affleurent entre les schistes oeuillés jaunâtres (1) et la masse principale des marbres sus-jacents (3 et 4) ;
- le passage des schistes (2) aux marbres massifs (4) datés du Trias (moyen ?) est assuré par des marbres en plaquettes, parfois fossilifères, appartenant déjà au Trias.

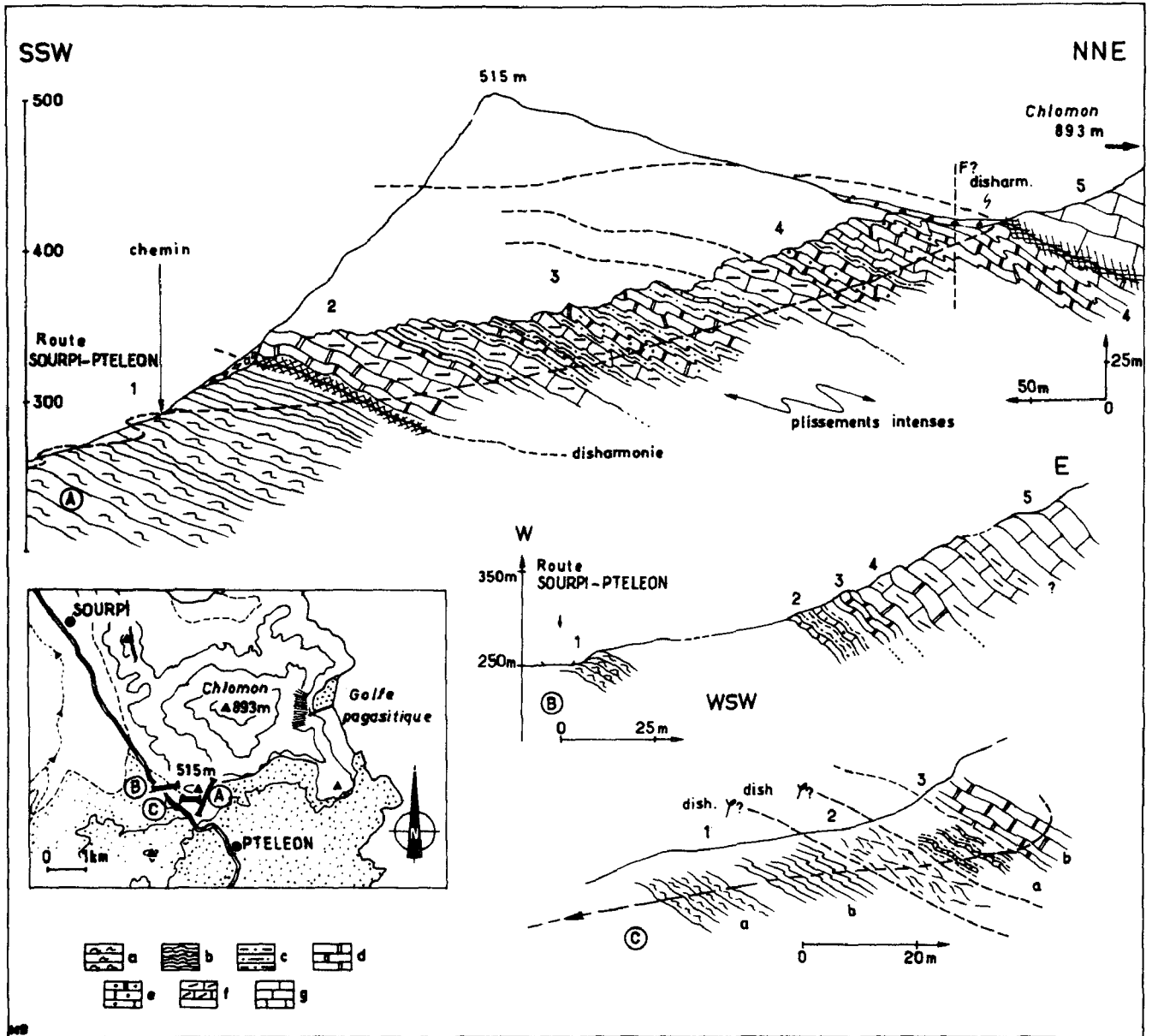


Fig. 8. - Paléozoïque. Coupe du sommet 515 m (Chlomon - 893 m). P 1, fig. 6.

Numéros : voir texte. - a. Schistes oëillés feldspathiques. - b. Schistes fins. - c. Pérites gréseuses. - d. Calcaires noirs fossilifères. - e. Calcaires gréseux. - f. Calcaires dolomitiques gris. - g. Calcaires massifs (Trias ?).

2. LE SECTEUR DE PALEOGAVRIANI : LES CONGLOMERATS SILICEUX.

Les terrains qui affleurent à proximité des ruines de Paleogavriani sont constitués de calcaires noirs à Fusulinidés, mais aussi de niveaux siliceux gréseux et conglomératiques qui n'ont pas été observés dans les coupes précédentes du mont Chlomon, à l'Est du secteur considéré. C'est dans cette région que Renz a découvert, dans des blocs isolés, des Fusulinidés du Permien (Renz, 1909-1910).

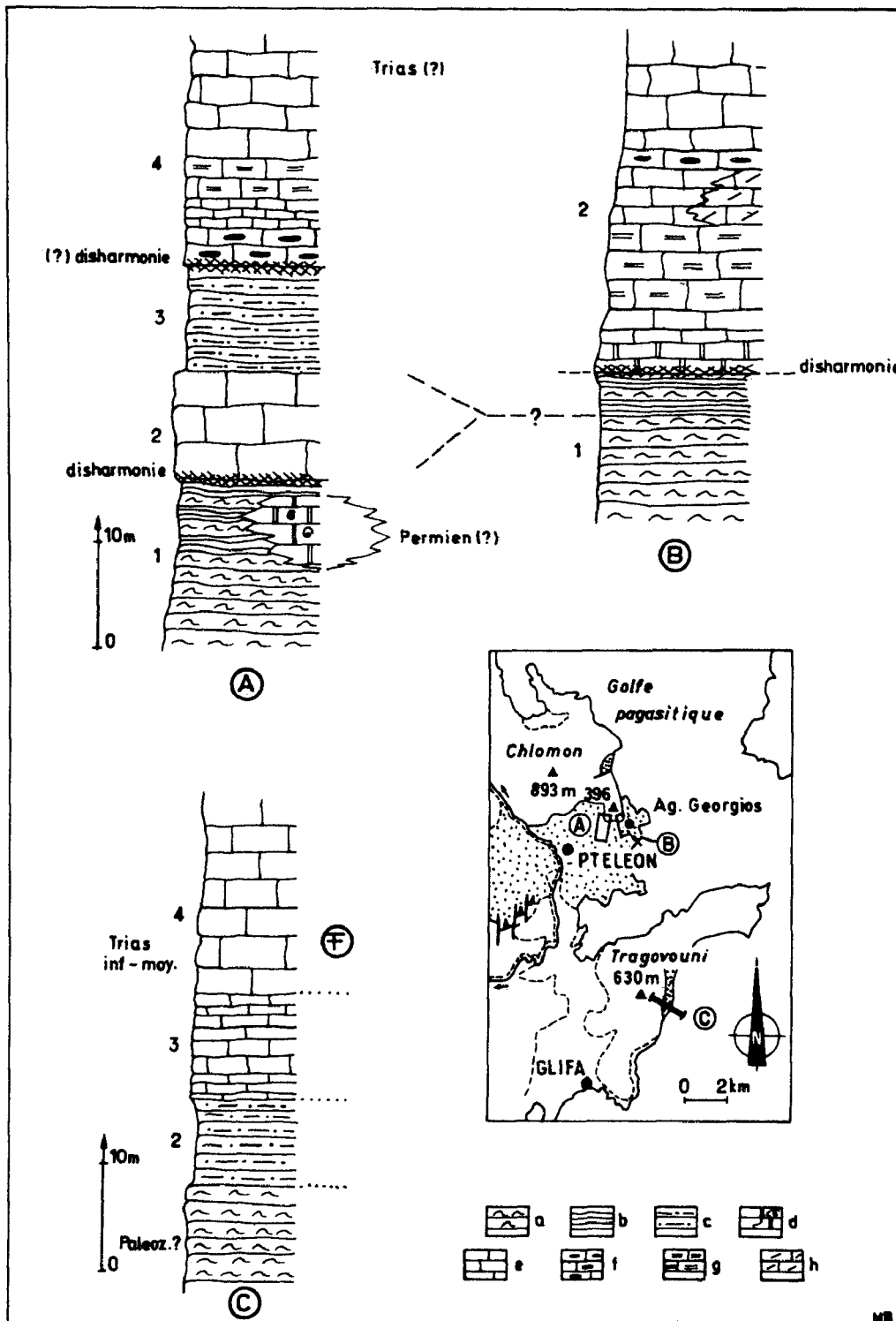


Fig. 9. - Paléozoïque. Passage des schistes paléozoïques aux marbres triasiques. Secteur de Pteleon-Agios Georgios. Situation : P 1, fig. 6.

Numéros - voir texte. - a. Schistes ocellés feldspathiques. - b. Schistes fins. - c. Pélites gréseuses. - d à h : calcaires. - d. Noirs recristallisés parfois fossilifères. - e. Fins. - f. Silliceux. - g. A phyllites (cipolins). - h. Dolomitiques.

a. DESCRIPTION.

La coupe décrite ici a été levée dans la vallée principale qui longe la piste d'accès à l'ancien village (Paleogavriani), entre ce dernier (600 m d'altitude environ) à l'Ouest, et la chapelle Agios Georgios (440 m d'altitude environ) à l'Est.

De l'amont vers l'aval, c'est-à-dire d'Ouest en Est, on rencontre successivement (fig. 10) :

- (1) des niveaux détritiques siliceux (20 à 40 m) de couleur claire. Ce sont des grès feldspathiques, des quartzites et des conglomérats riches en galets de quartz ou de quartzite blancs ou violets, dans lesquels s'intercalent des bancs gréseux rouges. Des stratifications entrecroisées permettent de s'assurer que la polarité de la série est normale ;
- (2) 10 m environ de dolomie grise en bancs massifs ;
- (3) un ensemble de niveaux siliceux, détritiques, semblable à l'ensemble supérieur (1), limité à sa base par des bancs conglomératiques à galets siliceux, blancs ou violets, pouvant atteindre 20 cm de longueur. Ces faciès rappellent les faciès classiques de type "Verrucano" (discussion *in* Argyriadis, 1978) ;
- (4) des faciès détritiques fins, gréseux ou grésopélimitiques, parfois calcareux, à schistosité nettement oblique sur la stratification qui leur donne parfois un débit en mullions, de direction N 150-N 160. L'épaisseur totale de cet ensemble ne peut être précisée, sa base n'étant pas visible à l'affleurement. En lame mince, on note la présence des minéraux suivants : quartz, feldspath, mica blanc, chlorite verte probablement d'origine détritique, dans un fond de calcite, mica blanc et petits grains de couleur rouille (ankérite ?). A ce niveau, existe un hiatus d'observation qui s'accompagne d'un changement de faciès, mais aussi de pendage des couches, qui étaient jusqu'alors, en amont, à pendage Ouest et prennent brusquement, en aval, un pendage Est. Une faille verticale est probablement présente à ce niveau ;
- (5) des bancs de calcaires recristallisés noirâtres fins, microbréchiques ou même conglomératiques à galets pluricentimétriques, reposant sur des bancs de calcaires gréseux de teinte sombre. Des granuloclasses frustes pourraient indiquer une polarité inverse. Les surfaces polies par la rivière permettent d'observer des sections de microfossiles, et notamment des Fusulinidés. En lame mince, on peut reconnaître les associations suivantes (dét. Lys) :

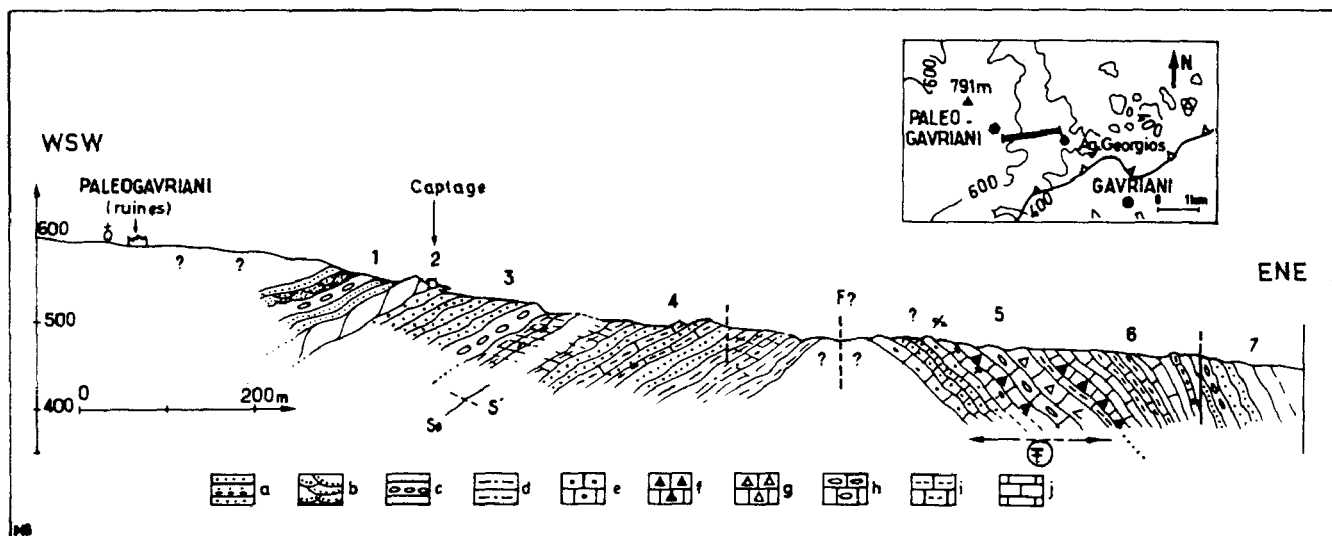


Fig. 10. - Paléozoïque. Coupe de Paleo Gavriani. P 1, fig. 6.

Numéros : voir texte. - a. Grès, parfois granoclassés. - b. Grès à stratifications entrecroisée. - c. Conglomérats. - d. Schistes fins ou gréseux. - e à j : calcaires. - e. Gréseux. - f. microbréchiques. - g. Bréchiques. - h. A éléments roulés. - i. Marneux (calcschistes). - j. Fins.

- dans des éléments centimétriques d'une brèche calcaire : des débris de Gastéropodes, de Schwagerinidés et *Tetraxis* sp.; *Codonofusiella* sp. et *Chusenella* (?); et enfin l'association *Codonofusiella* sp., dont *C. nana* possible, *Staffella* sp., *Globivalvulina* sp. et *Geinitzina* sp. ;

- dans des calcaires homogènes noirs très recristallisés : *Dunbarula* probable (formes juvéniles) d'une part, *Gymnocodium* sp., *Hemigordius* sp., *Staffella* sp. et *Codonofusiella* sp. d'autre part.

Toutes ces formes indiquent un âge permien supérieur, murghabien supérieur ou plus récent ;

- (6) des niveaux de calcaires marneux et de calcschistes jaunâtres en surface, à intercalations de calcaires marmoréens noirâtres. Les niveaux jaunes sont constitués, pour l'essentiel, de calcite, quartz, mica blanc et chlorite, en association avec des rhomboèdres d'ankérite ;
- (7) des bancs siliceux à grains grossiers séparés des niveaux précédents par un contact anormal, probablement vertical.

b. INTERPRETATION.

Les calcaires noirs à Fusulinidés du Permien supérieur (5 et 6) rappellent ceux de la coupe du Chlomon (fig. 8), bien qu'ils soient ici plus riches en passées bréchiques. En revanche, l'ensemble lithologique (1 à 4), constitué de grès feldspathiques et de conglomérats siliceux, est caractéristique de ce secteur.

La présence de discontinuité dans les affleurements et de failles verticales (?) n'a pas permis de rétablir l'ordre de superposition originel, mais on peut malgré tout conclure, de par la comparaison des composants détritiques de ces deux ensembles, qu'ils appartiennent bien à une série unique.

C. LES FORMATIONS SCHISTEUSES DE BASE : LES SCHISTES DE PTELEON,

Les formations de schistes fins et surtout oeuillés qui constituent le soubassement des calcaires noirs à Fusulines et des niveaux siliceux de faciès "Verrucano" vus précédemment, affleurent largement entre Pteleon et Gavriani, dans les monts Granitsas (439 m) et Dassia (431 m) notamment. Ils sont notés gneiss sur la carte à 1/500 000 de Grèce (Renz *et al.*, 1954). Smith *et al.* (1975) signalent, sans détailler ce problème, que les formations à Fusulines sont géométriquement discordantes sur ces schistes de Pteleon, constitués de quartzites, de sables arkosiques métamorphisés, de schistes, de "Phyllites" et de quelques marbres ; mais ils considèrent qu'ils appartiennent aux faciès "schistes verts" inférieurs, à mica blanc et albite, comme les formations sus-jacentes.

1. LES PRINCIPAUX FACIES OBSERVES.

a. LE SECTEUR OCCIDENTAL : COUPE DE L'AGIANNORREMA.

Cette coupe, d'accès plus ou moins facile, a été levée dans l'importante vallée de l'Agiannorrema, au sortir des profondes gorges creusées dans les carbonates triasico-jurassiques, à l'Est de Vrinena. De l'amont vers l'aval, c'est-à-dire d'Ouest en Est, cette vallée recoupe successivement (fig. 11) :

- (1) et (2). des péridotites serpentinisées (1) et des calcaires recristallisés triasico-jurassiques (2) qui recouvrent les formations schisteuses de Pteleon (3 à 5), situées en aval ;
- (3) des schistes oeuillés feldspathiques, à grain plus ou moins grossier, de couleur claire. Parmi les faciès observés, on peut noter :
 - des schistes oeuillés, blancs ou jaunâtres, qui montrent, dans un fond de quartz, de mica blanc et d'épidote, de grandes plages de feldspath et de mica brunâtre chloritisé. Les feldspaths sont transformés mais les analyses montrent qu'il s'agit soit d'orthose, soit d'albite. Des zircons et des grenats rosés, provenant de la fragmentation de grands grenats, complètent l'association. Ces grenats sont riches en almandin (tabl. II 2) ;

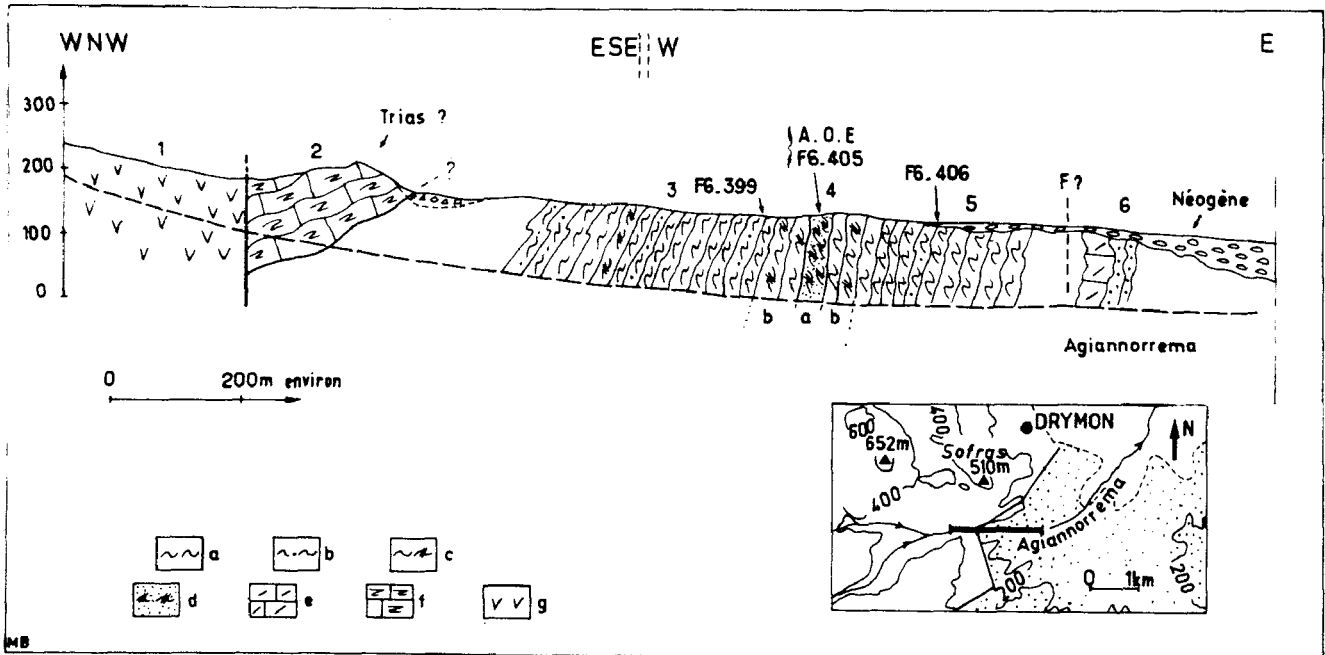


Fig. 11. - Paléozoïque. Coupe de l'Agianorrema. P 1, fig. 6.

Numéros : voir texte. - a. Schistes oëillés fins feldspathiques. - b. Schistes oëillés à grain grossier. - c. Alternance schistes oëillés-amphibolites vertes. - d. Amphibolites vertes. - e. Calcaires dolomitiques. - f. Calcaires recristallisés (Trias ?). - g. Serpentinites.

- des schistes oëillés verdâtres, présentant un fond de quartz, chlorite verte et épidote (pistachite), au sein duquel apparaissent des plages feldspathiques semblables à celles des niveaux précédents, mais aussi des cristaux de hornblende verte (3 mm) à bordure vert pâle (actinote), d'épidote rougeâtre de type allanite, de sphène et de mica brunâtre (biotite). Parmi les plages feldspathiques claires, certaines présentent des structures révélant une "albitisation de remplacement" ;
- (4) une vingtaine de mètres de roches massives vert foncé (4a) encadrées de schistes "grenus" à passées alternativement claires et verdâtres (4b) :
 - les roches vert foncé (4a) sont des amphibolites plus ou moins feldspathiques à texture granoblastique. On y reconnaît : de la hornblende verte à bordure plus claire (actinote), quelques feldspaths (plagioclases) transformés en séricite et épidote, des restes de biotite, du sphène (abondant), de l'apatite, ainsi que de la pistachite et de la chlorite verte postérieure aux minéraux précédents. Ces niveaux amphibolitiques se terminent en biseau vers le Sud ;
 - certains lits encadrant les amphibolites sont formés d'une alternance de lits clairs centimétriques, à petits yeux feldspathiques altérés et quartz, et de lits verdâtres, centimétriques également, à hornblende verte, feldspath altéré et sphène (4b). S'y ajoutent de l'épidote de type allanite, mais aussi de la pistachite (postérieure ?) et de la chlorite verte plus récente que les précédents minéraux ;
- (5) des schistes oëillés et fins de couleur claire ou brunâtre (5) passant progressivement aux niveaux précédents (4) et qui sont assez semblables aux schistes de l'ensemble (3). Certains échantillons sont très riches en feldspaths, biotite, apatite et minéraux opaques et présentent une texture mylonitique ;
- (6) des marbres blancs associés à des schistes clairs, qui apparaissent plus à l'Est, mais leurs rapports avec les niveaux précédents n'ont pu être observés.

En résumé, cette coupe permet d'observer deux types de faciès principaux, caractérisés par leur richesse en minéraux blancs, quartz et grands feldspaths, d'une part, et en hornblende verte associée à des feldspaths, d'autre part. Un premier évènement est à l'origine de l'association minéralogique caractérisée par la présence de grands minéraux de feldspath (orthose et plagioclases), de hornblende verte, de mica brun ou brun-vert, de mica blanc, d'épidote (allanite), de sphène et peut-être d'apatite. Une évolution ultérieure entraîne notamment la transformation des feldspaths en épidote et mica blanc, et l'apparition de chlorite verte. L'origine de ces roches sera discutée dans la conclusion de ce paragraphe.

AMPHIBOLES : SCHISTES OEILLÉS D'OTHRYS ORIENTALE (Ech. F6-405)									
F6-405	1 coeur	2 coeur	3 coeur	bord	4 coeur	coeur	5 coeur	6 coeur	7 coeur
SiO ₂	42,94	43,14	44,42	44,27	45,11	45,68	43,73	44,17	43,24
TiO ₂	1,73	1,58	1,32	0,61	0,91	0,73	1,10	1,17	1,59
Al ₂ O ₃	11,20	11,23	10,51	10,85	10,48	9,78	10,67	10,63	11,02
FeO*	14,92	14,32	14,35	14,69	14,40	13,78	13,59	14,88	13,91
MnO	-	0,34	0,45	0,46	0,26	-	0,22	0,16	-
HgO	11,47	11,32	11,64	12,17	11,99	12,17	11,90	12,24	11,32
CaO	12,28	12,31	12,66	12,28	12,88	12,23	12,45	12,25	12,32
Na ₂ O	1,69	1,62	1,14	1,21	1,34	1,63	1,52	1,24	1,42
K ₂ O	1,00	0,89	1,00	0,65	0,91	0,73	0,83	0,62	0,93
(H ₂ O)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
TOTAL	99,24	98,95	99,49	99,20	100,12	98,79	98,02	99,39	97,75
Prop. atomiques									
Si	6,419	6,481	6,554	6,658	6,652	6,794	6,634	6,549	6,541
Al ^{IV}	1,581	1,519	1,446	1,432	1,348	1,206	1,366	1,451	1,459
	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,398	0,463	0,668	0,461	0,469	0,505	0,537	0,402	0,501
Ti	0,193	0,177	0,144	0,067	0,099	0,081	0,087	0,129	0,180
Fe ³⁺	0,366	0,042	0,835	0,421	0,070	-	0,412	0,367	-
Mg	2,571	2,550	2,570	2,707	2,651	2,715	2,707	2,721	2,568
Fe ²⁺	1,472	1,739	0,728	1,295	1,682	1,708	1,208	1,381	1,753
Mn	-	0,029	0,055	0,049	0,030	-	0,027	-	-
	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	4,978	5,000	5,002
Mn 0,008									
Ca	1,966	1,980	1,996	1,951	2,034	1,949	2,020	1,945	1,996
Na	0,022	0,007	0,004	0,049	-	0,051	-	0,033	0,004
	0,012(Fe ²⁺)	0,013(Mn)						0,022(Fe+Mn)	
	2,000	2,000	2,000	2,000	2,084	2,000	2,020	2,000	2,000
Na	0,466	0,462	0,320	0,305	0,380	0,418	0,435	0,321	0,405
K	0,189	0,169	0,097	0,122	0,129	0,140	0,159	0,115	0,179
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

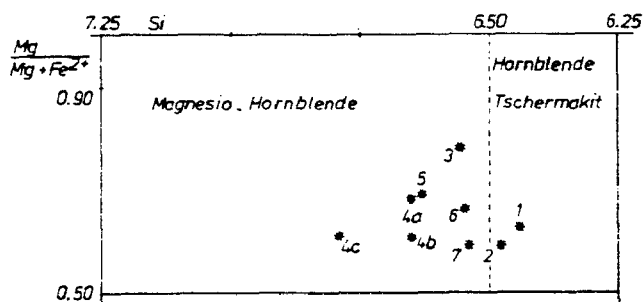


Diagramme de Leake (1978).

Tabl. II. 2A. - Paléozoïque. Analyses à la microsonde électronique (Nancy : Lapiere ; Louvain : Vautier). Amphiboles (hornblende) des schistes oillés d'Othrys orientale.

"SCHISTES OEILLÉS" : OTHRYS ORIENTALE													
		MICA BLANC		BIOTITE				GRANATS			FELDSPATHS		
Σ pds	Ech.	F6-406	F6-406	F6-406	Σ pds	Ech.	F6-399	F6-399	F6-406	F6-399	F6-399	F6-406	
			1	2			1	2					
SiO ₂		47,94	36,06	35,44	SiO ₂		37,90	37,87	38,25	62,67	63,91	67,62	
TiO ₂		-	2,84	2,92	TiO ₂		0,07	0,18	0,04	-	0,01	0,04	
Al ₂ O ₃		34,00	16,85	16,65	Al ₂ O ₃		22,13	27,00	21,92	18,66	18,79	20,10	
FeO*		2,03	21,01	20,38	Cr ₂ O ₃		0,01	0,23	0,04	-	0,08	0,02	
MnO		0,27	0,20	0,25	Fe ₂ O ₃		28,38	23,79	27,97				
HgO		1,10	7,81	8,27	FeO		-	-	-		0,04	-	
CaO		0,12	0,24	1,24	MnO		8,81	12,13	8,84		-	0,03	
Na ₂ O		0,32	-	0,04	MgO		1,83	1,21	1,51		-	-	
K ₂ O		10,58	7,86	7,11	CaO		3,14	4,46	3,75	0,04	-	0,32	
(H ₂ O)			3,84	3,82	Na ₂ O		0,07	-	0,01	0,18	0,35	11,21	
TOTAL		96,37	96,77	96,10	K ₂ O		0,05	-	0,04	15,47	15,77	0,09	
Prop. atom.		22 Oxyg.	22 Oxyg.	22 Oxyg.	TOTAL		102,42	101,88	102,37	97,02	98,96	99,43	
Si		6,329	5,630	5,561	Prop. atom.		12 Oxyg.	12 Oxyg.	12 Oxyg.	8 Oxyg.	8 Oxyg.	8 Oxyg.	
Al ^{IV}		1,671	2,370	2,439	Si		5,965	5,981	6,017	2,977	2,980	2,970	
	800		800	800	Ti		0,008	0,021	0,004	-	-	0,001	
Al ^{VI}		3,610	0,731	0,541	Al		4,106	4,095	4,065	1,044	1,033	1,040	
Ti		-	0,334	0,344	Cr		0,003	0,029	0,005	0,003	0,003	0,001	
Fe ³⁺		-	-	-	Fe ³⁺		3,736	3,142	3,680				
Fe ²⁺		0,223	2,743	2,674	Fe ²⁺		-	-	-		0,001	-	
Mn		0,030	0,027	0,033	Mn		1,174	1,623	1,178		-	0,001	
Mg		0,217	1,817	1,935	Hg		0,430	0,286	0,355		-	-	
	408		5652	5527	Ca		0,529	0,755	0,632	0,002	-	0,0015	
Ca		0,015	0,041	0,208	Na		0,022	-	0,002	0,016	0,031	0,955	
Na		0,081	-	0,011	K		0,010	-	0,008	0,937	0,937	0,005	
K		1,783	1,565	1,424	TOTAL		15,985	15,933	15,946	4,977	4,986	4,988	
	188		1606	1643	Al		63,70	54,23	62,99	Ab 1,71	3,25	97,95	
OH			2,000	2,000	Pv		7,34	4,94	6,08	Or 98,08	96,75	0,50	
TOTAL			17,264	17,271	Sp		20,03	28,02	20,16	An 0,21	-	1,55	
					gr		8,73	11,74	10,57				
					Ad		0,13	0,33	0,06				
					Ilv		0,08	0,75	0,14				

Tabl. II.2B. - Paléozoïque. Analyses à la microsonde électronique (Louvain : Vautier). Minéraux des schistes oeillés d'Othrys orientale.

b. LE SECTEUR MEDIAN : LES MONTS PIRGOS ET GRANITSAS.

b1. Les affleurements situés sur le revers septentrional du mont Pirgos.

Dans un petit vallon situé à quelques dizaines de mètres à l'Ouest de la route nationale Larissa-Lamia, juste au Nord des calcaires cristallins triasico-jurassiques (?) du mont Pirgos (fig. 7), on peut observer, sur une épaisseur de quelques mètres, le long d'une petite falaise verticale, une grande diversité de faciès schisteux appartenant à la formation des "schistes de Pteleon".

La polarité de cette série située à proximité du chevauchement tertiaire Myli-Gavriani, n'est pas connue avec certitude. On peut y reconnaître de bas en haut :

- des faciès oeillés, riches en quartz et feldspath en cristaux plurimillimétriques peu altérés, dans un feutrage d'épidote et de mica blanc (séricite) remplaçant d'anciens feldspaths. Une cataclase importante affecte les quartz et les feldspaths ;
- des faciès chloriteux à quartz et feldspath plus ou moins altérés en épidote et mica blanc ;

- des niveaux sombres à amphibole vert foncé (hornblende), sphène et plagioclases altérés en épidote (teinte de polarisation : bleu de Berlin) et mica blanc (séricite). Des filonnets remplis de chlorite verte recoupent cette première association de minéraux équigranulaires millimétriques ;
- des schistes quartzeux à feldspath altéré, mica blanc, chlorite et grands minéraux d'apatite ;
- des faciès quartzeux ocellés, à grands feldspaths altérés en épidote et mica blanc, associés à de grands cristaux d'épidote et de sphène, et des micas brunâtres.

b2. Compléments.

Près de Gavriani, on peut noter la présence d'un faciès à hornblende verte frangée d'amphibole vert pâle à incolore, feldspath altéré (mica blanc, épidote) et grands cristaux d'épidote et de mica brunâtre, associés à du quartz. Des cristaux d'épidote zonée atteignant 2 mm de longueur, présentent un coeur pléochroïque dans les teintes brun-rouge (allanite) et une bordure plus claire, la limite entre les deux étant soulignée par des oxydes de fer (?), et probablement aussi par de la biotite. Certains cristaux de mica brunâtre se développent également dans des cassures de la hornblende verte, et seraient donc plus récents.

Le mont Granitsas est constitué de faciès semblables à ceux qui ont été décrits dans la vallée Agiannorrema et au mont Pirgos. La nouvelle piste qui court sur son flanc septentrional permet de bien observer ces différents faciès, et notamment ceux à hornblende verte, dont certaines atteignent des tailles de 3 à 4 mm.

c. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR ORIENTAL A L'EST DU PTELEON : DEVELOPPEMENT DU METAMORPHISME RECENT.

Le long de la piste qui, de la chapelle Agios Georgios, à l'Est de Pteleon, descend vers le Nord, en bordure du golfe pagasitique, affleurent des schistes fins marrons et des schistes ocellés verdâtres qui sont surmontés, vers le Nord-Ouest, par les marbres triasico-jurassiques.

Ces schistes sont quelque peu différents de ceux qui constituent les secteurs plus occidentaux, dans la mesure où les recristallisations les plus récentes semblent beaucoup mieux développées. Ainsi, on peut observer :

- des schistes fins à quartz, mica blanc-verdâtre (abondant) en lamelles bien cristallisées, feldspath (albite ?), chlorite (rare), épidote altérée et tourmaline à coeur vert sombre et bordure vert pâle ;
- des schistes semblables aux précédents, à amygdales quartzo-feldspathiques bien développées ("schistes ocellés"). Les feldspaths sont moins altérés que dans les coupes précédentes ;
- des schistes fins, brunâtres, riches en quartz, mica blanc et mica brunâtre. Ce dernier est bien développé, et en moyenne de taille légèrement supérieure à celle du mica blanc, et disposé comme lui obliquement par rapport à la schistosité la plus visible.

En plus de ces minéraux, certains échantillons montrent des minéraux incolores à fort relief, à teinte de polarisation très faible ou nulle. Certains correspondent très probablement à de l'apatite ; d'autres, très altérés et éteints en lumière polarisée analysée, n'ont pu être identifiés (petits grenats ?).

En résumé, ces schistes, qui représentent la partie supérieure des "schistes de Pteleon" dans le secteur le plus oriental de l'Othrys, sont caractérisés par leur richesse en mica blanc-vert pâle (phengite ?) et quartz, associés à quelques autres minéraux, comme l'épidote et la tourmaline. Cette paragenèse correspond très probablement à celle qui, dans les affleurements occidentaux du Pirgos et d'Agiannorrema (fig. 11), se développe sur l'association minéralogique antérieure, à hornblende verte, feldspath et biotite.

Quoi qu'il en soit, cette paragenèse à mica blanc-vert pâle, bien développée dans le secteur le plus interne de l'Othrys orientale, est très probablement due à l'un des métamorphismes alpins (phases paléohelléniques et/ou phases tertiaires).

2. LES SCHISTES DE PTELEON : INTERPRETATIONS.

a. ANALYSE DU PROBLEME EN OTHRYS ORIENTALE.

Les observations précédentes montrent qu'au sein d'un même échantillon, deux associations minéralogiques différentes peuvent être reconnues :

- la plus récente est une paragenèse métamorphique de faible degré ("schistes verts"), qui est toutefois mieux développée vers l'Est. Cet épisode au cours duquel cristallisent notamment quartz, albite, mica blanc, épidote, chlorite et amphibole vert pâle de type actinote (sur la hornblende verte antérieure), est indubitablement d'âge alpin. D'après le contexte local, on peut penser qu'il s'agit principalement d'événements contemporains des phases paléohelléniques, mais peut-être aussi pour les secteurs les plus orientaux, des phases tertiaires ;

- l'association minéralogique antérieure à ce métamorphisme de type schistes verts est constituée principalement de feldspath alcalin, plagioclase altéré, quartz, hornblende verte et biotite, associés à des minéraux moins abondants : épidote de type allanite, apatite, sphène, grenat (rare) et mica blanc. Les différents types de roches sont déterminés par les proportions de ces divers minéraux et par la variabilité de leurs dimensions, encore qu'ils soient en général de grande taille puisque feldspath et hornblende forment des prismes trappus atteignant fréquemment 3 à 4 mm de longueur. Naturellement, ces minéraux ont été plus ou moins transformés lors des phases de métamorphisme les plus récentes : les feldspaths en épidote et/ou séricite, la hornblende verte en actinote (sur les bordures), par exemple.

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer l'association minéralogique la plus "ancienne" :

- la première interprétation consiste à admettre que les seuls événements importants sont d'âge alpin et qu'il s'agit de roches détritiques de type arkoses ou "graywackes", dans lesquelles se seraient intercalées des roches effusives ou filoniennes. Toutefois, la taille des minéraux de certaines roches (3 à 4 mm en moyenne) nécessiterait une recristallisation de ces dernières au cours des phases alpines (formation d'amphibolite à hornblende verte et biotite) d'une intensité bien supérieure à celle que l'on peut observer par exemple au niveau des faciès volcano-détritiques du Malm, en Othrys orientale ;

- le deuxième type d'interprétation possible est de considérer que des événements majeurs ont eu lieu avant le Permien supérieur. Au cours de ces événements, *des plutons de roches grenues* associées à des roches microgrenues, granitiques, et surtout grano-dioritiques et dioritiques, se seraient mis en place, rendant compte ainsi des caractéristiques minéralogiques particulières observées, telles que la présence de hornblende verte, de biotite, de sphène et d'allanite de grande taille.

Un *métamorphisme ancien* pourrait être également envisagé, ce qui expliquerait la difficulté qu'il y a à reconnaître la nature éruptive originelle des schistes de Pteleon, déjà transformés en orthogneiss avant le Permien supérieur, dans la mesure où les phénomènes d'âge alpin affectant les terrains d'Othrys orientale paraissent insuffisants pour engendrer de telles transformations. Mais il faut reconnaître qu'il est hasardeux d'extrapoler des observations faites sur les niveaux d'âge jurassique supérieur à des terrains paléozoïques qui étaient peut-être situés à des profondeurs importantes au cours des phases alpines.

Naturellement, la présence de roches d'origine sédimentaire au sein de "schistes de Pteleon" n'est pas exclue, dans cette deuxième hypothèse : ce pourrait être le cas, par exemple, de certains niveaux carbonatés -mais leur position structurale est mal définie- et de niveaux schisteux siliceux, où des variations de la taille des grains rappellent des granuloclasses d'origine sédimentaire.

La deuxième hypothèse est corroborée par les datations radiométriques obtenues au laboratoire de Montigny sur les hornblendes vertes provenant d'échantillons de la coupe Agiannorrema (fig. 11 ; éch. A, O, E, et F 6-405). Ces datations sont encore peu nombreuses mais elles paraissent cohérentes, puisque les âges déduits sont de 307 ± 10 et 325 ± 11 ou 314 ± 10 et 332 ± 11 selon les nouvelles constantes (tabl. II 3).

Quoi qu'il en soit, cette deuxième hypothèse, qui paraît la plus vraisemblable, fait intervenir des événements majeurs d'âge anté-permien supérieur, hercyniens ou plus anciens. Une comparaison avec les secteurs voisins est donc nécessaire pour déterminer si cette interprétation est envisageable à l'échelle des Hellénides.

Echantillon	Mineral Analyse	K ₂ O (%)	⁴⁰ A radiogénique en 10 ⁻¹¹ mol/g	⁴⁰ A radiogénique ⁴⁰ A Total	Age ± I σ en Ma	
					(1)	(2)
F6-405	amphibole (hornblende)	0,839	44,04	91	325 ± 11	332 ± 11
A O E	amphibole (hornblende)	0,783	38,64	93	307 ± 10	314 ± 10
(1) λ _e = 0,585 x 10 ⁻¹⁰ a ⁻¹		λ _β = 4,72 x 10 ⁻¹⁰ a ⁻¹		⁴⁰ K/K Total = 1,19 x 10 ⁻⁴ mol/mol		
(1) = anciennes constantes						
(2) λ _e = 0,581 x 10 ⁻¹⁰ a ⁻¹		λ _β = 4,962 x 10 ⁻¹⁰ a ⁻¹		⁴⁰ K/K Total = 1,167 x 10 ⁻⁴ mol/mol		

Tabl. II.3. - Paléozoïque. Datations de hornblendes vertes provenant d'amphibolites intercalées dans les schistes ocellés d'Othrys orientale. (Analyses : Montigny, Strasbourg).

b. COMPARAISONS AVEC LES SECTEURS PROCHES DE L'OTHRYS.

Etant donnée l'importance des métamorphismes alpins dans les zones internes au Nord de l'Othrys, les séries paléozoïques les mieux connues sont celles des régions méridionales et orientales de ces zones internes :

- en Attique : si certains auteurs ont décrit une discordance du Permo-Carbonifère sur des schistes cristallins sous-jacents (Trikkalinos, 1958), d'autres auteurs (Clément *et al.*, 1971 ; Clément, 1976) ont reconstitué une série sédimentaire quasi-complète, sans discordance majeure, avec au plus quelques conglomérats siliceux intercalés, qu'ils datent du Viséen au Permien supérieur ;

- à Chios, des terrains sédimentaires non métamorphique, d'âge dévonien et même silurien, ont, par ailleurs, été signalés (Ktenas, 1921 ; Besenecker *et al.*, 1968) ;

- en Eubée du Nord, le secteur d'Aedipsos est constitué de schistes et de calcaires faiblement métamorphisés qui représentent les affleurements paléozoïques les plus proches de l'Othrys orientale.

Dans cet ensemble, quelques kilomètres plus au Sud Ouest, Guernet (1971) cite, à la base de la série du mont Teledrion, "des grès feldspathiques épimétamorphiques ou bien des gneiss plagioclasiques très altérés et repris dans une phase de métamorphisme postérieure à leur formation", et ajoute qu'il n'a pu "préciser les relations entre les gneiss (?) et les schistes sus-jacents". Le problème entrevu par Guernet est donc bien de même nature que celui soulevé par les schistes de Pteleon en Othrys orientale, même si les niveaux à hornblende verte n'ont pas été observés en Eubée du Nord.

Dans cette même coupe du mont Teledrion, Guernet (*op. cit.*) rapporte la présence, à la partie supérieure de la série paléozoïque, d'un conglomérat siliceux à galets de quartz et surtout de micaschistes. Près de la fontaine de Liri, au pied du mont Dirphy, outre des galets de quartz et de lydienne, ces conglomérats contiennent des galets pluricentimétriques de "granite (ou de gneiss) et de micaschistes" (Guernet, 1971).

Ces observations indiquent bien la présence de terrains granitiques ou nettement métamorphiques à proximité des bassins où se déposaient les sédiments d'âge paléozoïque supérieur, permien notamment, affleurant actuellement en Eubée.

L'âge des terrains métamorphiques ou granitiques qui constituent ces galets remaniés dans le Paléozoïque supérieur n'est pas connu. Si l'on tient compte des observations faites en Attique, les terrains seraient anté-carbonifères, et même anté-siluriens d'après les données obtenues à Chios.

En Grèce septentrionale toutefois, au Nord Ouest du mont Olympe, dans les Pierias, les granodiorites de Kataphygion, bien que repris par des phases de métamorphisme alpin d'âge créta-cé inférieur (Yarwood et Dixon, 1979), ont pu être datés de 302 ± 5 millions d'années (Yarwood et Aftalion, 1976). Or ces granodiorites -et peut-être même certaines diorites à hornblende décrites par Godfriaux (1968)- sont surmontées par des séries de type pélagonien, vers le Nord-Est et l'Est d'une part, vers le Nord-Ouest d'autre part (Godfriaux, 1968), et constituent des nappes qui se seraient mises en place au cours des phases paléohelléniques (Yarwood et Dixon, 1979). Ils appartiennent donc aux zones internes, et probablement même à la zone pélagonienne, bien que certains auteurs envisagent qu'il s'agisse de nappes provenant du massif serbo-macédonien ou rhodopien (Yarwood et Dixon, 1979).

Par ailleurs, Katsikatsos *et al.* (1980 et sous presse) décrivent, à l'Ouest et au Sud de l'Olympe, sous les marbres de type pélagonien, deux séries de schistes : un ensemble supérieur peu métamorphique qui serait d'âge paléozoïque supérieur-trias moyen, et un ensemble inférieur plus ancien et plus cristallin.

En résumé, l'analyse des données concernant les terrains paléozoïques situés dans les secteurs les plus proches de l'Othrys montre que des événements majeurs, éruptifs et/ou métamorphiques, hercyniens (granite de Kataphygion), peut-être plus anciens (galets de micaschistes et de gneiss d'Eubée ?), ont probablement affecté une partie des zones internes helléniques, et notamment le domaine pélagonien septentrional. Toutefois, en ce qui concerne les événements hercyniens datés (302 ± 5 MA), il ne s'agit pas de phénomènes répandus dans l'ensemble des Hellénides internes puisqu'en Attique et à Chios, des séries sédimentaires plus anciennes sont connues sans que des discordances majeures aient été observées.

Pour ma part, la description de faciès grano-dioritiques d'âge hercynien dans les Pierias me paraît être l'élément de comparaison le plus intéressant dans la tentative d'interprétation des "schistes de Pteleon". Malheureusement, il faut reconnaître que les secteurs où les indices d'événements hercyniens existent sont aussi des secteurs de métamorphisme alpin, ce qui laisse planer un doute quant à leur nature réelle ; de nouvelles datations radiométriques s'avèrent nécessaires afin de préciser ces interprétations.

III. LE PALEOZOIQUE D'OTHRYS CENTRALE

Des affleurements paléozoïques sont signalés en Othrys centrale, sur la carte géologique à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954), mais les premières informations paléontologiques sont fournies par Marinos et Reichel (1958), qui citent 20 genres de microfossiles rapportés au Permien supérieur, dont *Neoschwagerina cf. margaritata* Deprat, *N. craticulifera* Schwager et *Codonofusiella paradoxica* Dunbar et Skinner.

Ces niveaux paléozoïques constituent la base d'unités tectoniques majeures (nappes maliaques) et sont de ce fait réduits et très souvent perturbés ; toutefois, ils sont exempts de métamorphisme, ce qui permet d'observer de belles microfaunes.

Le Paléozoïque d'Othrys centrale affleure de part et d'autre de la crête de Garmeni Rachi, au coeur de deux bombements anticlinaux dégagés par l'érosion : celui de Messochori au Nord-Est et celui de Kati-Vrissi au Sud-Ouest (fig. 12).

A. DESCRIPTION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS.

1. COUPE DE MESSOCHORI

Une coupe levée à proximité de la source aménagée de Messochori, sur le flanc occidental du mont Yorgatsi (Georgatsi) (1 303 m), permet d'observer (fig. 12 A) :

- (1) des grès et des pélites jaunâtres, à quartz, feldspath (rare), micas blancs ou brunâtres et débris lithiques ;

- (2) des calcaires noirs à Fusulines du Permien supérieur (2a), qui semblent se terminer en biseau latéralement (2b) ;
- (3) des grès et des pélites jaunâtres semblables aux niveaux (1) ;
- (4) des calcaires gris en bancs d'épaisseur variable (20 cm à 1 m), datés du Werfénien et de l'Anisien par des Foraminifères dont *Meandrospira pusilla* (Ho).

Les calcaires noirs présents sur le flanc du mont Yorgatsi se sont révélés être particulièrement fossilifères. Les associations observées sont les suivantes :

- niveau (2a) : échantillon de calcaire biodétritique, clastique, à *Stromatolithes* et *Dunbarula mathieuvi* Ciry, *Codonofusiella* sp., *Parafusulina* sp. ou *Chusenella* sp., *Lasiodiscus* sp., *Pachyphloia* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Tubiphytes obscurus* Mzslov, *Calcitornella* sp. et peut-être *Neoschwagerina* sp., *Kahlerina* sp. et *Rauserella* sp. Cette association appartiendrait à la zone à *Yabeina* du Murghabien supérieur, et présenterait, selon Lys, des parentées de faciès avec les régions d'Ankara-Haymana étudiées par Skinner ;

- un autre échantillon prélevé juste au Sud de Yorgatsi (équivalent latéral des niveaux 2a) montre en lame mince : des oncolithes, des stromatolithes, *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Lasiodiscus* (*L. granifer* ?), *Pachyphloia* sp., *Kahlerina* sp. probable, *Hemigordius* sp. ou *Baisalina* sp., ainsi que *Tuberitina collosa* Reitlinger et *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel, qui indiquent le Permien supérieur (Murghabien supérieur ou plus récent).

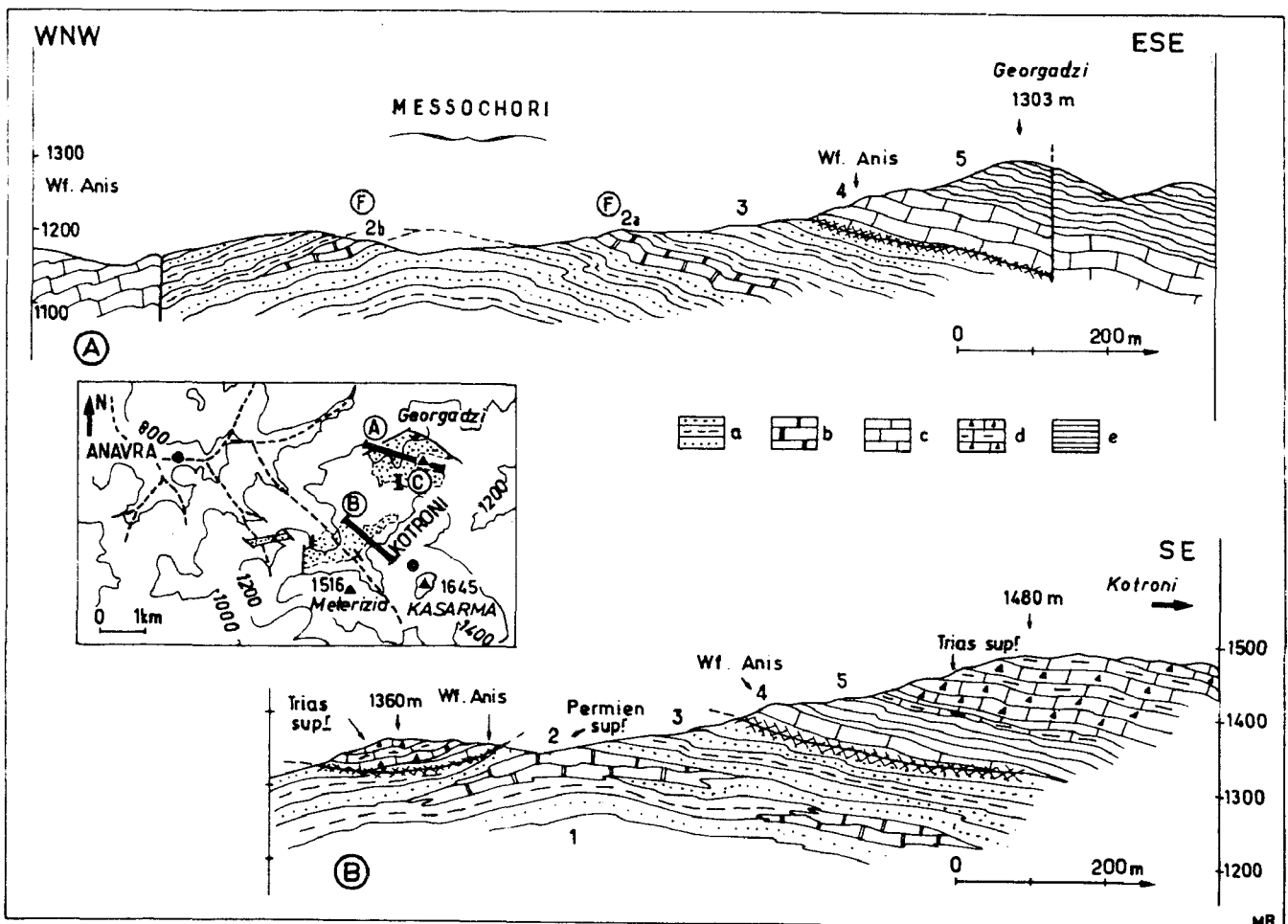


Fig. 12. - Paléozoïque. Affleurements d'Othrys centrale (Georgadzi-Kotroni). P 2, fig. 6.

Numéros : voir texte. - a. Grès et pélites. - b à d : calcaires. - b. Noirs à Fusulines. - c. Gris triasiques. - d. (Micro)bréchiqes siliceux (Trias). - e. Radiolarites.

2. LES AFFLEUREMENTS A L'EST DE LA SOURCE KATI-VRISSEI.

La coupe décrite ci-dessous (fig. 12 B), levée à mi-distance entre la crête orientée Sud Est-Nord Ouest du Garmeni Rachi et la source aménagée dite Kati-Vrissi (1 200 m d'altitude environ), est en fait de même type que celle de Messochori :

- sous les niveaux triasiques, où l'on reconnaît des calcaires werfeno-anisiens (4), des radiolarites (5) et des calcaires microbréchiqes (6), apparaît une formation gréso-pélitique jaunâtre (1 et 3) dans laquelle s'intercalent des niveaux de calcaires noirs à Fusulines (2) du Permien supérieur. Là encore, ces bancs calcaires se présentent sous forme d'affleurements discontinus, sans qu'il soit possible de déterminer si ce caractère particulier correspond au dispositif sédimentaire initial (lentilles calcaires) ou s'il a été secondairement acquis au cours des différentes phases tectoniques. Celles-ci ont en effet des conséquences non négligeables au sein des séries stratigraphiques : ainsi, au Nord Ouest de la coupe (B), les radiolarites rouges (5) et les calcaires microbréchiqes du Trias supérieur (6) viennent reposer directement sur les formations paléozoïques ;
- les calcaires noirs (2), en général bioclastiques et riches en oncolithes et Stromatolithes, ont livré de nombreux fossiles et surtout microfossiles : *Tubiphytes obscurus* Maslov avec des individus pris dans les oncolithes, des Bryozoaires, *Tetrataris* sp., des Schwagerinidés dont *Parafusulina* sp. et *Chusenella* (?), et probablement *Dunbarula mathieui* Ciry, *Neoschwagerina* sp. ou *Yabeina syrtalis*, *Afghanella* sp. ou *Neoschwagerina* sp. Cette association indique le Permien supérieur et plus particulièrement le Murghabien terminal, ou la base de la zone à *Yabeina* du Pamirien (Dhzulfién). Un échantillon prélevé à proximité du précédent, a montré en outre, *Lasiodiscus* sp. (*L. granifer* ?).

3. ELEMENTS PALEOZOIQUES DES BRECHES MESOZOIQUES.

Des calcaires bréchiqes polygéniques et polychromes (jaune, vert et noir surtout) affleurent en association constante avec les calcaires werfeno-anisiens, dont ils constituent probablement la partie supérieure, au contact avec les formations volcano-sédimentaires du Trias moyen. Ces brèches sont particulièrement riches en éléments de calcaires du Paléozoïque supérieur. Ainsi, dans un élément de calcaire détritique prélevé dans une brèche affleurant vers 1 100 m d'altitude, en aval de Kati-Vrissi, dans la vallée principale qui descend du mont Meteorizia (1 516 m), on note la présence de microfossiles épigénisés ou fragmentés, dont : des Bryozoaires, des Stromatolithes, *Tubiphytes obscurus* Maslov, des Schwagerinidés (*Chusenella* ?), *Geinitzina* sp., *Neoendothyra* sp., *Kahlerina ussarica*, *Truberitina collosa* Reitlinger et *Dagmarita chanakchiensis* Reitlinger, du Permien supérieur (Murghabien supérieur ou plus récent).

B. LA LIMITE PALEOZOIQUE-MESOZOIQUE.

Deux problèmes différents se posent en fait : celui de la position exacte de la limite Paléozoïque-Mésozoïque dans la succession lithologique, mais aussi celui de l'existence d'éventuelles discordances au niveau de cette limite ou à d'autres niveaux. C'est en effet en Othrys centrale que Marinós et Reichel (1958) ont décrit une discordance majeure entre le Permien supérieur et le Trias.

Les coupes précédemment décrites (fig. 12) montrent que les premiers niveaux datés du Trias (Werfénien à *Meandrospira pusilla*), appartiennent à des ensembles carbonatés épais, de couleur claire (4), alors que les derniers niveaux, datés du Permien supérieur, sont des calcaires noirs à Fusulines (2), intercalés dans des formations détritiques (3), à quelques dizaines de mètres sous le contact avec la formation sus-jacente (4). Ainsi, la limite entre Paléozoïque et Mésozoïque est obligatoirement située entre ces deux ensembles carbonatés ((2) et (4) sur les coupes A et B, fig. 12).

Une disharmonie assez importante existe en général entre les calcaires clairs du Trias inférieur et moyen et les formations sous-jacentes ; toutefois, près de la prise d'eau qui alimente le village d'Anavra, dans le secteur de Messochori, on peut observer la succession lithologique suivante, avec de bas en haut (fig. 13) :

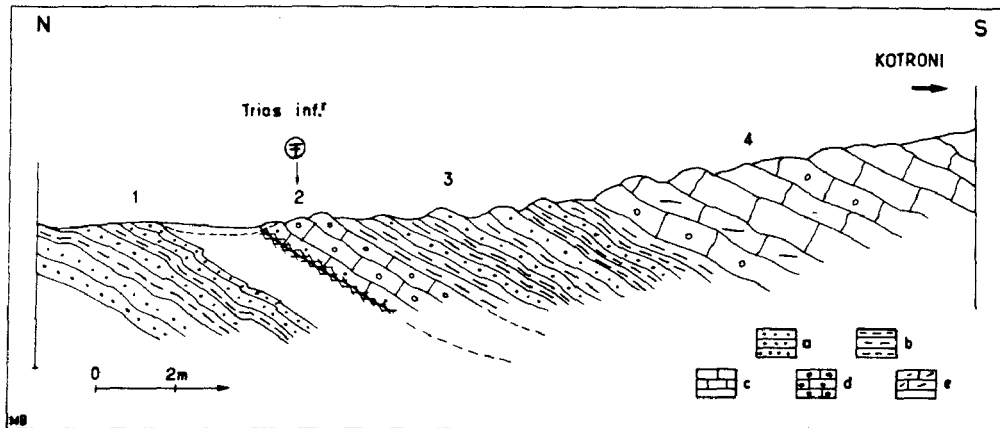


Fig. 13. - Passage Paléozoïque-Trias en Othrys centrale. C, fig. 12 ; P 2, fig. 6.

Numéros : voir texte. - a. Grès. - b. Pélites. - c à e : calcaires. - c. Fins. - d. Oolithiques. - e. Dolomitiques.

- (1) des grès et des pélites jaunâtres ;
- (2) 2 m de calcaires gréseux, gris clair, à oolites et oncolites, souvent épigénisés par des cristaux de dolomite ankéritique (2). Ces calcaires contiennent de nombreux petits Foraminifères, dont *Meandrospira pusilla* (Ho) du Trias inférieur ;
- (3) 5 m environ de grès et de pélites gréseuses, de couleur jaune, semblables à ceux de la formation inférieure (1) ;
- (4) des calcaires parfois dolomitiques, plus ou moins gréseux, de couleur claire, en bancs assez massifs. Une microfaune du Trias inférieur (dont *Meandrospira pusilla* (Ho)) est présente, quelques mètres au-dessus de la base de cette formation carbonatée épaisse de plusieurs dizaines de mètres.

Le contact entre les niveaux (1) et (2) n'a pu être observé dans de bonnes conditions, et quelques traces de tectonisation sont visibles à la base de la barre calcaire (2) ; toutefois, on peut conclure que :

- des passées gréso-pélimitiques importantes existent dans le Trias inférieur, puisqu'il semble que l'on puisse exclure l'hypothèse de répétitions tectoniques de type tangentiel ou de plis couchés dans cette coupe, d'après les observations faites sur le terrain ;

- il n'existe pas de hiatus majeur entre les types de sédimentation datés du Paléozoïque supérieur et ceux du Trias inférieur, caractérisés notamment par des calcaires gréseux.

La première conclusion consiste à admettre que la limite entre la masse de calcaires dolomitiques clairs et l'essentiel des formations détritiques gréso-pélimitiques jaunâtres, est située dans le Werfénien, peut-être très près de sa limite inférieure, et que, par conséquent, la limite Paléozoïque-Mésozoïque se trouve dans la partie sommitale de ces formations pélimitiques et gréseuses (1, fig. 13).

La seconde conclusion est qu'il n'y a pas de discordance majeure, ce que confirme l'analyse des datations obtenues (Permien terminal d'une part, Trias inférieur d'autre part), qui montre que, s'il existe une lacune -ce qui n'est pas prouvé- celle-ci est obligatoirement très modeste. Les seules structures présentant l'apparence de discordances angulaires que j'ai pu observer sur le terrain sont en fait des structures dues à des glissements différentiels entre des formations détritiques et des calcaires de compétence différente (fig. 12 B).

IV. LE PROBLEME DU PALEOZOIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE

La présence de Paléozoïque en Othrys occidentale a été signalée par Koch et Nicolaus (1969 et carte Sperkhias, Kallergis *et al.*, 1970). Ces auteurs décrivent notamment des blocs fossilifères à *Amblysiphonella* du Permien, mais ce sont là, selon les auteurs eux-mêmes, des blocs ré-sédimentés dans des formations triasico-jurassiques. Koch et Nicolaus (*op. cit.*) proposent également, sans preuves paléontologiques cette fois, un âge permien supérieur-trias inférieur (?) pour les "Kastri beds", au Sud de Grammeni, supposés représenter la base de la série subpélagonienne, alors que Marinos *et al.* (carte de Lamia, 1967) assimilent les prolongements orientaux de ces "Kastri beds" à une partie faiblement métamorphisée du complexe "Shale-Chert-Ophiolite", d'âge triasico-jurassique (présumé).

Récemment, j'ai découvert, au sein de ces "Kastri beds", sur le flanc méridional de la colline de Kastri, des calcaires à filaments et Conodontes du Trias moyen-supérieur (chapitre Trias), qui montrent qu'une partie au moins de ces formations est plus récente que ne le supposaient les auteurs de la carte Sperkhias (*op. cit.*). Cela ne permet pas d'affirmer que les formations détritiques, plus ou moins recristallisées, situées en bordure du Sperchios, ne soient pas d'âge paléozoïque ; toutefois, d'autres hypothèses sont envisageables. La présence de schistes pélitiques rouges et jaunes à Radiolaires (Ferrière, 1979) et d'un conglomérat à galets calcaires rappelant les faciès triasiques (Courtin, 1979) au sein même de cet ensemble détritique, plaide en faveur d'un âge mésozoïque, qu'il s'agisse d'un équivalent -peu chaotique !- des formations du Jurassique supérieur des séries maliaques, ou d'un équivalent, particulièrement détritique et riche en faciès diabasiques, du volcano-sédimentaire du Trias moyen-supérieur de ces mêmes séries maliaques.

Pour ces différentes raisons, les "Kastri beds" seront analysés dans la paragraphe consacré à la stratigraphie du Trias, où leur liaison avec une éventuelle structure transversale sera envisagée (Transversale du Sperchios).

V. CONCLUSIONS

Dans le domaine étudié, les seuls affleurements paléozoïques fossilifères reconnus sont ceux de l'Othrys orientale et de l'Othrys centrale, découverts respectivement par Renz (1910) ainsi que par Marinos et Reichel (1958).

Les principaux résultats issus de mes propres observations concernent la mise en évidence de nouvelles associations fossilifères, associées à des faciès conglomératiques siliceux en Othrys orientale, et le problème des événements "hercyniens" (fig. 14).

La discordance entre le Permien supérieur et le Trias inférieur est, selon moi, absente, contrairement aux affirmations de Marinos et Reichel (1958), alors que des événements majeurs (plutons, métamorphisme ?) sont en revanche envisageables, avant le Permien supérieur, en Othrys orientale (fig. 14).

Les terrains datés appartiennent tous au Permien supérieur, Murghabien, ou plus récent. Il s'agit de calcaires noirs à Fusulines, associés à des niveaux détritiques siliceux, grésosfeldspathiques et grésomiacés (Othrys centrale et mont Chlomon), ou même encore conglomératiques (Paleogavriani). Ces conglomérats contiennent des galets de quartz et de quartzite de teinte blanche ou violacée, et peuvent être rapprochés des faciès classiques de type "Verrucano" (discussion in Argyriadis, 1978).

Le passage du Paléozoïque au Trias se fait de façon continue en Othrys centrale, et probablement aussi en Othrys orientale. C'est au cours du Trias inférieur que le passage de faciès entre les niveaux détritiques de base et les calcaires gris sus-jacents semble s'effectuer, au moins en Othrys centrale. En Othrys orientale, les datations sont imprécises, mais on peut signaler la présence de schistes rouges à la limite entre les schistes inférieurs et les marbres sus-jacents (fig. 4).

Ces sédiments du Permien supérieur indiquent un bassin peu profond, alimenté en apports détritiques grossiers à partir de massifs cristallins assez peu éloignés. Du point de vue paléogéographique, peu de reconstitutions ont été tentées (Kauffmann, 1978, pour le Permien des

Hellénides ; Argyriadis, 1978, pour le Permien méditerranéen) mais il est clair que le Permien supérieur d'Othrys est semblable à celui d'Eubée du Nord, et qu'il présente des affinités avec celui d'Attique et d'Eubée centrale.

En ce qui concerne les périodes les plus anciennes, il semblerait que l'on puisse envisager, d'après les observations faites en Othrys orientale, l'existence d'évènements majeurs hercyniens ou anté-hercyniens (fig. 14). Le fait essentiel est qu'il existe dans les "schistes de Pteleon", qui ont subi des phases de métamorphisme alpin de faible intensité, des associations minéralogiques qui, par la nature (hornblende verte, biotite, sphène...) et la dimension des minéraux qui les constituent, rappellent des roches éruptives grenues et microgrenues, de type granite et diorite quartzique. Des métamorphismes ultérieurs, accompagnés de schistosité, d'âge alpin (phases paléohelléniques et/ou tertiaires), mais peut-être aussi anté-permien supérieur, ont repris et modifié ces faciès particuliers. Si cette hypothèse s'avérait exacte, ces faciès grenus quartzeux pourraient être rapprochés des grano-diorites des Pierias, datés du Carbonifère : 302 ± 5 MA (Yarwood et Aftalion, 1976), comme les hornblendes vertes d'Othrys orientale (307 ± 10 ou 314 ± 10 MA et 325 ± 11 ou 332 ± 11 MA).

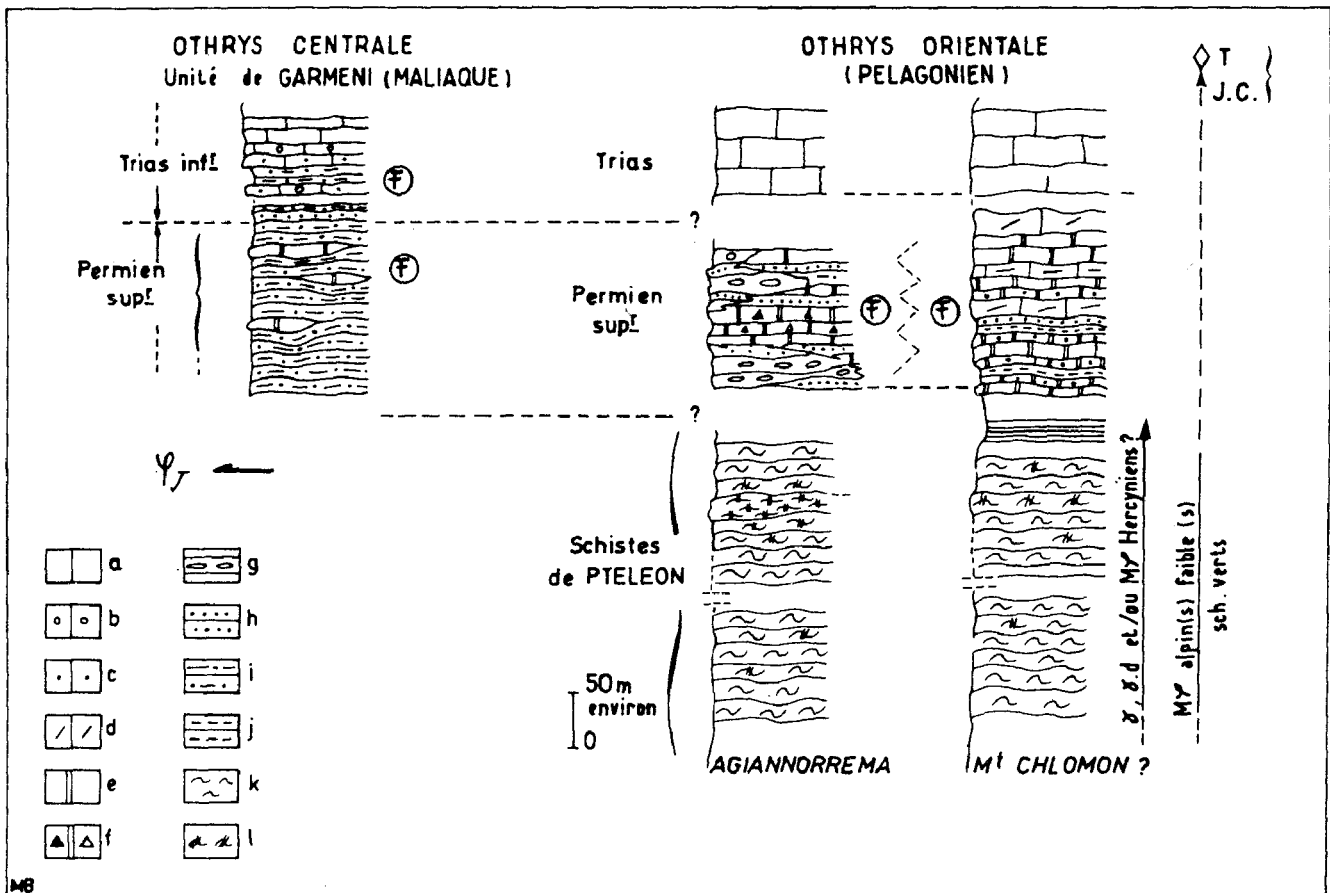


Fig. 14. - Paléozoïque. Colonnes synthétiques.

a à f : calcaires. - a. Fins. - b. Oolithiques. - c. Gréseux. - d. Dolomitiques. - e. Noirs fins. - f. Noirs microbréchiqes ou bréchiqes. - g. Conglomérats siliceux. - h. Grès. - i. Grès pélitiques. - j. Pélites. - k. Schistes oeillés. - l. Amphibolites.

TRIAS

I. GENERALITES

Les niveaux triasiques représentent une part importante des terrains qui affleurent au sein du domaine étudié, notamment dans les massifs de l'Othrys et du Koziakas. De rares fossiles triasiques ont également été mis en évidence dans les terrains métamorphiques du massif du Pelion (Troisième Partie).

A. HISTORIQUE

C'est à la fin du siècle dernier (Douvillé, 1896) que fut signalé le premier fossile incontestablement d'âge triasique en Grèce ; une ammonite découverte par Deloisy dans des débris situés sur les pentes de l'acropole de Mycènes et attribuée au genre *Joannites*, du Trias supérieur, par Diener. Cette observation fut reprise par Cayeux et Ardaillon (1901), qui établirent une équivalence entre ces faciès triasiques et ceux du mont Cheli, en Argolide septentrionale.

A partir de cette date, les découvertes de fossiles triasiques vont se multiplier rapidement : Gyroporelles à Mykonos (Cayeux, 1901), en Grèce occidentale (Renz, 1904) et à la base du Tripolitza (Renz, 1909-1910), *Myophoria* en Crète (Cayeux, 1902), *Megalodon* en Eubée (Deprat, 1904), *Cardita* à Corfou (Renz, 1904), Madréporaires dans le Parnasse (Renz, 1908), Halobies à Hydra, Halobies et Daonelles dans l'Erymanthe et dans le Pinde (Renz, 1904-1905), mais aussi de nouvelles et nombreuses ammonites provenant des calcaires rouges à "faciès du Hallstatt" du sanctuaire d'Epidaure, en Argolide (Renz, 1906 à 1910).

Ces divers types de fossiles seront ensuite reconnus dans la quasi-totalité des Hellénides, notamment les Algues Dasycladacées, les Madréporaires et les Mégalodontes, dans les faciès néritiques d'Attique (Renz, 1910 à 1913 ; Negris, 1911, 1913), du Péloponnèse (Ktenas, 1924), du Parnasse (Celet, 1962) ou d'Othrys (Marinos, 1956), et les Halobies et Daonelles dans les faciès pélagiques du Pinde par exemple (Aubouin, 1959).

Du fait de l'existence fréquente, dans les zones internes septentrionales, de recristallisations majeures (métamorphismes anté-crétacé supérieur et tertiaire), les découvertes de fossiles triasiques au Nord du Sperchios sont assez rares ; on retiendra toutefois les observations suivantes, dues à :

- Welter (1924), qui rapporte la présence d'un spécimen de *Haydenites* dans la presqu'île de Lin (lac d'Ochrida) ;

- Mitzopoulos et Renz (1938), qui comparent aux calcaires d'Epidaure, les blocs de calcaires noduleux rouges, non métamorphiques, du secteur d'Archanion (Othrys occidentale) à Céphalopodes du Trias moyen et du Carnien inférieur ;

- Brunn (1956), qui signale des "calcaires à Diplopores" entre Siatista et Galatini, au Nord-Est du sillon méso-hellénique, et cite -sous réserves- *Teutloporella* Pia du Trias, et plus particulièrement du Trias moyen. Mercier (1966) note également la présence d'Algues mal conservées (*Griphoporella curvata* Pia ?) du Trias, dans les marbres pélagoniens du massif du Kaimaktchalan, au Nord de la Grèce.

Si de nombreuses publications font état de la découverte de l'un ou de plusieurs de ces types de fossiles, il faut toutefois reconnaître que des incertitudes demeurent, notamment en ce qui concerne les faciès "néritiques". Ainsi, les Algues sont souvent de détermination délicate, certains Madréporaires supposés triasiques (Renz, 1908) se sont révélés être jurassiques (Celet, 1962) et les Mégalodontes existent aussi bien dans le Trias supérieur que dans le Lias (Celet, 1962). Ce n'est qu'avec le développement des études micropaléontologiques relatives aux Foraminifères et aux Conodontes, à partir des années 1960, que des corrélations précises ont pu être établies entre les différentes séries triasiques des Hellénides.

Parmi les résultats concernant les zones externes, on peut retenir la mise en évidence d'un "flysch" du Trias supérieur, dans les séries du Pinde (Terry *in* Aubouin *et al.*, 1970) et d'une série triasique complète, avec Werfeno-Anisien à Conodontes et Ostracodes, dans le Vardoussia (Ardaens *et al.*, 1979).

De nombreux affleurements appartenant au massif du Koziakas ont pu être datés du Trias supérieur (Ferrière, 1974 ; Scandone et Radoicic, 1974 ; Ardaens, 1978 ; Jaeger, 1979).

Au niveau des zones internes -Argolide comprise-, de nombreuses précisions stratigraphiques, aboutissant très fréquemment à la mise en évidence de séries triasiques complètes, ont été obtenues ; je citerai plus particulièrement les travaux concernant les secteurs suivants :

- *l'Argolide* : les principales découvertes résultent de l'étude des Conodontes : Bender *et al.* (1959), Dercourt et Mauvier (1963), Bannert et Bender (1968) et Vrielynck (1978 a et 1980) ;

- *l'Attique* : les études sur les Conodontes entreprises par Bender et Kockel (1963) permettent à Clément (1968) de proposer une série triasique du Patseras, qu'il complètera par la suite (Clément, 1976) par une étude plus détaillée des Foraminifères, également entreprise par Christodoulou et Tsaila-Monopolis (1975) ;

- *l'Eubée* : Christodoulou (1967) puis Guernet (1971) y citent *Triasina hantkeni* Majzon, de la limite Trias-Jurassique ; Kauffmann (1976) propose une série allant du Werfénien au Carnien supérieur-Norien supérieur, dans des niveaux de signification mal précisée ;

- *l'île de Chios* : les séries triasiques, en partie étudiées antérieurement (Ktenas et Renz, 1928, 1931 ; Renz, 1928 ; Renz C. et Renz O., 1948), sont analysées en détail par Bender (1967), Besenecker *et al.* (1968), Jacobshagen (1972) et Jacobshagen et Tietze (1973) ;

- *la partie septentrionale des zones internes* : des précisions intéressantes ont été apportées grâce à l'étude des Foraminifères et des Conodontes sur les séries triasiques du Vardar oriental (Kauffmann *et al.*, 1976) ; par ailleurs, des datations du Trias moyen-supérieur ont été obtenues grâce à des Conodontes extraits de marbres intercalés dans des schistes situés à la base des marbres massifs pélagoniens, près de Sarandaporon, à l'Ouest de l'Olympe (Katsikatsos *et al.*, sous presse ; Godfriaux *et al.*, 1980), et plus au Nord-Ouest près de Kastoria (Papanikolaou et Zambetakis-Lekkas, 1980).

Pour ma part, alors qu'il n'existait, pour le massif de l'Othrys, que des datations de signification douteuse -de belles faunes de Céphalopodes malheureusement contenus dans des blocs à valeur d'olistolithes?, près d'Archanion (Mitzopoulos et Renz, 1938), et des Algues, non localisées ou mal localisées, de type Diplopores ou attribuées à *Teutloporella aff. hercula* Stoppani (Marinos, 1956) (+) - j'ai pu, grâce à l'étude des Foraminifères et des Conodontes, mettre en évidence quatre types principaux de séries triasiques, au sein du massif de l'Othrys ; certaines sont datées du Werfénien au Norien, avec une imprécision toutefois au niveau du Ladinien (Ferrière, 1972, 1974b).

Rares sont les publications à caractère synthétique concernant les séries triasiques : Kauffmann (1976) compare un certain nombre de colonnes stratigraphiques appartenant aux zones internes des secteurs péri-égéens (Chios, Hydra, Argolide, Attique-Loxride, Eubée et Othrys), et insiste sur les variations de faciès au niveau du Werfénien supérieur et de l'Anisien. J'ai, pour ma part (Ferrière, 1974b, 1976), insisté sur le fait que les différences fondamentales entre les séries triasiques concernaient les niveaux du Trias supérieur, qui sont soit de type pélagique (séries de type maliaque), soit de type néritique (séries de type pélagonien).

(+) Ce fossile proviendrait, d'après l'analyse du texte de Marinos (1956), du même secteur que les calcaires à Céphalopodes, et non pas d'Othrys orientale, comme cela a souvent été signalé dans les publications ultérieures ; les seuls fossiles susceptibles d'être triasiques cités par Marinos (1956) en Othrys centrale ("Mittel Othrys") sont des *Megalodon*.

B. CONDITIONS DE L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE.

1. ECHELLE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE RETENUE.

J'utiliserai naturellement l'échelle chronostratigraphique établie d'après l'étude du Trias alpin. Toutefois, certaines déterminations de Conodontes dues à Kozur se réfèrent à une échelle différente, issue de travaux sur le Trias de type germanique. Les équivalences entre ces deux échelles sont reportées sur le tableau ci-dessous (tabl. II 4 et II 5).

204*4	TRIAS SUPERIEUR	RHETIEN	Sevatien
		NORIEN	Alaunien Lacien
220	TRIAS MOYEN	CARNIEN	Tuvalien Julien Cordevolien
229		LADINIEN	Langobardien Fassanien
233		ANISIEN	
239	TRIAS INFÉRIEUR	SCYTHIEN	Campilien Seissien
245*5			

Tabl. II.4. - Echelle stratigraphique du Trias utilisée dans le mémoire.

SUBDIVISIONS du TRIAS MOYEN-SUPERIEUR							
KOZUR (1972-1973)		TOZER (1971)		SWEET et al (1971)		BUDUROV (1975)	
Etages	Zones de Conodontes	Zones d' Ammonoïdes	Zones d' Ammonoïdes	Zones de Conodontes	Etages	Etages	Zones de Conodontes
RHET	sup		marshi			RHET	
	inf	posthernsteini	haueri				
NORIEN	Sevat	hernsteini	suessi	suessi	bidentata	NORIEN	sup
		andrusovi	giebeli				
	Alaun	bidentatus	columbianus	columbianus	multidentata	NORIEN	moy
		spatulatus	bicrenatus	rutherfordi			
Lac		magnus	magnus	abneptis	NORIEN	inf	
		dawsoni	dawsoni				
CARNIEN	Tuval	nodusus	macrolobatus	macrolobatus		CARNIEN	sup
		communisti	welleri	welleri	polygnathiformis		
	Jul	polygnathiformis	dilleri	dilleri		CARNIEN	inf
		tethydis	nanseni	nanseni	newpassensis		
Cordevol		son	obesum		LADINIEN	sup	
	mostleri		sutherlandi				
LADINIEN	Langobard	mugensis	maclearni	maclearni	mugensis	LADINIEN	sup
		hungaricus		meginae			
Fassan		truemoyi	curionii	subasperum	mombergensis	LADINIEN	inf
		transita					
ANIS	Illyr	excelsa II	rerftzi	occidentalis	constricta	ANIS	sup
			avisianus	meeki			
		excelsa I	trinodusus	rotelliformis		ANIS	Illyr
							cornuta excelsa

Tabl. II.5. - Subdivisions du Trias moyen-supérieur : zones de Conodontes (extrait de Vrielynck, 1980).

2. PROBLEMES D'ORDRE PALEONTOLOGIQUE.

La diversité des types de fossiles rencontrés pose naturellement le problème des corrélations entre des échelles parfois établies sur des fossiles appartenant à des faciès différents. C'est ainsi que les Foraminifères sont plus abondants dans les calcaires massifs "néritiques" de faible profondeur, et les Conodontes dans les faciès calcaro-siliceux supposés de plus grande profondeur.

J'ai, par ailleurs, déjà signalé les imprécisions propres à certains groupes, tels que les Madréporaires, les Mégalodontes et même les Algues, pourtant abondantes et souvent citées (mais très souvent avec des réserves), au niveau des déterminations générique et spécifique.

Quant aux Céphalopodes, ils sont rares dans le secteur étudié. En outre, les spécimens que j'ai pu observer dans des séries intéressantes sont mal conservés, alors que les belles ammonites appartiennent à des blocs à valeur d'olistolithes.

	ANSIEN		LADINIEN		CARNIEN		NORIEN	
	Illyr	Fassan	Langobard	Cordevol	Jul.	Tuval	Lac	Alain
<i>Chirodella dinodoïdes</i> (TATGE)	-----							
<i>Cornudina breviramulis minor</i> KOZUR	-----							
<i>Enantiognathus ziegléri</i> (DIEBEL)	-----							
<i>Hindeodella Metapriionodus SUEVICA</i> (TATGE)	-----							
" " <i>pectiniformis</i> (HUCKRIEDE)	-----							
{ <i>Neohindeodella triassica triassica</i> (MULLER)	-----							
{ <i>Neohindeodella triassica</i> (MULLER)	-----							
<i>Ozarkodina tortilis</i> TATGE	-----							
<i>Priionodina (cypridodella) muelleri</i> (TATGE)	-----							
<i>Diplododella meissneri</i> (TATGE)	-----							
<i>Neohindeodella triassica riegei</i> (MOSHER)	-----							
<i>Paragondolella excelsa</i> MOSHER	-----							
<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKRIEDE)	-----							
<i>Enantiognathus petraeviridis</i> (HUCKRIEDE)	-----							
<i>Priionodina (cypridodella) venusta</i> (HUCKRIEDE)	-----							
<i>Diplododella bidentata</i> (TATGE)	-----							
{ <i>Paragondolella navicula</i> HUCKRIEDE	-----							
{ <i>Neogondolella navicula navicula</i> (HUCKRIEDE)	-----							
<i>Ozarkodina saginata</i> HUCKRIEDE	-----							
<i>Neohindeodella summesbergeri praecursor</i> K et M.	-----							
{ <i>Paragondolella polygnathiformis</i> (BUD. et STEF.)	-----							
{ <i>Neogondolella</i> "	-----							
<i>Neogondolella palata</i> BENDER	-----							
<i>Priionodina excavata</i> MOSHER	-----							
<i>Paragondolella tadpole</i> (HAYASHI)	-----							
<i>Epigondolella permica</i> (HAYASHI)	-----							
" <i>nodosa</i> (HAYASHI)	-----							
" <i>abneptis</i> (HUCKRIEDE)	-----							
" <i>echinata</i> (HAYASHI)	-----							
<i>Priionodina sweeti sweeti</i> KOZUR et MOCK	-----							
<i>Hindeodella (Metapriion.) andrusovi andrusovi</i> KOZUR et MOSHER	-----							
<i>Neohindeodella summesbergeri summesbergeri</i> KOZUR et MOSHER	-----							
<i>Epigondolella multidentata</i> MOSHER	-----							
" <i>postera</i> (KOZUR et MOSTLER)	-----							
{ <i>Paragondolella steinbergensis</i> MOSHER	-----							
{ <i>Neogondolella navicula steinbergensis</i> (MOSHER)	-----							
<i>Epigondolella bidentata</i> MOSHER	-----							
{ <i>Missikella hernsteini</i> (MOSTLER)	-----							
{ <i>Neospathodus</i> "	-----							
<i>Oncodella paucidentata</i> (MOSTLER)	-----							

Tabl. II.6. - Répartition stratigraphique des Conodontes du Trias moyen et supérieur cités dans le texte.
 .. d'après Vrielynck (1980) reprenant les données de Ziegler et al. (1977) pour les noms des Conodontes non soulignés. Répartition représentée par un trait continu ;
 .. d'après Charvet, Fischer et Kauffmann (1974) pour les noms des Conodontes soulignés. Répartition représentée par un trait discontinu.
 Le trait discontinu associé à des pointillés indique une incertitude.

La répartition et la nomenclature adoptées par Kozur sont reportées dans le texte et en partie dans le tableau précédent (Tabl. II.5.).
 Les tableaux de répartition figurant à côté des coupes ont été établis à partir de données fournies par les micropaléontologistes dont le nom est rappelé dans le texte correspondant.

En résumé, j'utiliserai principalement les données issues de l'étude des Foraminifères et des Conodontes, en prenant comme repères des fossiles jugés caractéristiques, tels que *Meandrospira pusilla* (Ho), *M. dinarica* (Koch.-Dev. et Pantic), ou des associations, soit d'Involutiniés, soit de Conodontes (tabl. II 6 et II 7).

FORAMINIFÈRES D'INTERÊT STRATIGRAPHIQUE	SKYTHIEN	ANISIEN	LADINIEN	CARNIEN	NORION (Rh)	LIAS
<i>Meandrospira pusilla</i>	-	—	—			
<i>Glomospirella elbursorum</i>		—				
" <i>triphonensis</i>		—				
<i>Ophthalmidium ?chialingchiangense</i>		—	—			
<i>Glomospirella grandis</i>		—				
<i>Glomospira densa</i>		—				
<i>Meandrospira dinarica</i>		—				
<i>Trochammina almtalensis</i>		—				
<i>Endothyranella wirzi</i>		—				
<i>Glomospirella semiplana</i>		—				
" <i>mesotriasica</i>		—				
<i>Ammobacculites radstatensis</i>		—				
<i>Meandrospiranella samueli</i>		—				
<i>Glomospira gemerica</i>			—			
<i>Ophthalmidium exiguum</i>			—			
<i>Agathammina austroalpina</i>			—			
<i>involutina gr. sinuosa</i>			—			
" <i>gr. eomesozoica</i>			—			
" <i>gr. gaschei</i>			—			
" <i>planidiscoides</i>			—			
<i>Trocholina biconvexa</i>			—			
<i>Endothyra kùpperi</i>			—			
<i>Miliolipora cuvillieri</i>			—			
<i>Galeanella panticae (pre-panticae)</i>				(---)		
" <i>tollmanni</i>				(---)		
<i>Glomospirella friedli</i>			—			
" <i>parallela</i>			—			
" <i>expansa</i>			—			
<i>Involutina communis</i>			—			
" <i>tumida</i>			—			
" <i>impressa</i>			—			
" <i>tenuis</i>			—			
" <i>liassica</i>			—			
" <i>turgida</i>			—			
<i>Triasina oberhäuseri</i>					—	
" <i>hantkeni</i>					—	
<i>Trocholina permodiscoides</i>					—	
<i>Ophthalmidium martanum</i>					—	
<i>Turrispirillina minima</i>					—	
<i>Trochammina alpina</i>					—	

Tabl. II. 7. - Répartition stratigraphique des principaux Foraminifères triasiques cités dans le texte. D'après Zaninetti (1976).

Mises à part quelques espèces (cf. astérisques), ces formes ont été rencontrées dans le secteur étudié.

C. PLAN ADOPTÉ.

Je distinguerai tout d'abord, pour des raisons géographiques mais aussi théoriques, les affleurements de l'Othrys et ceux du Koziakas dont les positions paléogéographiques étaient peut-être totalement différentes.

Au sein du massif de l'Othrys, je décrirai les séries triasiques en allant des plus "néritiques" (zone isopique pélagonienne) aux plus pélagiques (zone isopique maliaque), en passant par des séries intermédiaires (également intégrées à la zone isopique maliaque). J'adopterai toutefois un plan structural, en allant du bas vers le haut du dispositif structural anté-crétacé supérieur, dans la mesure où chacune des unités tectoniques est caractérisée par des faciès distincts de celles qui l'encadrent. Par ailleurs, pour ces différentes unités, l'analyse sera faite d'Est en Ouest, afin d'établir et de comparer d'éventuelles variations de faciès au sein de celles-ci (fig. 15).

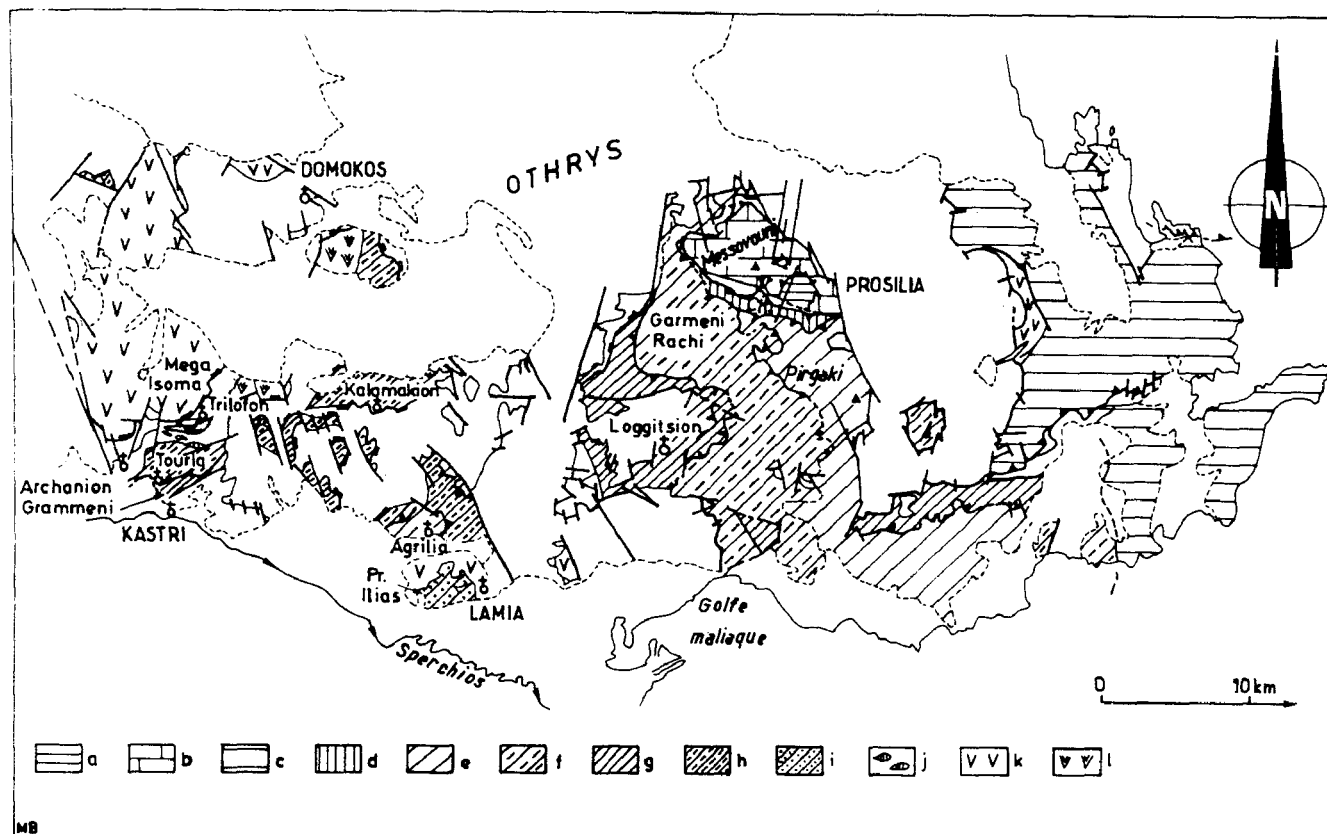


Fig. 15. - Principales unités structurales d'Othrys utilisées pour la description des séries triasiques et jurassiques.

a à c : unités pélagoniennes. - a. De Prosilia. - b. Du Messovouni. - c. D'Othrys orientale. - d à h : unités maliaques. - d. De Chatala. - e. Du Pirgaki. - f. De Garmeni Rachi. - g. Unité inférieure de Loggitsion (unité d'Agrilia). - h. Unité supérieure de Loggitsion (unité de Kalamakion). - i. Unité de Profitis Ilias. - j. Série néritique (pour partie) de Trilofon. - k. Unités ophiolitiques principales. - l. Unité harzburgitique de Trilofon-Metalleion.

II. LES SERIES TRIASIQUES PELAGONIENNES ET LA SERIE DE TRILOFON

Les principaux affleurements du Trias carbonaté pélagonien se répartissent en deux ensembles séparés par un synclinal de Crétacé supérieur. Le premier correspond à l'Othrys orientale et le second à la partie septentrionale de l'Othrys centrale. Il existe également quelques lambeaux de calcaires néritiques triasiques coincés à la base des ophiolites, en Othrys occidentale, dans le secteur Grammeni-Trilofon (fig. 16).

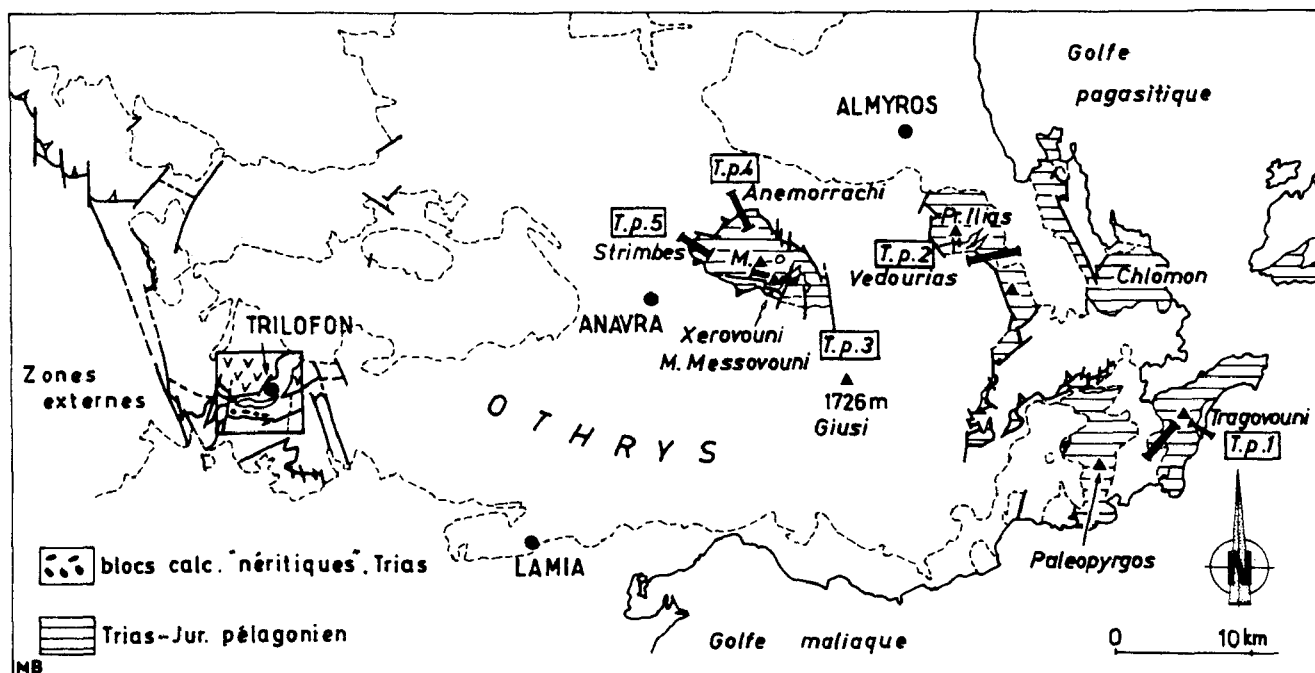


Fig. 16. - Le Trias pélagonien et les blocs calcaires de Trilofon : situation des affleurements étudiés.
Tp 1 à 5. Coupes décrites (T. Trias. - p. Pélagonien).

A. LE TRIAS PELAGONIEN D'OTHRYS ORIENTALE.

Il est représenté dans ce secteur par des calcaires très cristallins, parfois dolomitiques, où les fossiles sont rares et mal conservés.

Marinos (1960) cite *Stromatopora* (?) dans les marbres du mont Chlomon. Pour ma part, j'ai signalé la présence d'une Involutine triasique au Nord du monastère Xenias, près de Vrinená (Ferrière, 1974) (+).

De nouvelles découvertes de fossiles permettent d'affirmer que les niveaux triasiques sont bien développés dans ce secteur.

1. LES AFFLEUREMENTS MERIDIONAUX : LE CHAINON DU TRAGOVOUNI (630 m).

Les affleurements les plus intéressants de ce chaînon, qui borde à l'Est le village d'Achilleon, sont situés sur le flanc oriental du mont Tragovouni, en bordure du golfe pagasitique, d'une part, et sur son flanc sud-occidental, au niveau du petit col emprunté par une piste en terre permettant d'accéder facilement à ces affleurements, d'autre part.

a. COUPE SUR LE FLANC ORIENTAL DU MONT TRAGOVOUNI.

On peut y remarquer le passage apparemment normal de schistes métamorphiques à des calcaires parfois dolomitiques, en plaquettes puis massifs, très recristallisés. Sur des schistes ocellés (1) recouverts de 3 à 5 m de schistes violacés (2) déjà décrits (fig. 4, Paléozoïque), mais appartenant très probablement au Trias, on note (fig. 17 B) :

(+) Les légendes des cartes à 1/50 000 de l'Othrys (Marinos *et al.*, 1957 à 1967) sont à peu près identiques, et les calcaires triasico-jurassiques y sont figurés de la même façon sur toutes les cartes ; il est impossible de savoir si les fossiles indiqués existent ou non sur une carte particulière. C'est ainsi que, sur les cartes de Lamia, Styliis ou Domokos, où n'affleurent que des calcaires à *Conodontes* du Trias supérieur, sont représentés des calcaires à *Megalodon*, *Diploporos* et *Cladocoropsis* !

- (3) 5 m de marbres en plaquettes à calcite en grands cristaux et grains de quartz dispersés ;
- (4) une formation très épaisse de marbres parfois dolomitiques, formant l'essentiel du mont Tragovouni. Des lames minces effectuées dans les niveaux situés à la base de la masse calcaro-dolomitique recristallisée ont révélé la présence de fossiles, dont des Algues et des Foraminifères :
- les niveaux inférieurs (4a) présentent une association homogène à *Ammodiscus parapriscus* Ho et *Glomospira* sp. ; ces *Glomospira* sont soit petites, soit très grandes (550 à 600 μ), et pourraient atteindre le Trias moyen selon Zaninetti, mais leur association avec *Ammodiscus parapriscus* plaide en faveur du Skythien-Trias moyen bas ;
 - les niveaux sus-jacents (4b) ont livré : *Ammodiscus parapriscus* Ho, *Ammodiscus* sp., des *Glomospira* petites et grandes, dont *Glomospira sinensis* Ho, *Glomospirella* aff. *G. shengi* Ho, des Duostominidés et *Calcaitormella* sp. ?. Etant donné les répartitions connues de ces différentes formes (Zaninetti, 1976), cette association faunistique indique le Trias inférieur-moyen, et plus probablement une période comprenant le Werfénien supérieur et la partie basale du Trias moyen (Anisien) ;
 - les niveaux supérieurs (4c) sont caractérisés par *Ammodiscus* sp., des grandes *Glomospira* et un certain nombre de microfossiles mal conservés, dont *Calcaitormella* (?), des *Trochamminidae* (?) et peut-être *Meandrospira* sp. (?), dont la présence au sein d'une telle association a été reconnue en de nombreux endroits (Zaninetti et Dager, 1978). Ces derniers microfossiles indiqueraient -mais leur existence doit être confirmée- le Werfénien supérieur ou l'Anisien.

Les différents faciès observés se rapprochent d'ailleurs des faciès bien datés du Werfénien (supérieur) - Anisien présents à la base de certaines séries maliaques d'Othrys (séries de Pirkaki-Garmeni).

Une faille interrompt ensuite la coupe ; les niveaux de marbres qui apparaissent alors sont constitués de calcite microcristalline, et non fossilifères.

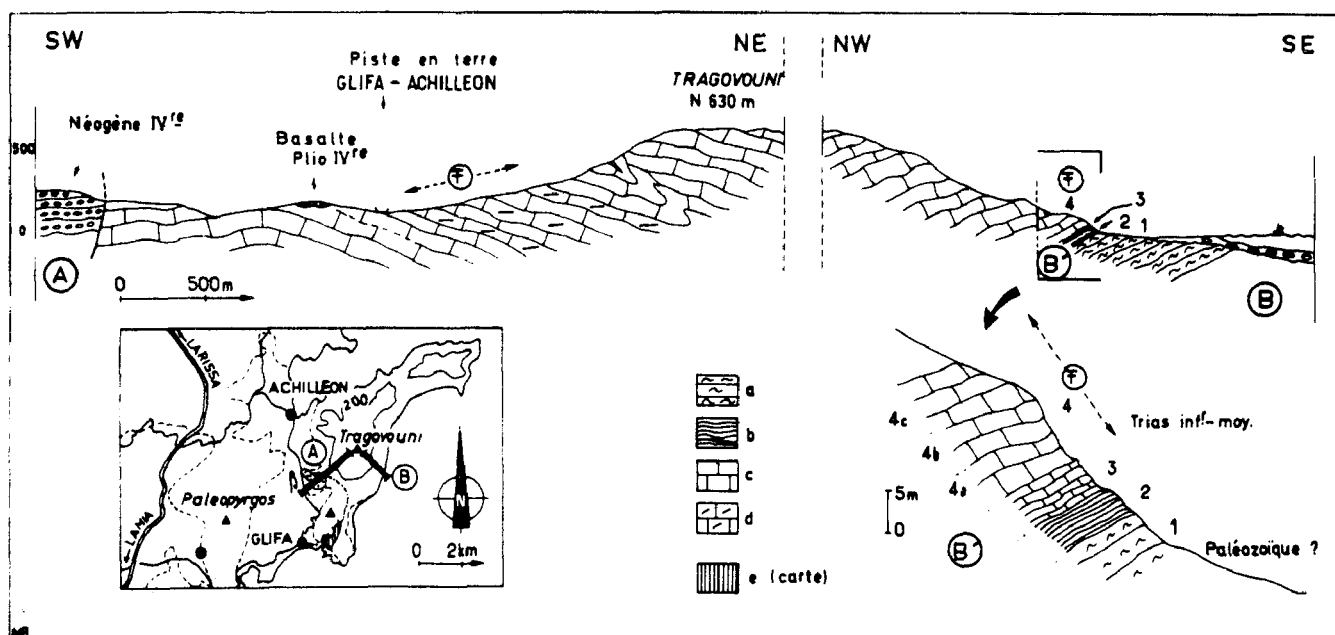


Fig. 17. - Trias pélagonien. Coupes du mont Tragovouni, Othrys orientale. Tp 1, fig. 16.

Numéros : voir texte. - Coupes : a. Schistes ocellés. - b. Schistes violets. - c. Calcaires cristallins. - d. Marbres dolomitiques. - Carte : e. Schistes rouges et laves (Trias ou Jurassique).

b. COUPE SUR LE FLANC SUD-OCCIDENTAL DU MONT TRAGOVOUNI.

Les affleurements visibles sur ce flanc (fig. 17 A) sont plus dolomitiques et peut-être un peu moins recristallisés que ceux de la coupe précédente. Il s'agit de calcaires dolomitiques fins, à "bird eyes", bioclastiques ou riches en microorganismes (biosparite ou biomicrite), quantitativement riches en microfossiles, mais pauvres en nombre d'espèces. On peut noter la présence de *Glomospira* sp., de *Glomospirella* sp. (grandes), d'*Ammodiscus* sp. très recristallisés, et de Coprolites très probablement du Trias (à l'exclusion du Trias inférieur ?).

Un certain nombre de microfossiles recristallisés pourraient être assimilés à des Involutinines, mais cela reste très hypothétique.

Des Ostracodes et des Algues (Cyanophycées ?) complètent cette association que l'on peut rapporter avec une certaine probabilité au Trias moyen et/ou supérieur ; mais aucun *Megalodon* n'y a été découvert.

c. DONNEES COMPLEMENTAIRES : LES NIVEAUX "VOLCANIQUES" ET SCHISTEUX DE GLIFA.

Dans les collines situées au Sud du chaînon du Tragovouni, juste à l'Est du village de Glifa, d'épaisses formations (plusieurs dizaines de mètres) de schistes rouges associés à des tufs et des roches éruptives de teinte verte ou violacée, apparaissent au sein de marbres dolomitiques gris blanc, probablement triasiques (pour partie) en raison de leurs affinités de faciès avec les roches du mont Tragovouni décrites précédemment (fig. 17, carte).

Les schistes rouges, qui sont parfois bréchiques et présentent alors quelques petits lithoclastes quartzo-micacés, ne montrent pas de Radiolaires identifiables avec certitude. Les roches "volcaniques", schistosées et métamorphosées, sont vertes à taches violacées, ou gris violet à taches claires. Leur origine n'est pas clairement élucidée ; certaines roches sont probablement des tufs, alors que d'autres sont très nettement des laves basiques. Les faciès les moins transformés se révèlent être formés, au microscope, de grandes plages (2 mm environ) de pyroxène (augite ?) associées à des éléments de teinte grenat, opaques en lame mince, dans un fond microcristallin de chlorite (rare), d'épidote et d'amphibole pâle de type actinote.

On peut rapprocher ces formations de celles qui ont été décrites dans les séries triasiques (Trias moyen surtout) de type pélagonien, en Attique-Béotie ou en Eubée, par Clément (1968), Guernet (1971) et Kauffmann (1976), par exemple.

Toutefois, la proximité de faciès schisteux rouges à niveaux volcaniques -de faciès différents, il est vrai- associés à des calcaires légèrement recristallisés, datés du Jurassique moyen-supérieur dans le chaînon du Paleopyrgos, juste à l'Ouest du village de Glifa, permet d'envisager une autre hypothèse, à savoir que les formations à schistes rouges, tufs et laves du chaînon du Tragovouni, seraient un équivalent latéral des formations volcano-détritiques du Malm, coincées tectoniquement entre des unités carbonatées.

2. LES AFFLEUREMENTS SEPTENTRIONAUX.

Ils constituent le chaînon du Chlomon-Kokkinovrachos à l'Est, et le chaînon du Profitis Ilias-Krevatia, près du monastère Xenias, à l'Ouest.

a. COUPE AU NORD DU MONASTERE XENIAS.

Les observations rapportées dans ce paragraphe concernent la masse des marbres gris blanc qui constituent les crêtes (mont Profitis Ilias, 638 m et mont Krevatia, 593 m) séparant la plaine d'Almyros-Sourpi à l'Est de la dépression creusée dans les péridotites serpentinisées du monastère Xenias, situé sur la route de Vrinenas. La coupe qui sera décrite ici est celle qui a livré les seuls fossiles que j'ai pu observer dans ce secteur.

a1. Coupe à l'Est du mont Vedourias (fig. 18).

D'Ouest en Est, affleurent différentes formations lithologiques facilement reconnaissables, séparées par des failles verticales (fig. 18) :

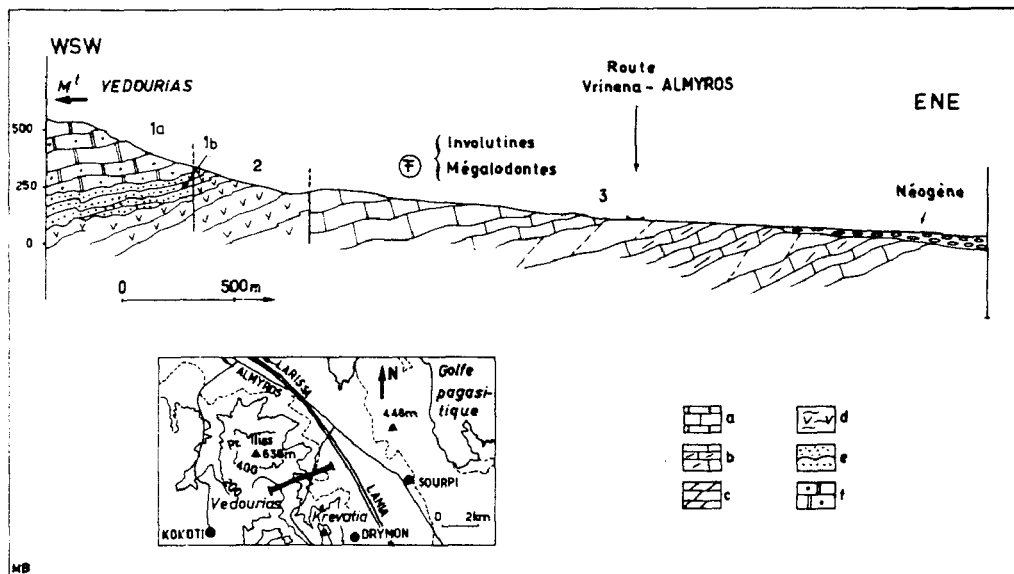


Fig. 18. - Trias pélagonien. Coupe du mont Vedourias, Othrys orientale. Tp 2, fig. 16.

Numéros : voir texte. - a. Calcaires cristallins. - b. Calcaires dolomitiques. - c. Dolomies. - d. Serpentinites schistosées. - e et f : Crétacé supérieur. - e. Flysch calcaire. - f. calcaires noirs gréseux.

- (1) les calcaires sombres et peu recristallisés du mont Vedourias (1a), d'âge crétacé supérieur, qui surmontent un flysch également crétacé (1b) ;
- (2) des péridotites serpentinisées associées à des corps laviques ;
- (3) des niveaux carbonatés gris-blanc, en bancs massifs de 50 cm à 1,50 m. Il s'agit en fait de calcaires intensément recristallisés (marbres), dont les caractéristiques sédimentologiques ont totalement disparu, associés à des dolomies blanchâtres en barres plurimétriques. J'y ai observé un Mégalogonte typique de grande taille (10 cm) et peut-être quelques autres moins bien conservés (+). En outre, les lames minces ont permis de reconnaître une Involutine triasique, naturellement mal conservée mais encore reconnaissable, et *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser. L'association de ces fossiles indique un âge trias supérieur, et même norien, pour la partie de l'ensemble carbonaté où j'ai pu les observer, bien évidemment.

a2. Observations complémentaires.

Si l'on remonte en direction du Nord-Ouest, c'est-à-dire vers le sommet Profitis Ilias, des niveaux de schistes siliceux rouges et jaunes à Radiolaires très mal conservés, apparaissent au sein des marbres gris-blanc. Je considère qu'il s'agit là d'écaillles tectoniques, et que ces niveaux schisteux correspondent aux formations volcano-détritiques du Malm.

b. LES MONTS CHLOMON (896 m) ET KOKKINOVRAHOS (448 m).

Cette crête, formée là encore de marbres gris-blanc massifs, est située entre la plaine d'Almyros-Sourpi à l'Ouest, et le golfe pagasitique à l'Est. Les marbres sont en général limités par des failles verticales, sauf sur le flanc sud du mont Chlomon où ils reposent sur les formations paléozoïques (chapitre I Paléozoïque). C'est près du contact de ces deux formations que Marinis (1960) cite *Stromatopora* ? dans les marbres qu'il attribue au Trias.

(+) En 1970, j'ai cité, dans un bloc éboulé (Aubouin *et al.*, 1970), un fossile rapporté à *Protodicerias* sp. L'environnement triasique m'incite à penser qu'il s'agit plutôt d'un Mégalogonte très déformé.

Les calcaires cristallins (marbres) susceptibles de représenter le Trias, soit par leur proximité avec les niveaux paléozoïques sous-jacents, soit par leur microfaciès, sont en général massifs et de couleur claire, gris-blanc le plus souvent ; ils peuvent être veinés de rose, ou plus rarement prendre des teintes roses uniformément réparties dans la masse. Certains niveaux sont plus nettement dolomitiques.

Je n'ai observé aucun fossile indubitablement d'âge triasique ; toutefois, certains microfaciès mieux conservés permettent d'établir des rapprochements avec ceux du mont Tragovouni (ci-dessus), ou mieux encore, avec les faciès triasiques d'Othrys centrale (ci-dessous). Il s'agit de faciès bioclastiques (biosparites) intensément recristallisés ; on y reconnaît des formes ovoïdes remplies de calcite cristalline au sein d'éléments ou d'un fond de calcite microcristallisée. Certaines de ces formes rappellent des Ostracodes, alors que d'autres, présentant des restes de loges, peuvent être assimilées à des Involutinidés. Des fragments importants d'Algues montrent que le dépôt de ces sédiments carbonatés s'est fait dans un milieu peu profond, ou à proximité d'un tel milieu.

Les essais de recherche de Conodontes n'ont pas abouti.

c. LE PROBLEME DES FACIES BRECHIQUES ENTRE LES MONTS TARAMAS ET TARATSA.

Sur la carte très schématique de l'Othrys, publiée par Smith *et al.* (1975), figurent, au Nord du mont Taratsa (920 m), d'importants affleurements de la "Karolina sequence" (série pélagonienne triasico-jurassique) caractérisée par ses faciès de plate-forme. Les faciès présents en cet endroit sont généralement des mégabrèches, constituées en quasi-totalité par des éléments de calcaires cristallins gris. De telles brèches existent fréquemment dans le Trias pélagonien ; c'est le cas par exemple, en Othrys centrale et en Eubée (Guernet, 1971).

En fait, en Othrys orientale, le ciment de ces brèches, peu important il est vrai, a livré des fossiles du Crétacé supérieur et notamment des *Globotruncana* et des Calcisphères (Ferrière, 1974). Il s'agit donc de formations d'âge crétacé supérieur, descendues par failles verticales (?) au contact des véritables calcaires cristallins, non bréchiques, triasiques ou jurassiques selon les lieux..

3. CONCLUSIONS SUR LE TRIAS D'OTHRYS ORIENTALE.

La découverte de fossiles en Othrys orientale a permis d'attribuer un âge triasique à un ensemble carbonaté (épaisseur probable : 200 m environ) constitué de calcaires cristallins massifs et de dolomies.

L'existence de formations schisteuses et volcaniques triasiques (près de Glifa) est envisageable mais non prouvée.

Les datations sont assez peu précises, toutefois on peut considérer :

- que le Trias supérieur à Involutinidés et Mégalodontes existe au mont Profitis Ilias ;

- que le Trias inférieur (partie supérieure) - moyen (Anisien), à *Ammodiscus paraprisicus* et *Glomospira sinensis* notamment, est présent au mont Tragovouni. A ce propos, on peut remarquer que : a) cet âge trias inférieur-moyen (Anisien) obtenu en Othrys orientale est important, car c'est le seul niveau de cet âge qui ait pu être mis en évidence dans les séries pélagoniennes du massif de l'Othrys ; b) les niveaux carbonatés du Trias inférieur-moyen sont situés à proximité (10 m environ) des schistes sous-jacents, ce qui permet de penser que la partie sommitale de ces derniers, et notamment les schistes violacés, est bien du Trias basal.

B. LE TRIAS PELAGONIEN D'OTHRYS CENTRALE.

Les séries triasiques de type pélagonien affleurent dans la partie septentrionale de l'Othrys centrale, au sein d'une structure tectonique majeure : la "fenêtre de l'Othrys" (Ferrière, 1972). Peu de fossiles triasiques y ont été signalés : Renz (1955) puis Marinos (1956) citent des *Megalodon* en Othrys centrale, mais leur localisation est imprécise ou absente ; la carte

d'Anavra (Marinos *et al.*, 1957) porte mention de fossiles, dans ce secteur, qui selon mes propres observations, pourraient être -dans certains cas au moins- des Mégalodontes triasiques (+).

J'ai moi-même décrit, en Othrys centrale, différentes séries triasico-jurassiques de type pélagonien, dont la base est datée du Trias supérieur par des Foraminifères (Involutinidés surtout) associés à des Mégalodontidés (Ferrière, 1972, 1974 b).

Le caractère massif et homogène des calcaires affleurant dans la "fenêtre de l'Othrys", lié au développement d'une morphologie karstique, fait qu'il est souvent difficile de repérer des séries continues. Parmi les différents affleurements de Trias, j'en décrirai plus particulièrement trois, choisis pour leur richesse en fossiles ou/et la possibilité qu'ils offrent de pouvoir suivre une série continue sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Les affleurements appartiennent tous à l'unité pélagonienne supérieure, dite "Unité du Messovouni".

Des blocs de calcaires pélagiques resédimentés apparaissent dans les formations chaotiques du Malm de l'unité inférieure de Prosilia : elles seront décrites à part (paragraphe VII du même chapitre).

1. LES CALCAIRES TRIASIQUES DU MONT XEROVOUNI (1 462 m).

Le mont Xerovouni est accessible à partir du village d'Anavra, en suivant le chemin muletier qui rejoint le lieu-dit Prosilia, où s'installent durant l'été les bergers venus d'Othrys orientale.

a. COUPE SUR LE FLANC OCCIDENTAL DU MONT XEROVOUNI.

Cette coupe peut être levée en partant de la petite source située à l'entrée de la vallée qui sépare les monts Messovouni (1 374 m) et Xerovouni (1 462 m), en remontant vers l'Est sur le flanc (occidental) de ce dernier.

Sur des pélites rouges et des radiolarites (1b) associées à des calcaires noirs datés du Jurassique moyen-supérieur (1a), repose un ensemble de calcaires parfois dolomitiques, en bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur, d'une puissance voisine de 200 m, où s'observent successivement, du bas vers le haut, les faciès suivants (fig. 19) :

- (2) des calcaires gris-brun, fins ou à pellets (pelmicrites), qui, mis à part quelques Gastéropodes, sont pauvres en fossiles ;
- (3) des calcaires très riches en Foraminifères, plus ou moins bien conservés, réunis par un ciment de calcite recristallisée. On peut y reconnaître : des Duostominidés, *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. sinuosa pragooides* (Oberhauser), *I. tumida* (Kristan-Tollmann), *I. gaschei* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), *I. communis* (Kristan), *I. tenuis* (Kristan), *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser et *Triasina hantkeni* Majzon, du Norien supérieur-Rhétien ;
- (4) des calcaires fins à Involutinidés très mal conservés du fait de la mylonitisation de ces niveaux ;
- (5) une alternance de calcaires fins, gris-brun, à Involutinidés très bien conservés (biomicrite) et de calcaires plus ou moins dolomitiques bréchiques, plus rares toutefois, de teinte gris-rougeâtre, à éléments violacés et noirs :
 - les faciès bréchiques : ce sont des brèches polygéniques ou monogéniques où s'observent des bioclastes ou des lithoclastes calcaires provenant de micrites orientées, de calcaires graveleux à ciment de calcite cristalline (intrasparite), ou de faciès fins de couleur plus sombre (ocre) probablement en partie dolomitiques. Ces éléments livrent essentiellement *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, du Norien-Rhétien ;

(+) Des Mégalodontes associés à des *Lithiotis* liasiques existent cependant dans la partie orientale de ce secteur.

- les faciès biomicritiques possèdent une riche microfaune : *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann (fréquente), *G. parallela* Kristan-Tollmann, *G. gr. expansa* Kristan-Tollmann, *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. tenuis* (Kristan), *I. impressa* Kristan-Tollmann, *I. minuta parva*, *I. communis* (Kristan), *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser, du Norien-Rhétien.

Les niveaux (3) et (5) peuvent être rapportés au Norien s.l. ; toutefois, les derniers (5) possèdent en abondance des Glomospirelles absentes des bancs à Triasines (3) ; ces deux niveaux ne sont donc probablement pas équivalents. La présence de Triasines dans les niveaux (3) permet de penser qu'ils sont un peu plus récents que les niveaux à Glomospirelles (5). La position de ces niveaux à Triasines, qui affleurent à une altitude inférieure à celle des niveaux (5), ainsi que la présence de calcaires très tectonisés entre ces deux termes fossilifères, s'expliquent très probablement par l'existence de plis ou de failles verticales, dans la mesure où celles-ci sont très fréquentes sur la bordure méridionale de la fenêtre de l'Othrys.

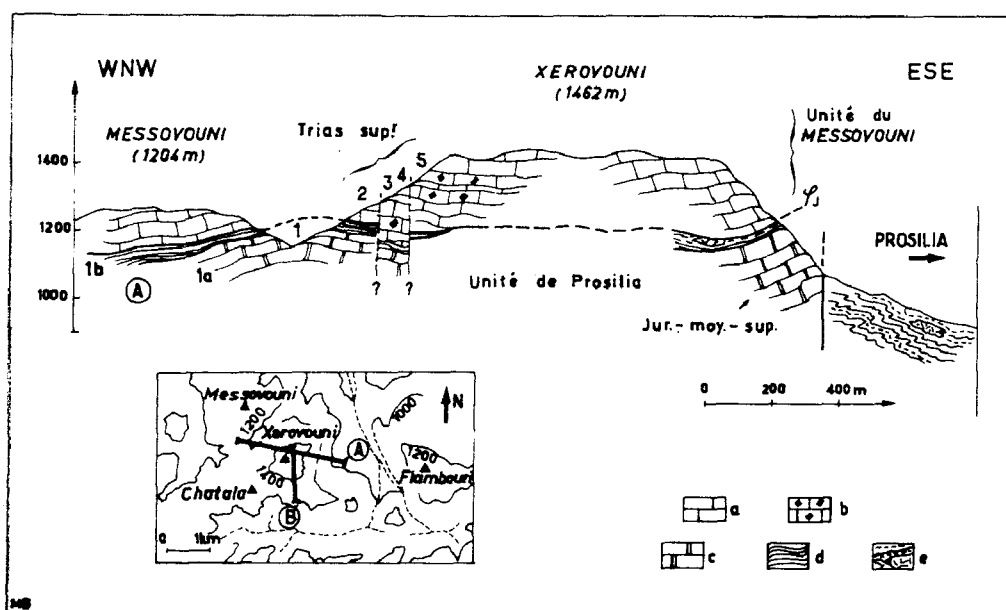


Fig. 19. - Trias pélagonien. Coupes du Xerovouni, Othrys centrale. Tp 3, fig. 16.

Numéros : voir texte. - a et b : Trias. - a. Calcaire massif. - b. Calcaire bréchiq. - c, d, e : Jurassique. - c. Calcaire noir du Malm. - d. Radiolarites et pélites à Radiolaires. - e. Formation chaotique du Malm.

b. COUPE SUR LE SOMMET DU MONT XEROVOUNI.

La partie supérieure du mont Xerovouni est une sorte de plateau calcaire qui monte faiblement vers le Nord, où il culmine à 1 462 m (B sur carte, fig. 19).

Dans les calcaires à pendage faible vers le Sud, on reconnaît deux faciès principaux :

- au Sud, des calcaires fins, mal stratifiés, dans lesquels s'intercalent des bancs à éléments algaires plus ou moins roulés permettant parfois de repérer le pendage. En lame mince, outre des débris de coraux et des coprolites, on y reconnaît : *Duotaxis* sp., *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann (abondant), *Involutina communis* (Kristan), *I. gaschei* Koehn-Zaninetti et Brönnimann, *Involutina* aff. *I. tenuis* (Kristan), et des Spirillines ou Turrispirillines. Cette association est semblable à celle du niveau (5) de la coupe précédente ; toutefois, les brèches y sont moins fréquentes ;

- au Nord en revanche, on observe des calcaires parfois bréchiq. (biomicrites et biosparites), riches en microorganismes ovoïdes de taille comprise entre 500 et 700 μ qui correspondent d'une part à des Ostracodes, d'autre part à des Involutinidés.

Des Dasycladacées complètent cette association où l'on peut noter : *Involutina gaschei* Koehn-Zaninetti et Brönnimann, *I. communis* (Kristan), *Involutina* sp., *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Trocholina permodiscoïdes* (?), du Norien-Rhétien.

Ces faciès rappellent les niveaux à Triasines de la coupe du flanc ouest du Xerouvouni. D'ailleurs, les calcaires formant la pente nord-ouest du sommet livrent des fossiles mal conservés qui sont très probablement des Triasines.

2. LES CALCAIRES TRIASIQUES DANS LE SECTEUR DU MONT MESSOVOUNI (1 314 m).

a. COUPE DE LA CRETE DE L'ANEMORRACHI (MESSOVOUNI SEPTENTRIONAL).

Cette coupe (fig. 20) peut s'effectuer en partant du Nord du massif de l'Othrys et en remontant le cours de la rivière Xirias, sur sa rive occidentale.

Sous le Crétacé supérieur transgressif (1), affleurent deux unités tectoniques (2 et 3) reposant sur un autochtone relatif formé de calcaires massifs (4) du type pélagonien.

Il est possible de lever une coupe de détail sur une vingtaine de mètres d'épaisseur dans ces calcaires massifs, sur les versants d'une petite vallée de direction SW-NE. Du bas vers le haut, c'est-à-dire du Sud-Est vers le Nord-Ouest, on peut subdiviser l'affleurement en cinq niveaux à peu près de même épaisseur (3 à 5 m) (fig. 20) :

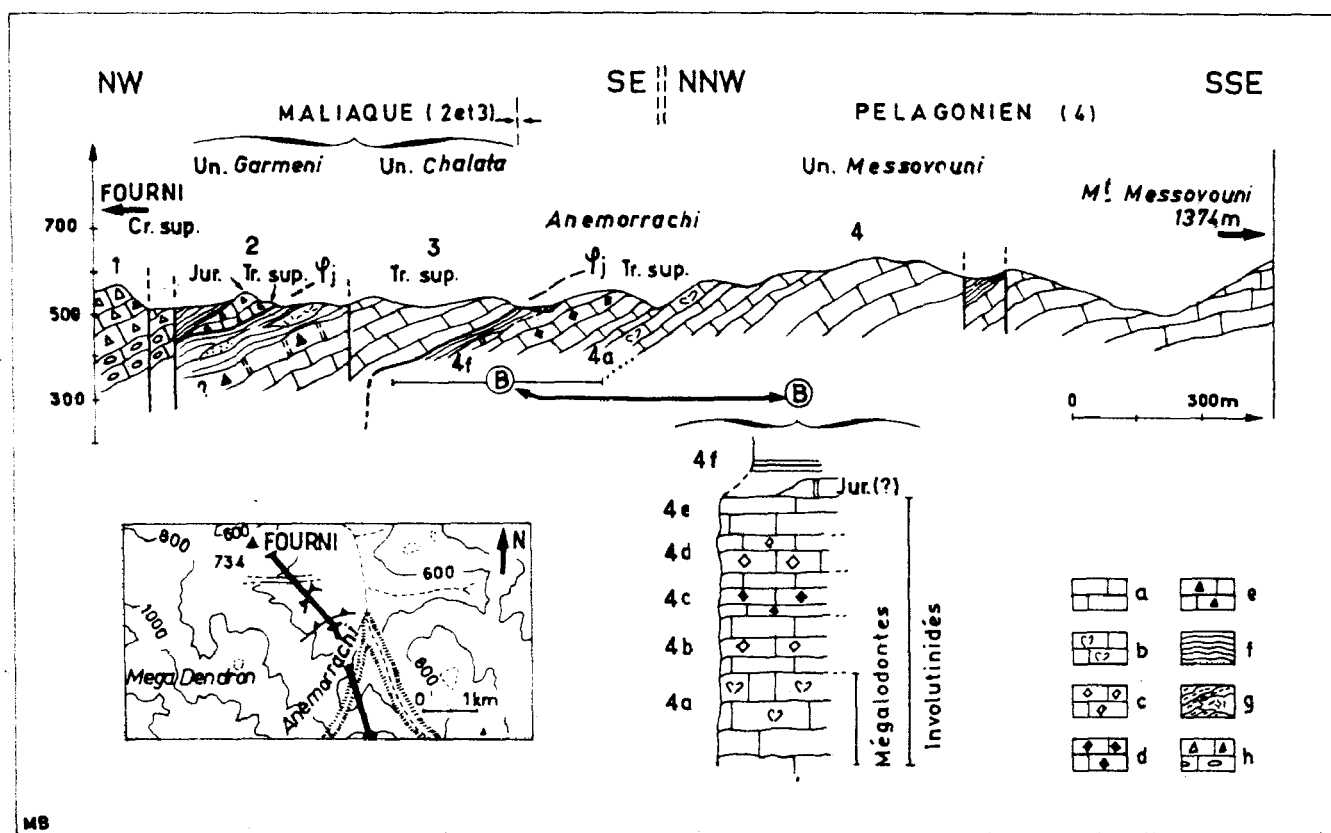


Fig. 20. - Trias pélagonien. Coupe de l'Anemorrachi, Othrys centrale. Tp 4, fig. 16.

Numéros : voir texte. - a à d : Trias. - a. Calcaires gris massifs. - b. A Mégalodontes. - c. Bréchiq. à intraclastes. - d. Graveleux. - e. Calcaires microbréchiq. à extraclastes (Tr.-Jur.). - f. Radiolarites. - g. Formation chaotique (Malm). - h. Calcaires conglomératiques et bréchiq. (Crétacé supérieur).

- des calcaires gris, légèrement graveleux, à Mégalodontes de grande taille (4a). Les recristallisations sont nettes au niveau du ciment et des gravelles qui sont micritisées (intramicrosparite). Ces calcaires contiennent : des Frondiculaires, des Miliolles, des Endothyridés (?), *Involutina* sp. et *Duotaxis birmanica* Zaninetti et Brönnimann, qui actuellement n'est connu que dans le Trias supérieur ;
- des calcaires à Frondiculaires et Miliolles, gris, dont le caractère bréchi- que est accentué par des déformations cassantes (4b). La majorité des élé- ments présente un faciès particulier fait d'organismes ovoïdes recristalli- sés (Ostracodes et Involutinidés (?)) déjà vus dans le mont Xerovouni, par exemple ;
- des niveaux calcaires gris, graveleux (4c) ; c'est une intramicrite à plages recristallisées où l'on observe des Foraminifères mal conservés : *Involutina* sp. (?) et *Galeanella* sp. (?), ainsi que des Nodosariidés ;
- des calcaires bréchi-ques, rougeâtres ou gris, à éléments de couleur ocre ou violacée (4d), semblables à certains niveaux datés du Trias supérieur dans les coupes du mont Xerovouni ;
- des bancs calcaires gris, très riches en Involutinidés en voie de recristal- lisation, dont *Involutina gaschei* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), *Involuti- na* sp. et des Glomospires, du Norien-Rhétien (4e) ;
- des radiolarites rouges apparaissent ensuite à la partie supérieure de ces calcaires à Involutines, mais le contact entre ces deux termes lithologiques est masqué par des éboulis (4f).

L'unité tectonique (2) qui repose sur ces calcaires triasiques est, elle aussi, formée de calcaires massifs triasiques à Involutines, mais nous verrons que ses microfaciès sont assez différents, et plutôt comparables à ceux de la crête du Likorrachi-Est de l'unité de Chatala.

En résumé, les faciès triasiques qui affleurent sur le flanc nord de la "fenêtre de l'O- thrys" sont des calcaires massifs à Mégalodontes et Involutines semblables à ceux du bord sud (Xerovouni). Toutefois, sur cette bordure septentrionale, la série calcaire semble s'arrêter dans le Norien-Rhétien.

b. COMPLEMENTS SUR LE TRIAS DU MONT MESSOVOUNI.

Des lames minces effectuées dans les calcaires du sommet du Messovouni ont permis d'observer une association à Duostominidés, Involutines (*Involutina communis* (Kristan), *Involutina* sp.) et *Triasina hantkeni* Majzon, du Norien-Rhétien.

3. LES CALCAIRES TRIASIQUES DU MONT STRIMBES (1 280 m environ).

Le mont Strimbès est le point d'affleurement des séries triasico-jurassiques pélagoniennes le plus occidental de l'Othrys. On y accède facilement à pied par la piste qui relie Anavra à Almyros.

Une coupe intéressante peut être levée sur le flanc nord-ouest du Strimbès constitué de calcaires massifs blancs à l'affleurement, gris-brun en cassure, à pendage (30° environ) vers le Nord-Ouest légèrement supérieur à l'inclinaison de la pente.

a. COUPE SUR LE FLANC NORD-OUEST DU STRIMBES.

Du Sud-Est au Nord-Ouest, c'est-à-dire du bas vers le haut de la série, on recoupe succes- sivement (fig. 21) :

- (1) des calcaires dolomitiques bréchi-ques de couleur ocre, à éléments plus som- bres, violacés ou noirs, et ciment micritique plus ou moins recristallisé. La microfane à Glomospirelles (très probablement *Glomospirella friedli* Kris- tan-Tollmann) et Involutines (dont *Involutina gaschei* (Koehn-Zaninetti et Brönnimann)) est du Trias supérieur ;

- (2) des calcaires gris massifs, homogènes, à Mégalodontes. Ce sont des biomicrites, parfois recristallisées, à riche microfaune constituée surtout de Foraminifères : des Glomospirelles dont *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, des Glomospires, *Involutina* sp., *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser et *Triasina hantkeni* Majzon. L'association faunistique est du Norien-Rhétien ;
- (3) des niveaux carbonatés caractérisés par une alternance de lits centimétriques riches en Ostracodes intacts, de lits constitués d'accumulation de coquilles très petites dont certaines sont des valves d'Ostracodes, et de niveaux micritiques peu épais (5 cm environ) à rares Ostracodes dispersés. De tels faciès existent en association avec de gros Mégalodontes, très probablement triasiques, sur le flanc sud-oriental du mont Strimbes ;
- (4) un banc calcaire gris, de faciès bréchrrique, assez recristallisé, contenant des éléments riches en *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri ;
- (5) des calcaires à microfaciès particulier correspondant à l'accumulation de particules d'origine variée, très souvent algaire, enveloppées dans des structures calcitiques plus ou moins concentriques, de type oolithique et/ou oncolithique. Le ciment est formé de calcite cristalline, mais il s'agit d'un phénomène de recristallisation d'un ciment originel probablement micritique.
Dans les séries du Likorrachi et du Kedro-Rachi (voir ci-dessous, paragraphe relatif aux unités maliaques), ces faciès sont associés à des niveaux à Involutines triasiques ;
- (6) l'ensemble suivant est formé de calcaires gris massifs, assez fins, riches en Thaumatoporelles, Textulariidés et Verneuilliidés, appartenant probablement déjà au Lias.

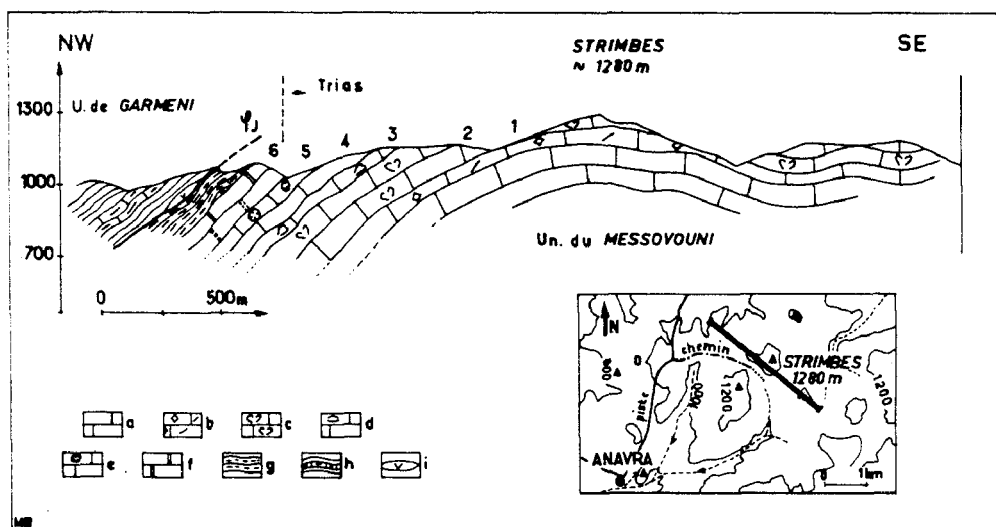


Fig. 21. - Trias pélagonien. Coupe de Strimbes, Othrys centrale. Tp 5, fig. 16.

Numéros : voir texte. - a à e : calcaires triasiques. - a. Fins - b. Dolomitiques bréchrriques (intraclastes ?). - c. A Mégalodontes. - d. A Ostracodes. - e. A Algues. - f. Calcaires jurassiques massifs. - g. Pélites siliceuses. - h. Radiolarites et calcaires siliceux (u. Garmeni). - i. Serpentinites.

b. COMPLEMENTS SUR LE TRIAS DU MONT STRIMBES.

Des niveaux à grands Mégalodontes s'observent au Nord, à l'Est et sur le flanc méridional du Strimbes.

Des niveaux proches des calcaires à Mégalodontes ont livré différentes espèces d'Involutines dont *Involutina communis* (Kristan), *I. sinuosa pragoïdes* (Oberhauser), ainsi que *Agathammina austro-alpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, en association avec *Triasina hantkeni* Majzon. L'ensemble est donc homogène et appartient au Norien-Rhétien.

Il existe également des faciès très riches en Dasycladacées, associés à ces différents niveaux triasiques.

En résumé, des niveaux d'âge norien-rhétien forment l'essentiel du mont Strimbes. En plus des faciès bréchiqes ocres à Glomospirelles et des biomicrites à Involutines déjà signalés dans les monts Xerovouni et Messovouni, il existe, à la partie supérieure de la série triasique, des faciès particuliers à Ostracodes, et surtout des faciès algaires oncolithiques et oolithiques qui rappellent certains faciès de l'unité maliaque de Chatala.

4. CONCLUSIONS SUR LE TRIAS PELAGONIEN D'OTHRYS CENTRALE.

Les calcaires triasiques de type pélagonien n'existent, en Othrys centrale, que dans l'unité du Messovouni. Il s'agit de calcaires massifs à Mégalodontes, Algues Dasycladacées, Ostracodes et nombreux Involutinidés du Trias supérieur (Norien-Rhétien). Ces faciès indiquent un milieu peu profond et de faible énergie.

Les termes du Trias inférieur et moyen n'existent pas, car des contacts tectoniques (phases paléohelléniques) tronquent l'unité du Messovouni au niveau des calcaires du Trias supérieur.

C. LES BLOCS DE CALCAIRES "NÉRITIQUES" TRIASIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE : "LA SÉRIE DE TRILOFON",

Des blocs de calcaires "néritiques" triasiques à Algues et Madréporaires affleurent en Othrys occidentale, entre les villages de Grammeni, au Sud, et de Trilofon (Kournovon), au Nord. Certains de ces blocs ont été figurés sur la carte au 1/50 000 de Sperkias (Kallergis *et al.*, 1970) sous forme d'olistolithes. Courtin (1979), qui a repris en détail l'étude de ce secteur, considère qu'il s'agit de copeaux tectoniques appartenant à une série néritique plus complète, triasico-liasique, qu'il nomme "série de Trilofon" (fig. 16).

Les données micropaléontologiques obtenues par Courtin (1979) et Courtin *et al.* (1981) indiquent un âge ladino-carnien. Si certaines formes telles que *Turrispirillina mesotriasica* Koehn-Zaninetti sont fréquentes dans le Ladinien, d'autres n'ont jamais été observées dans des terrains plus anciens que le Carnien : *Turritellella carnica* Dager, *Paraophthalmidium carpathicum* Samuel et Borza, *Muranella sphaerica* Borza et le genre *Gemeridiella* Borza et Misik (Courtin *et al.*, 1981).

Ces copeaux de calcaires néritiques, où s'observent également de nombreux Madréporaires, apparaissent coïncés entre des unités à radiolarites, grès et laves, mais sont, d'un point de vue plus général, situés entre la masse des péridotites ophiolitiques (Mega Isoma) au sommet, et des séries pélagiques maliaques de type Loggitsion (ou des séries voisines) riches en laves triasiques, à la base.

L'hypothèse de copeaux calcaires de type pélagonien, entraînés à la base des ophiolites, lors de leur mise en place tectonique, ne peut donc être écartée a priori. Toutefois, l'analyse détaillée des microfaciès de ces calcaires montre qu'ils sont assez différents des faciès observés en Othrys centrale, au moins en ce qui concerne les termes qui peuvent être comparés.

Parmi différentes hypothèses, celle d'un haut-fond à soubassement continental séparé de la plate-forme pélagonienne par le bassin maliaque, et situé entre ce dernier et le bassin pindique a été envisagée (Fleury, 1980). Cette interprétation ne me paraît pas rendre compte de deux faits importants : la position structurale de la série de Trilofon entre les ophiolites et les séries maliaques, d'une part, et le caractère localisé des calcaires néritiques de Trilofon alors que les séries supposées représenter la transition à celles du Pinde (séries du Koziakas)

affleurerait jusqu'au Kastaniotikos. En revanche, ces deux observations s'expliquent si l'on admet que les calcaires de Trilofon caractérisent un haut-fond local à soubassement éruptif appartenant à une zone hétérogène comprise entre le bassin maliaque et l'aire ophiolitique, quelle que soit d'ailleurs la position de ces deux éléments par rapport au Pélagonien (Courtin et Ferrière, en prép. et fig. 181).

D. CONCLUSIONS RELATIVES AU TRIAS PELAGONIEN D'OTHRYS.

1. BILAN DES OBSERVATIONS.

Le Trias pélagonien est caractérisé par l'existence de calcaires massifs parfois dolomitiques, à faune benthique, formés à très faible profondeur. Certaines contraintes limitent l'analyse stratigraphique de ces formations en Othrys : les recristallisations dues au(x) métamorphisme(s) en Othrys orientale d'une part, et le débitage des séries en unités tectoniques tronquées à leur base en Othrys centrale, d'autre part. Compte tenu de ces limitations, le bilan des observations est le suivant :

- le Trias inférieur-moyen (Werfénien supérieur-Anisien, probablement) existe probablement en Othrys orientale, où il est représenté par des calcaires cristallins massifs à Foraminifères (coupe du Tragovouni), recouvrant des schistes violacés, probablement triasiques eux aussi, par l'intermédiaire de marbres en plaquettes ;

- le Trias supérieur (Norien-Rhétien) est présent en Othrys orientale, mais est surtout bien représenté en Othrys centrale, dans l'unité du Messovouni. Il s'agit surtout de calcaires gris massifs, à Mégalodontes et Involutinidés ;

- les niveaux intermédiaires (le Ladinien, le Carnien et même l'Anisien franc à *Meandrospira dinarica*) n'ont pu être caractérisés en Othrys. Ceci est probablement dû aux difficultés précédemment signalées (tectonique et métamorphisme), mais une autre cause, ou une cause complémentaire, est envisageable. En effet, dans la zone maliaque d'Othrys, comme dans la plupart des zones helléniques d'ailleurs, des phénomènes tectoniques et éruptifs ont lieu au Trias moyen. Or, ces événements ont pu avoir des conséquences sur la sédimentation carbonatée à cette époque, et entraîner localement son arrêt, par exemple. Les passées de schistes associés à des roches effusives métamorphisées, qui affleurent à l'Est de Glifa, pourraient être des témoins de ces événements triasiques, mais cela n'est pas prouvé, dans la mesure où un âge jurassique supérieur est également admissible.

Les calcaires "néritiques" d'Othrys occidentale, bien que peu représentés (quelques dizaines de blocs métriques à décamétriques), ont été datés du Trias supérieur et peut-être du Trias moyen (Ladinien possible) ; cependant, je considère, reprenant en cela une des hypothèses de Courtin (1979), qu'il s'agit d'une série n'appartenant pas à la plate-forme pélagonienne.

2. COMPARAISON SUCCINCTE AVEC LES REGIONS VOISINES.

La comparaison avec les séries pélagoniennes métamorphiques situées au Nord et à l'Est de l'Othrys sera traitée dans la troisième partie de ce mémoire.

Par rapport aux séries observées en Othrys, les formations triasiques des séries pélagoniennes méridionales d'Eubée ou d'Attique-Béotie (Guernet, 1971 ; Clément, 1968, 1976 ; Kauffmann, 1976) paraissent beaucoup moins homogènes du point de vue lithologique. Si des faciès gréseux puis calcaires s'observent au Werfénio-Anisien, et des faciès de calcaires massifs au Trias supérieur comme en Othrys, dans ces secteurs en revanche, des niveaux de calcaires noduleux à Conodontes, des tufs et des roches effusives associées à des niveaux siliceux y caractérisent souvent le Trias moyen (Sud du mont Pastra, en Attique : Clément, 1968 ; Kauffmann, 1976). Des séries calcaires continues y seraient également reconnues : au Nord du mont Pastra (Kauffmann, 1976) et peut-être en Eubée du Nord, d'après la carte de Myli à 1/50 000 (Marinos *et al.*, 1957).

III. LE TRIAS DE L'UNITE DE CHATALA (ZONE ISOPIQUE MALIAQUE)

Les séries triasiques des zones internes, que nous attribuons à la zone isopique maliaque, sont toutes caractérisées par l'existence de calcaires siliceux à Conodontes, au moins au cours du Trias supérieur pro-parte.

L'unité de Chatala affleure uniquement en Othrys centrale, en bordure méridionale des calcaires néritiques pélagoniens de la "fenêtre de l'Othrys" (Ferrière, 1972), et peut-être en partie sur son flanc septentrional. La mise en évidence de séries particulières constituant l'unité de Chatala, ainsi que leur étude stratigraphique, et notamment celle de ses niveaux triasiques, est récente (Ferrière, 1972, 1974b) et parfois contestée puisque Hynes *et al.* (1972) puis Smith *et al.* (1975) considèrent qu'il s'agit d'un mélange tectonique (!) ou (au Likorrachi) d'un équivalent du Pélagonien (Strimbes limestones).

J'étudierai d'abord les principales séries triasiques de l'unité de Chatala, au Sud de la "fenêtre de l'Othrys", en allant de l'Est vers l'Ouest, puis donnerai quelques indications sur les faciès triasiques qui occupent une position structurale comparable au Nord de la fenêtre (fig. 22).

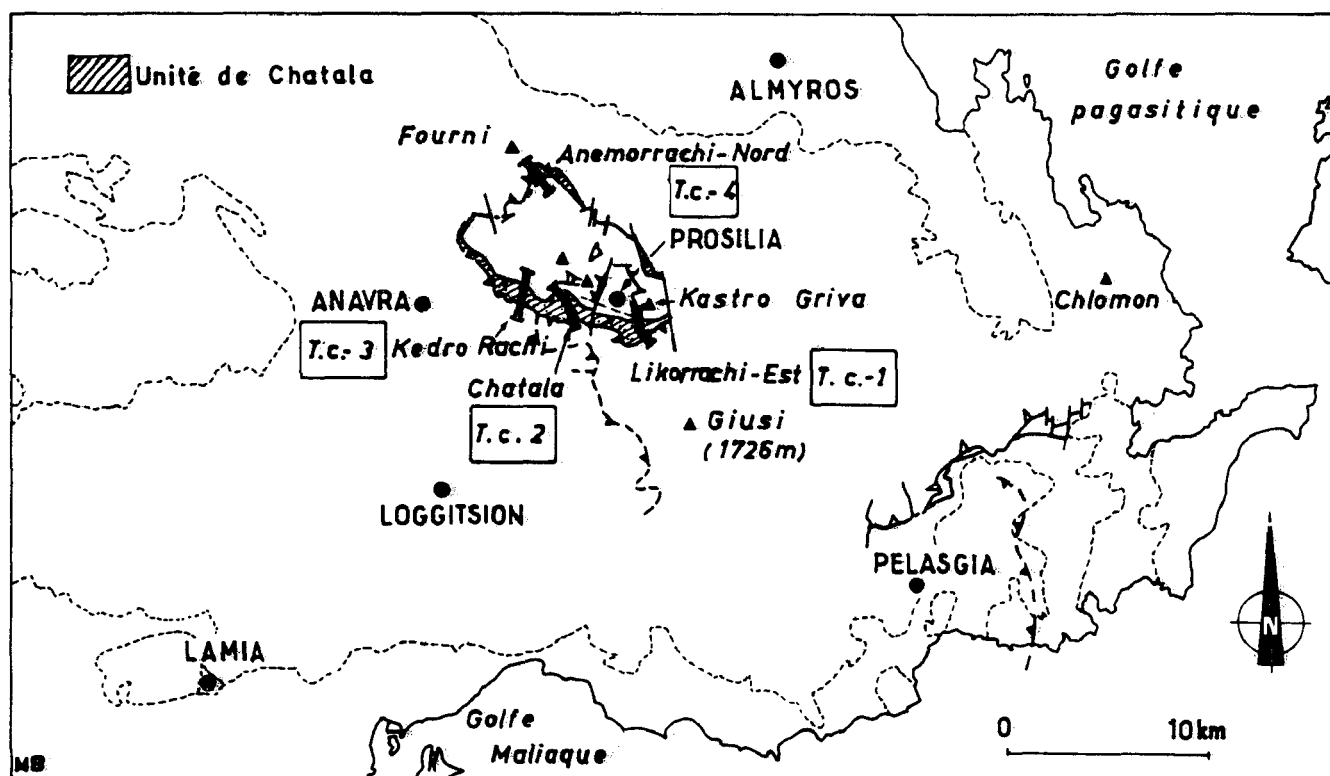


Fig. 22. - Le Trias de l'unité de Chatala : situation des coupes étudiées.

TC 1 à 4. Coupes décrites (T. Trias. - C. Chatala).

A. COUPE DE LA CRETE DE LIKORRACHI-EST.

Cette crête, qui ne porte pas de nom sur les différents fonds topographiques utilisés, est située immédiatement à l'Est de la crête du Likorrachi, et rejoint au Sud un sommet coté 1 366 m, près du lieu-dit Kazarma Diasmos.

Ce secteur n'est pas d'un accès très aisé. On peut y parvenir en partant de l'Ouest, en empruntant le chemin muletier Anavra-Prosilia, et en poursuivant ce chemin vers le mont Jerakovouni (1 642 m) à l'Est, ou en partant de l'Est, en suivant l'itinéraire Kokkoti (village) - Tsatali (bergers) - mont Flambouri (1 375 m) - mont Kastro-Griva (1 280 m).

La crête du Likorrachi-Est, orientée NE-SW, est constituée de calcaires formant une masse blanche qui tranche dans le paysage rougeâtre des radiolarites environnantes et peut se confondre avec les calcaires massifs gris-blanc pélagoniens, qui affleurent juste au Nord.

1. DESCRIPTION.

La coupe levée selon une direction NNW-SSE puis NW-SE, permet d'observer successivement (fig. 23) :

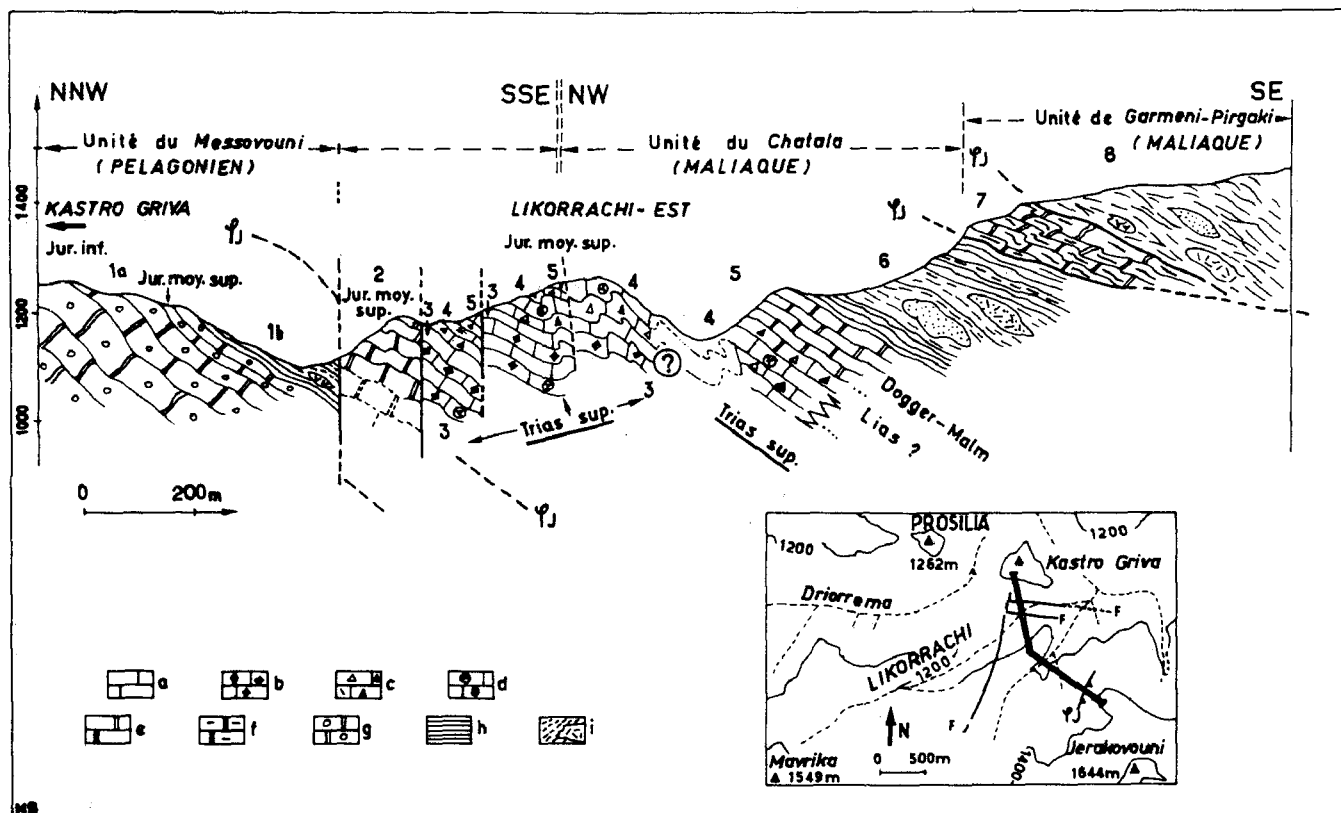


Fig. 23. - Trias maliaque. U. Chatala. Coupe du Likorrachi, Othrys centrale. TC 1, fig. 22.

Numéros : voir texte. - a à e : calcaires Unité Chatala. - a. Fins (Trias). - b. Calcarénites, biosparites (Trias). - c. Brèches à éléments triasiques (Trias ou Lias ?). - d. A Algues. - e. Brèches et microbrèches (Jurassique). - f. Calcaire siliceux du Jurassique (Unité Garmeni). - g. Calcaires massifs (Pélagonien). - h. Radiolarites. - i. Formation chaotique à blocs.

- (1) des calcaires massifs pélagoniens, d'âge jurassique (1a), surmontés d'une formation chaotique du Malm (1b) ;
- (2) des calcaires en plaquettes, microbréchiques, polygéniques, du Jurassique moyen-supérieur coincés entre deux failles verticales. Ces calcaires correspondent à la partie supérieure (Jurassique) de la série triasique qui nous intéresse ici ;
- (3) une épaisse formation (100 m environ ?) de calcaires en bancs de 30 cm à 1 m d'épaisseur, d'âge triasique à leur base au moins. On peut y reconnaître les faciès suivants :
 - des bancs de calcaires gris à pellets et intraclastes, riches en *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri et petits Foraminifères indéterminables, évoquant le Trias supérieur ou le Lias ;
 - des calcaires bioclastiques gris-jaunâtre, à Dasycladacées visibles à la loupe. Il s'agit d'une biomicrite à Algues, Miliolidés, Duostominidés et *Involutina* sp., triasique ;

- des brèches hétérogènes à débris de Madréporaires. L'un des éléments calcaires contient un Foraminifère planctonique qui, selon Zaninetti, pourrait appartenir au groupe des Oberhauserellidés ;
 - des calcaires fins alternant avec des biopelmicrites à Algues de couleur ambrée, contenant des microgastéropodes, *Glomospirella* sp. et surtout des Duostominidés ;
 - des calcaires gris-blanc : ce sont essentiellement des biosparites à débris d'Algues, Gastéropodes et Duostominidés, très caractéristiques, que l'on retrouve dans les différentes séries de l'unité de Chatala. Les débris d'Algues (Cyanophycées...), roulés et entourés de couches concentriques de calcite, se détachent bien en lame mince sur le fond de calcite cristalline. Ces faciès alternent avec des calcaires identiques mais à grain plus fin, et avec des faciès franchement bréchiques à *Involutina* sp. et Duostominidés. Ces biosparites algaires passent, vers le haut, à des bio-intrasparites à Quinqueloculines ou *Miliolipora* sp. et nombreuses Involutines dont *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser) de grande taille (1,5 mm), *Involutina* gr. *gaschei* (?), *Involutina* cf. *communis*. Cette association indique un âge ladinien-norien, et plus probablement trias supérieur ;
- (4) les calcaires sus-jacents sont des pelmicrites à Thaumtoporelles et des brèches remaniant les biosparites à Involutines. Ces niveaux très épais appartiennent peut-être déjà au Jurassique ;
- (5) à (8), des calcaires bréchiques du Dogger-Malm (5) surmontés de la formation chaotique volcano-détritique (6) et de niveaux appartenant probablement à l'unité de Garmeni-Pirgaki (7 et 8).

2. INTERPRETATION.

Les observations faites sur le terrain et en lames minces ne permettent pas d'affirmer que cette coupe soit continue. Toutefois, il se dégage une certaine homogénéité d'ensemble au niveau des microfaciès et surtout des microfossiles, qui permet de penser qu'une partie des niveaux décrits appartient au Trias supérieur, même si localement, du fait de l'existence de failles ou de plis, affleurent au milieu de ces derniers des niveaux d'âge jurassique.

Les microfaciès triasiques du Likorrachi-Est indiquent essentiellement des milieux de dépôt de haute énergie (biosparites notamment) et sont fréquemment bréchiques. Les microfossiles reconnus appartiennent à des groupes déjà observés dans les calcaires gris pélagoniens, notamment les Algues, les Duostominidés et surtout les Involutinidés, mais les espèces présentes, et surtout les associations de microfossiles, sont nettement différentes.

B. COUPE DE PENDE-VRISSES A CHATALA.

Le lieu-dit Pende-Vrisses correspond à un ensemble de sources, cinq si l'on en croit le nom qui lui est donné, situées en bordure nord-ouest du mont Chatala (1 360 m environ) dont le sommet offre un point de vue remarquable sur la partie orientale de l'Othrys centrale. L'accès à Pende-Vrisses se fait, là encore, par le chemin muletier Anavra-Prosilia.

La coupe est faite en partant de la source et en rejoignant le sommet du mont Chatala, selon une direction WNW-ESE au départ, puis NW-SE.

1. DESCRIPTION.

Du point de vue lithologique, on rencontre essentiellement des niveaux de jaspes et de calcaires en plaquettes, siliceux, fins ou microbréchiques, affectés de nombreux plis, au sein desquels il est malaisé de définir des ensembles lithologiques distincts. Du Nord-Ouest au Sud-Est et de bas en haut, affleurent (fig. 24) :

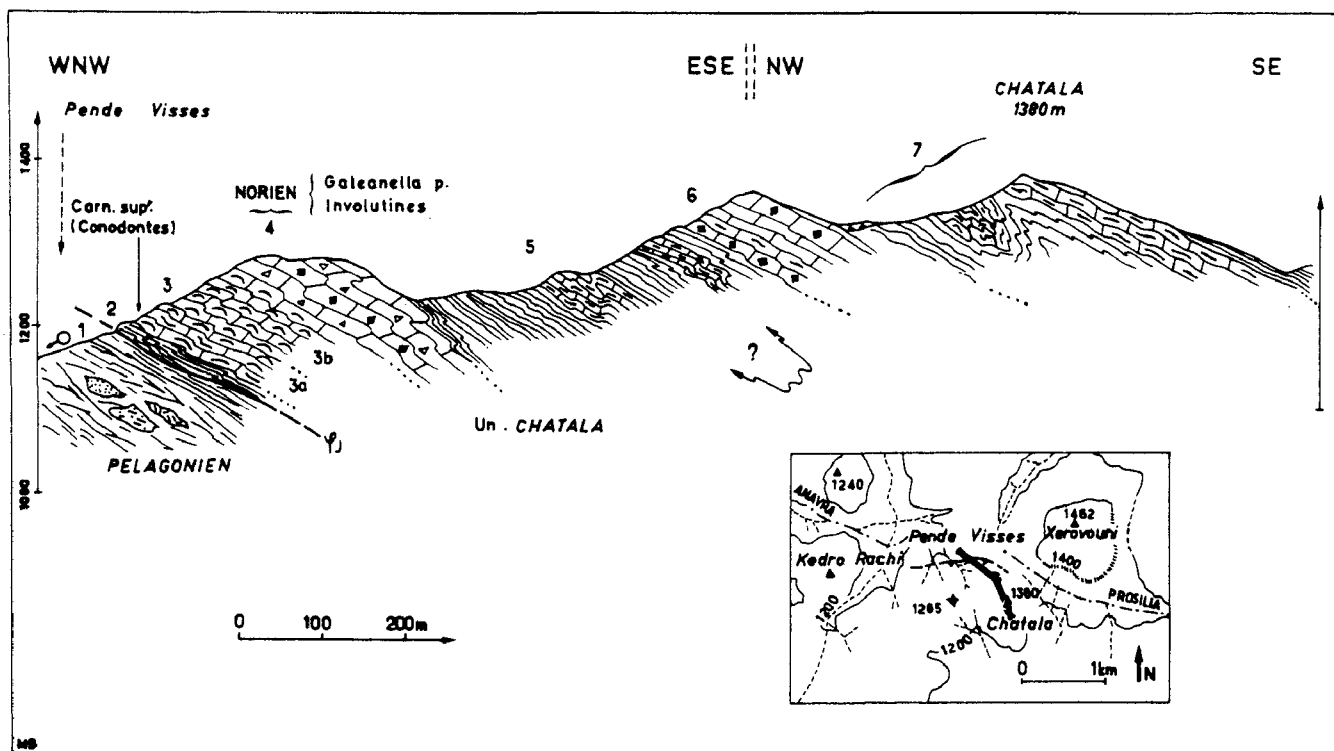


Fig. 24. - Trias maliaque. U. Chatala. Coupe Pende Vrisses-Chatala. TC 2, fig. 22.

Légendes dans le texte. Figurés : fig. 5.

- une formation de calcaires gris siliceux en plaquettes (3 et 4) reposant, par un contact anormal, sur un ensemble chaotique correspondant très probablement à la formation volcano-détritique du Malm de la série pélagique sous-jacente (1). Des jaspes d'âge non précisé marquent localement la limite entre ces deux ensemble (2) ;
- (3) les niveaux de base sont des calcaires à silex à fines coquilles, à aspect de filaments en section (3a), surmontés de calcaires gris à filaments et Radiolaires, pauvres en silex (3b). Dans ces derniers, s'intercalent des lits argileux centimétriques de couleur jaune. De minces passées (1 cm environ) bioclastiques, s'observent au sein de cet ensemble de calcaires fins épais de 80 à 100 m.
Des Conodontes ont été extraits des calcaires à silex de base (3a) (dét. Kozur) : *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Epigondolella* sp., *Gondolella* sp., *Gondolella navicula* (Huckriede), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) sp. et surtout *Metapolygnathus abneptis permicus* (Hayashi), (*Epigondolella permica* (Hayashi)) et *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, du Carnien supérieur (Tuvalien terminal) ;
- (4) les niveaux sus-jacents (80 à 100 m) sont des calcaires bioclastiques ou des brèches à éléments de taille parfois supérieure à 2 cm, que l'on peut subdiviser de la façon suivante ; toujours de bas en haut :
 - des calcaires bioclastiques à grain fin, à *Ophtalmidium* sp., *Galeanella* sp. (pré-galeanelles ?) et *Miliolipora* sp. ? ;
 - des calcaires bréchiques à gros débris plurimillimétriques de Madréporaires et éléments de calcaires, dont le faciès rappelle celui des calcaires à Galéanelles. Des Foraminifères agglutinés s'y développent ;
 - des calcaires bioclastiques qui se révèlent être, au microscope, des biosparites typiques à Duostominidés et Involutines, dont *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. sinuosa oberhauseri* (Salaž), *I. sinuosa pragsoides* (Oberhauser), du Ladinien-Norien ;

- des calcaires bréchiqes dont les éléments de taille centimétrique ont livré : *Involutina* gr. *sinuosa*, *I. sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *I. communis* (Kristan), *Trocholina permodiscoides* Oberhauser et des Duostominidés, ainsi que, dans d'autres échantillons : *Ophthalmidium* sp. dont certains à grand col, *Quinqueloculina* sp. ou *Miliolipora* sp. et *Galeanella panticae* Zaninetti et Brönnimann. Ce dernier fossile indique le Norien s. st. ;

- un niveau peu épais (1 m environ) à grain fin, à *Ophthalmidium* sp., Duostominidés, Lituolidés (*Ammobaculites* sp. ?), *Trocholina* sp. et *Galeanella panticae* Zaninetti et Brönnimann ;

- des calcaires riches en Algues, coquilles diverses et Madréporaires, caractérisés en lame mince par la richesse en Foraminifères agglutinés encroûtants. *Galeanella panticae* Zaninetti et Brönnimann, du Norien, y est encore présente ;

- les derniers bancs calcaires ont un caractère bréchiq accentué. Au sein des éléments, on peut noter la présence de Duostominidés, de petites Endothyres, de Trochamminidés et de Miliolites ;

- (5) un ensemble essentiellement siliceux (200 m d'épaisseur maximum) à jaspes, radiolarites et calcaires siliceux à filaments et Radiolaires, n'ayant pas livré de Conodontes ;
- (6) une formation calcaire (80 à 100 m d'épaisseur) à rares lits siliceux, formée de calcaires fins, bioclastiques et bréchiqes. Les éléments des brèches contiennent des petites Endothyres, des Miliolites et *Turitelletta carnica* (?). Les faciès les plus fins sont riches en débris de coquilles de Mollusques et d'Echinodermes, *Lenticulina* sp. et Lagénidés. Ces faciès à Lagénidés présentent certaines affinités avec les faciès calcaires du Lias, à *Involutina liassica* (Jones), du Strimbes (unité pélagonienne) ou du Kedro-Rachi (unité de Chatala) ; mais ce n'est peut-être là qu'une analogie due à un milieu de dépôt particulier ;
- (7) la formation sommitale est riche en niveaux siliceux, radiolarites, jaspes et calcaires à silice et à filaments, intensément plissés.

2. CONCLUSIONS.

La partie basale (3 et 4) de cette coupe est particulièrement intéressante : on peut y caractériser le Carnien supérieur, représenté par des calcaires en plaquettes fins et parfois siliceux à Conodontes, et le Norien, sous le faciès de calcaires en bancs peu épais bioclastiques ou bréchiqes riches en Involutinidés et *Galeanella panticae*.

Les niveaux supérieurs (5 à 7) n'ont pu être datés précisément : il peut s'agir de la suite normale de la série, c'est-à-dire du Trias terminal et du Lias, mais les niveaux de cet âge sont différents dans les autres séries de l'unité de Chatala (mont Kedro-Rachi notamment, paragraphe ci-dessous). Malgré l'absence de Conodontes, qui peut être due à la nature très siliceuse des échantillons traités et non pas obligatoirement à leur âge, on peut envisager que cet ensemble supérieur représente des niveaux triasiques du Carnien-Norien, réapparaissant à la faveur de structures tectoniques particulières (failles verticales, plis ou écaillages).

Par rapport aux séries plus orientales du Likorrachi-Est, la série de Pende-Vrisses-Chatala apparaît beaucoup plus siliceuse et présente une microfaune plus "pélagique", avec notamment des Radiolaires et des Conodontes. Bien que la série ici décrite soit datée pour partie du Norien par *Galeanella panticae*, il n'est pas évident que les termes lithologiques observés représentent une période de temps identique à celle des calcaires du Norien du Likorrachi-Est, ces derniers semblant plutôt représenter les termes de passage au Jurassique. Toutefois, des faciès communs rapprochent ces deux ensembles, et plus particulièrement les biosparites à Involutinidés et Duostominidés.

(+) Aucun nom ne figurant sur les cartes, j'ai employé le nom utilisé par les bergers installés dans ce secteur.

C. COUPE DU MONT KEDRO-RACHI.

Le mont Kedro-Rachi (+) (1 300 m environ) est situé en bordure méridionale du chemin muletier reliant le village d'Anavra au lieu-dit Prosilia (huttes de bergers). Il est limité à l'Ouest par la rivière Chavos et à l'Est par la rivière Georgadzi, qui le sépare du mont Chatala.

1. DESCRIPTION.

La coupe décrite ci-dessous est levée selon une direction NNE-SSW ; elle passe par le sommet principal du Kedro-Rachi et le col situé entre ce dernier et le mont Georgadzi (1 303 m) au Sud. Elle recoupe un ensemble de couches à pendage sud, qui se révèlent être constituées, du Nord au Sud et donc de bas en haut, par (fig. 25) :

- (1) un ensemble chaotique riche en radiolarites pélitiques, corps basiques ou ultrabasiques et grès d'âge jurassique supérieur (?), appartenant probablement à l'unité pélagonienne sous-jacente ;
- (2) et (3), quelques mètres de radiolarites très tectonisées (2) surmontées de calcaires siliceux (3) à Conodontes d'âge carnien (dét. Kauffmann et Kozur) dont *Gondolella polygnathiiformis* (Budurov et Stefanov) ;
- (4) une formation calcaire constituée de calcaires en plaquettes siliceux, de calcaires bréchiques à lithoclastes, et de calcaires bioclastiques fins ou grossiers (éléments plurimillimétriques). Les faciès les plus caractéristiques sont des biomicrites (ou biomicrosparites) en partie dolomitisées, à Involutines et Algues de couleur ambrée, et des bio-intrasparites à éléments algaires plus ou moins roulés. Les lames minces révèlent en outre des débris d'Echinodermes, des sections de coquilles de bivalves, ainsi que de nombreux microfossiles : Nodosariidés, Miliolidés (*Sigmoilina* sp.), *Duotaxis birmaniaca* Zaninetti et Brönnimann, et Involutinidés dont *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser) abondante, *I. sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *I. gaschei* Koehn-Zaninetti et Brönnimann, *Trocholina permodiscoides* Oberhauser et des Triasines jeunes (?). Cette association indique un âge norien-rhétien ;

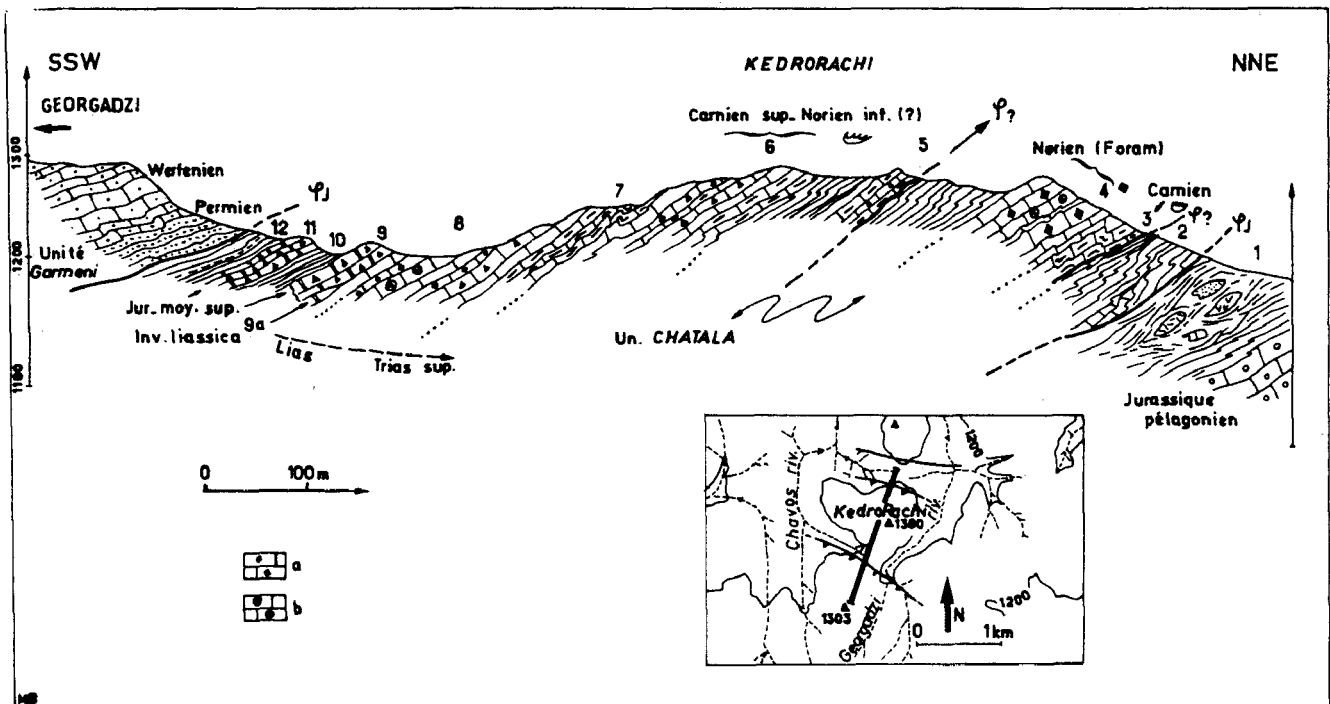


Fig. 25. - Trias maliaque. U. Chatala. Coupe du Kedro Rachi (Othrys centrale). TC 3, fig. 22.

Numéros : voir texte. - a. Biosparite et intrasparite. - b. Biosparite à Algues.
Autres figurés : fig. 5.

- (5) des niveaux siliceux alvéolaires de couleur jaunâtre, interrompus par une vingtaine de mètres de calcaires gris à silex, en plaquettes. Ces derniers montrent des faciès à Radiolaires et filaments souples (sections de coquilles très fines de Bivalves), de véritables faciès à "filaments" plus rigides que les précédents (Halobidés ?), et enfin de rares brèches à éléments centimétriques de "calcaires à filaments" ou de biomicrosparites à *Endothyra* sp. (petite) ;
- (6) une formation de calcaires en bancs de 10 cm à 1 m d'épaisseur, constituée de calcaires gris fins, à silex, contenant Radiolaires et "filaments", et de calcaires bioclastiques à débris d'Algues ou de Madréporaires et nombreux Foraminifères encroûtants. Des niveaux calcaro-siliceux situés près de la base ont livré des Conodontes (dét. Kauffmann), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel) et *Epigondolella abneptis echinata* (Hayashi), qui seraient d'âge carnien supérieur-norien inférieur ;
- (7) une passée de calcaires gris fins, à silex (30 m environ), à Radiolaires et coquilles de bivalves "pélagiques" ;
- (8) des calcaires essentiellement bioclastiques, riches en Foraminifères :
 - les niveaux de base, riches en débris de coquilles et de Madréporaires, montrent en lame mince des Foraminifères agglutinés encroûtants, des Duostominidés, des Endothyriidés (petites Endothyres), *Ophthalmidium* sp., des Sigmoïlines, de rares Involutines de petite taille et des Milioliporidés, *Miliolipora* sp. ou *Galeanella* sp., connus au Norien-Rhétien. Un niveau plus fin, situé dans cet ensemble, a livré des Conodontes : *Neohindeodella triassica triassica* (Müller) et *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muel-leri* (Tatge) ; malheureusement, ces Conodontes donnent un âge imprécis permotriasique, le Trias étant probable ;
 - les calcaires sus-jacents sont bioclastiques ou bréchiques à lithoclastes. Ils sont riches en Algues et en Involutines. Deux microfaciès, déjà observés dans le niveau (3), y sont bien représentés : des bio-intrasparites, riches en éléments algaires d'une part, et des biomicrites légèrement recristallisées, à Algues et Involutines de couleur ambrée caractéristiques de ces séries d'autre part. Les microfossiles, parmi lesquels on peut reconnaître : *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *I. tenuis* (Kristan), *I. communis* (Kristan) ainsi que *Turrispirillina minima* Pantic, permettent de conclure à l'âge norien-rhétien des niveaux ou des éléments qui les contiennent ;
- (9) les calcaires sommitaux sont assez bréchiques et les microfaunes des divers éléments observés sont du Norien. Une lame mince a toutefois révélé la présence de *Trocholina* sp. et de *Protopenoplis striata* Weynschenk du Dogger-Malm et des calcaires (blocs ou lentilles ?) à *Involutina liassica* (Jones), du Jurassique inférieur, sont localement présents dans cet ensemble (9a) ;
- (10) à (12), les niveaux sus-jacents sont des radiolarites non datées (10 et 12), dans lesquelles s'intercalent des calcaires du Dogger-Malm (11).

Si la partie supérieure de la coupe du Kedro-Rachi paraît assez claire, il n'en est pas de même de la partie "inférieure" septentrionale. Les âges obtenus montrent que la coupe pourrait être continue, avec par exemple le Carnien à la base (3), puis le Norien inférieur (4, 5 et 6) et enfin le Norien-Rhétien (7 et 8). Toutefois, des incertitudes demeurent dans la mesure où il est difficile de comparer des données relatives à des subdivisions inférieures à l'étage, issues de l'étude des Conodontes d'une part, et des Foraminifères d'autre part.

Les identités de faciès valables jusque dans le détail des microfaciès, observées entre les niveaux bioclastiques à Involutines et Algues des termes (4 et 8), conduiraient plutôt à envisager des hypothèses faisant intervenir des structures tectoniques (plis ou écaillages, fig. 25) pour expliquer ces particularités.

En revanche, les ressemblances avec les successions lithologiques des monts Chatala et Li-korrachi témoignent, elles, en faveur d'une continuité de ces séries (fig. 27, dans les conclusions sur le Trias de l'unité de Chatala).

2. CONCLUSIONS.

Cette coupe est intéressante à divers titres : elle montre différents termes lithologiques appartenant au Carnien et au Norien s.l. (Norien-Rhétien) datés par les Conodontes et les Foraminifères ; le passage du Trias au Jurassique peut être analysé dans de bonnes conditions -même s'il n'est pas précisément situé- et enfin, les microfaciès observés permettent d'établir des comparaisons avec les séries précédemment décrites, du mont Chatala et de la crête du Likorrachi-Est. C'est ainsi que les biosparites à débris algaires roulés, et les brèches et biosparites à Involutinidés observées dans le Likorrachi, sont comparables à certains des microfaciès constituant l'ensemble (8) du Kedro-Rachi, incontestablement triasiques. Le passage du Trias au Jurassique au niveau du Kedro-Rachi est marqué par la présence de brèches (8 et 9), comme au Likorrachi, mais celles-ci semblent beaucoup moins épaisses que dans ce secteur oriental.

D. COUPE AU NORD DE L'OTHRYS.

Cette coupe correspond à la prolongation vers le Nord de l'une des coupes décrites à propos des séries triasiques pélagoniennes, à savoir la coupe de la crête de l'Anemorrachi, sur la retombée septentrionale du mont Messovouni (fig. 14).

Sur les calcaires massifs triasiques (et liasiques ?) pélagoniens, reposent en effet une unité de calcaires assez massifs ("unité de Xirias"), de teinte gris-blanc, séparée des calcaires précédents par un contact faiblement incliné vers le Nord et jalonné de niveaux radiolariques rouges écrasés. Ces calcaires occupent donc la même position structurale que l'unité de Chatala, située plus au Sud.

Si certains faciès rappellent ceux des séries triasiques pélagoniennes, d'autres se rapprochent au contraire des faciès triasiques du Likorrachi-Est. Pour ces deux raisons, structurale et faciologique, la stratigraphie de l'unité de Xirias sera analysée dans ce paragraphe ; mais il est clair que cette série représente une transition entre les séries pélagoniennes et les séries typiques de l'unité de Chatala.

1. COUPE DE L'ANEMORRACHI-NORD (UNITE DE CHATALA-XIRIAS).

Du Sud-Ouest vers le Nord-Est et de bas en haut, on peut distinguer (fig. 26) :

- (1) quelques mètres de niveaux siliceux écrasés ;
- (2) des calcaires d'aspect bréchiqne, à traces rouges, contenant, à la base, des éléments siliceux rouges qui n'existent pas à la partie supérieure. Si le caractère bréchiqne de ces roches est parfois d'origine sédimentaire, il est souvent accentué par une intense mylonitisation de ces niveaux de base ;
- (3) des biosparites à éléments algaires roulés et entourés de couches successives de calcite, à *Involutina* sp. triasique ;
- (4) et (5), après une nouvelle zone intensément mylonitisée (4), vient un ensemble de bancs calcaires (50 à 100 m) massifs, gris-blanc, parfois bien conservés (5). Ces bancs contiennent des fossiles triasiques et se présentent fréquemment sous le microfaciès biosparitique à éléments algaires signalé ci-dessus et dans les coupes du Likorrachi et du Kedro-Rachi. Les microfossiles observés sont des microgastéropodes, des Algues, des Ostracodes, des Coprolithes, des Miliolidés, des Duostominidés, des Endothyridés, *Trochammina* cf. *alpina*, *Duotaxis* sp. et des Involutines de petites taille (400 à 800 μ en moyenne) dont *Involutina* sp., *Involutina* cf. *I. communis* (Kristan) et *Involutina sinuosa* gr. *pragsoides* (atteignant jusqu'à 1,2 mm). Dans la mesure où les déterminations spécifiques sont parfois difficiles à établir, l'âge de ces niveaux ne peut être donné précisément ; toutefois, l'association de microfossiles et les affinités de faciès avec d'autres séries permettent de proposer un âge trias supérieur, et plus probablement norien s.l.

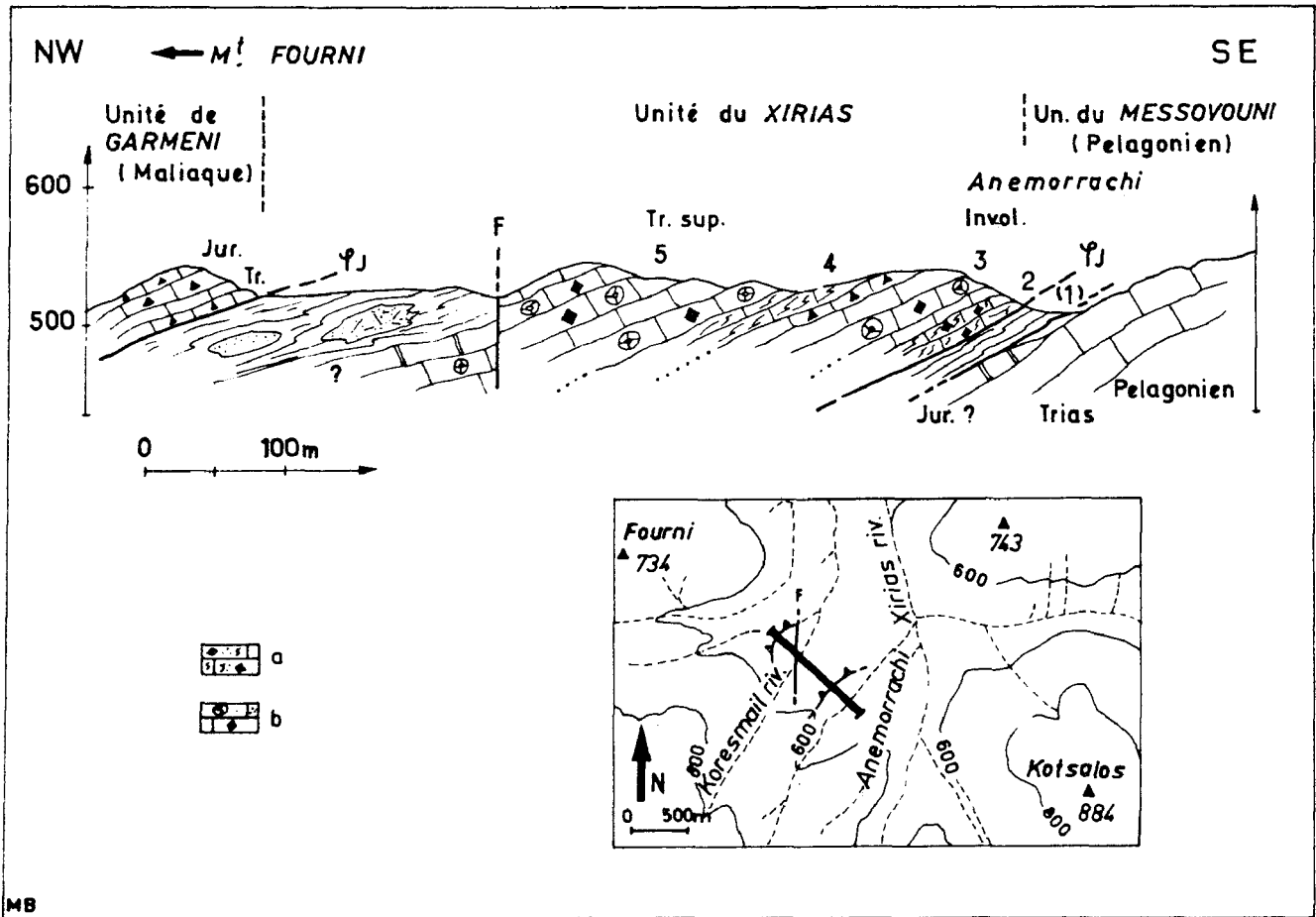


Fig. 26. - Trias maliaque. U. Chatala. Coupe d'Anemorrachi-Fourni (Othrys centrale). TC 4, fig. 22.

Numéros : voir texte. - a. Brèche tectonique calcaire à éléments radiolaritiques. - b. Biosparites à Algues et Involutines. Autres figurés : fig. 5.

2. COMPLEMENTS.

Les biosparites algaires à Involutines (ici très recristallisées) se retrouvent sur le flanc oriental de la rivière Xirias, en position tectonique complexe, à cause de failles verticales, mais apparemment toujours entre les faciès pélagoniens francs et le Crétacé supérieur, à proximité des faciès siliceux radiolaritiques rouges du Malm. C'est le cas notamment sur le flanc nord-occidental du mont Kotsalos (884 m).

E. CONCLUSIONS RELATIVES AU TRIAS DE L'UNITE DE CHATALA.

L'étude des séries occidentales de l'unité de Chatala a permis de mettre en évidence le Carnien (supérieur), le Norien et le Norien-Rhétien, au sein de séries caractérisées par l'association de calcaires à silex à Conodontes, de niveaux holosiliceux à Radiolaires et de calcaires de type biosparite à Algues ou/et à Involutinidés (fig. 27).

L'observation en lame mince et le fait que les formes présentes dans certains de ces faciès appartiennent à des associations faunistiques cohérentes, indiquent qu'elles ne sont que faiblement remaniées, bien que l'on observe localement des granuloclasses verticales, ou des faciès nettement bréchiques.

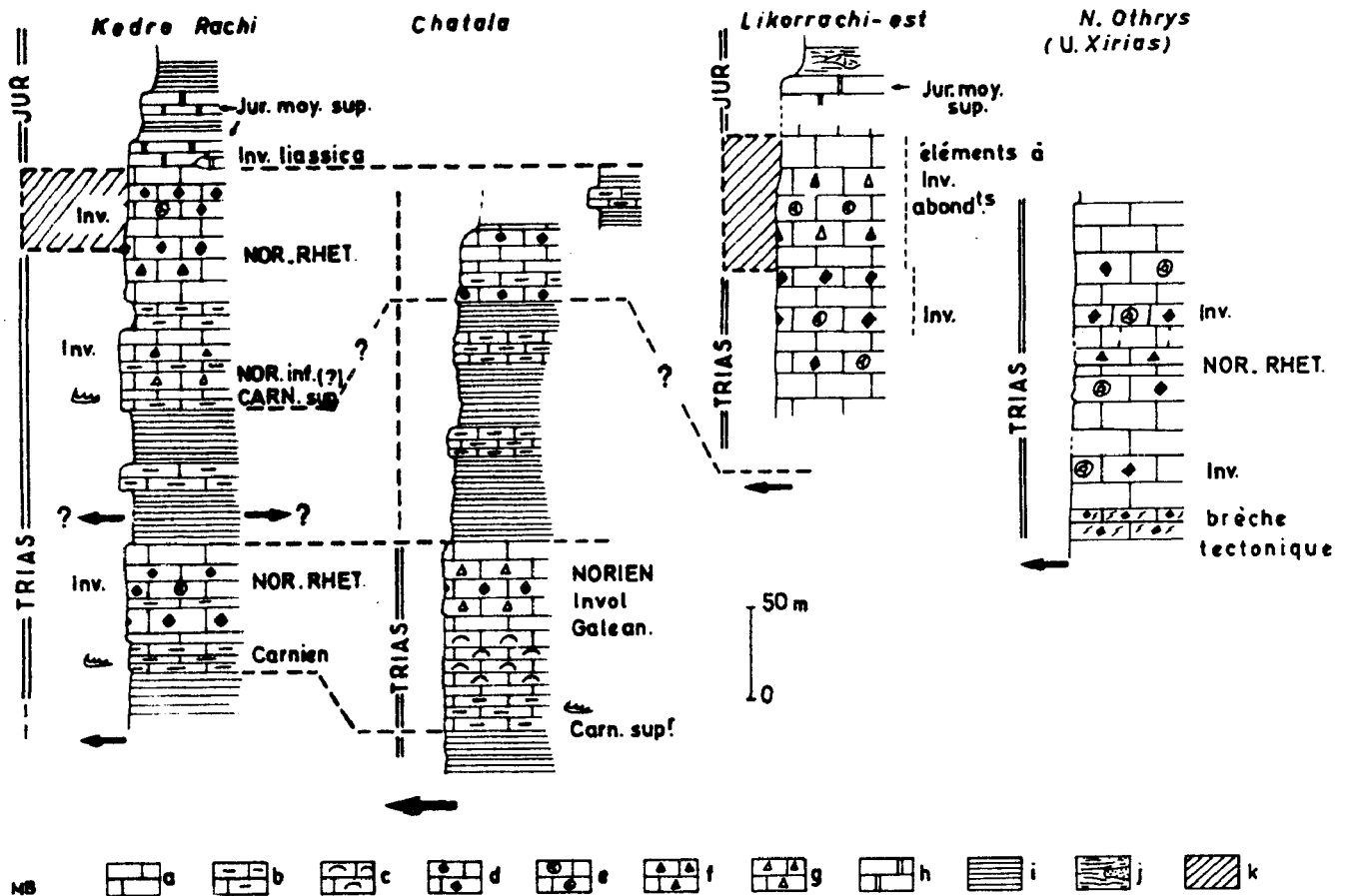


Fig. 27. - Trias maliaque. U. Chatala. Principales séries.

a à h : calcaires. - a. Fins. - b. A silic. - c. A filaments. - d. Biosparite et intrasparite. - e. A Algues. - f. Microbréchiq. - g. Bréchiq. - h. Jurassiques. - i. Radiolarites. - j. Formation chaotique à blocs. - k. Passage Trias-Jurassique, zone d'incertitude.

Dans la partie la plus orientale de l'unité de Chatala (série du Likorrachi-Est), les calcaires sont moins siliceux et plus massifs que ceux des séries du Kedro-Rachi et de Chatala, plus occidentales (fig. 27). Cette comparaison pourrait être particulièrement significative pour la période Norien-Rhétien, datée dans les différentes séries par des faunes équivalentes d'Involutinidés, à condition que certaines des brèches à Involutines du Likorrachi soient bien de cet âge.

Par rapport aux séries du Trias supérieur pélagonien, le milieu de sédimentation des séries de même âge de l'unité de Chatala indiquent un milieu de plus haute énergie, marqué notamment par le développement des faciès biosparitiques dans cette dernière, s'opposant aux faciès biomicritiques pélagoniens. La taille des individus des biosparites est supérieure, en moyenne, à celle des individus de la même espèce des faciès biomicritiques. En outre, les espèces telles que *Involutina tumida*, *I. tenuis*, *I. minuta*, de forme aplatie, ne se rencontrent que dans les faciès biomicritiques pélagoniens (lagunaires). Ces observations sont en accord avec les interprétations proposées par Zaninetti (1976, p. 66 à 75) sur la signification des associations d'Involutinidés du Trias supérieur.

En résumé, les faciès du Trias supérieur des séries de l'unité de Chatala, riches en biosparites, s'opposent nettement aux faciès pélagoniens (biomicrites principalement), sauf dans le cas de l'unité de Xirias qui représente une transition entre ces deux ensembles. En outre, une évolution nette s'observe d'Est en Ouest, à l'intérieur même de l'unité de Chatala ; le développement des faciès calcaro-siliceux à Conodontes indiquerait un accroissement de la profondeur vers l'Ouest, à condition toutefois que les niveaux bréchiq. à Involutines du Likorrachi soient bien de même âge, c'est-à-dire du Trias supérieur et qu'il ne s'agisse pas de Jurassique, riche en éléments triasiques.

IV. LES SERIES TRIASIQUES DES UNITES DU PIRGAKI ET DE GARMENI RACHI (ZONE ISOPIQUE MALIAQUE)

Ces deux unités tectoniques, qui surmontent les unités pélagoniennes et de Chatala, et qui sont recouvertes par les unités de Loggitsion, ont un développement spatial très important (fig. 15). Elles constituent l'essentiel de l'Othrys centrale et le secteur méridional de l'Othrys qui borde le golfe maliaque, entre Stylis et Pelasgia.

Les séries de ces unités ont des âges compris entre le Permien supérieur et le Malm, et sont caractérisées par l'existence d'une série triasique continue et la prédominance de faciès bréchiques polygéniques au Trias supérieur.

La mise en évidence de ces unités, et corrélativement des séries qui les composent, ainsi que la datation du Trias au sein de celles-ci, est récente (Ferrière, 1972). Depuis lors, de nombreuses précisions d'ordre paléontologique ont permis d'affiner la stratigraphie de ces séries (Ferrière, 1974). Smith *et al.* (1975) ont défini les principales formations lithologiques constituant ces séries et leur ont donné des noms particuliers, mais certaines d'entre elles doivent être abandonnées du fait de la présence, au sein d'une même formation, de niveaux d'âges ou de faciès totalement différents.

Les affleurements correspondant à ces séries, ainsi que les coupes décrites dans ce paragraphe, sont reportés sur les figures 28 et 39. Je distinguerai trois secteurs correspondant à des types de séries différents.

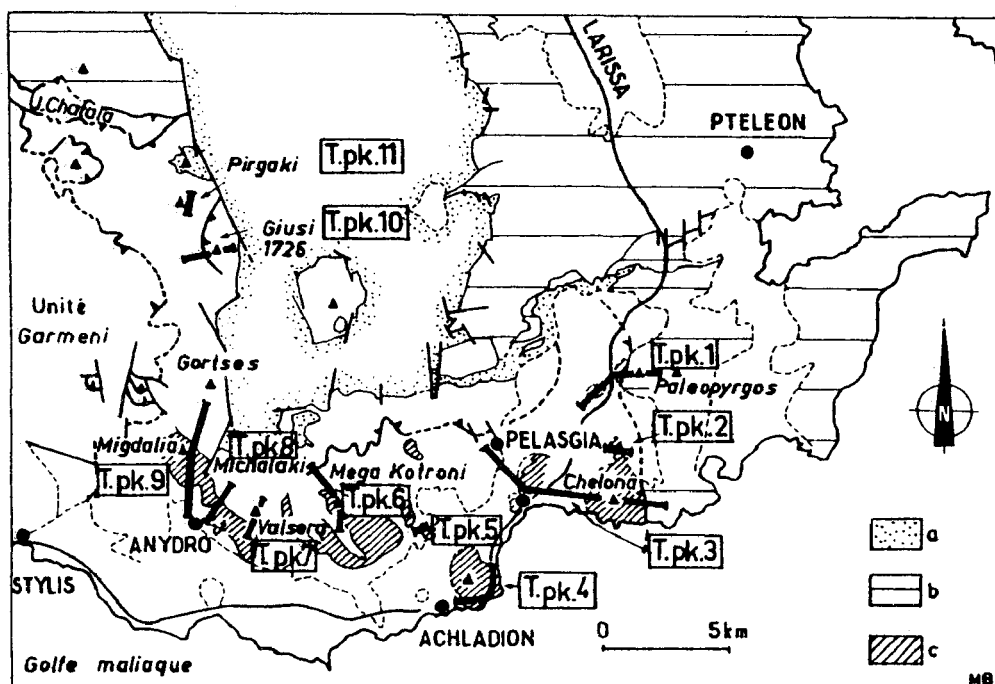


Fig. 28. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Situation des principales coupes.

Tpk 1 à 11. Tpk (T. Trias. - pk. Pirgaki).

a. Crétacé supérieur. - b. Pélagonien. - c. Calcaires werfeno-anisiens (Unité du Pirgaki)

A. LE TRIAS DE LA PARTIE ORIENTALE DE L'UNITE DU PIRGAKI.

L'unité du Pirgaki affleure dans la partie orientale de l'Othrys centrale (mont Pirgaki, 1 560 m environ ; mont Giusi, 1 726 m) et dans la partie méridionale de l'Othrys centrale et orientale (du mont Gortses, 1 012 m, à l'Ouest, au mont Chelona, 244 m, à l'Est).

Je décrirai en premier lieu les séries triasiques du secteur oriental (Tpk₁ à Tpk₆, fig. 28).

1. LES AFFLEUREMENTS SITUÉS EN BORDURE DE LA PLAINE DE PELASGIA.

a. COUPE SUR LA RETOMBÉE OCCIDENTALE DU MONT PALEOPYRGOS (580 m environ).

Cette coupe se développe de part et d'autre de la route nationale à péage Larissa-Lamia, deux kilomètres au Nord de la sortie vers Pelasgia.

Les couches observées ont un pendage moyen de 30° vers l'Ouest. Sur un autochtone relatif pélagonien formé de schistes radiolaritiques à blocs gréseux et éruptifs (1b) surmontant des calcaires marmoréens massifs datés du Jurassique (1a), on distingue, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire de bas en haut (fig. 29) :

- (2) des calcaires parfois dolomitiques, en bancs de 30 à 50 cm d'épaisseur, de couleur brune en surface, gris-noir à l'intérieur, parfois intercalés de pélites marneuses jaunâtres. Ces calcaires contiennent de gros "oolastes" ; il s'agit d'oolites à oolithes et oncolithes dont le nucleus est souvent recristallisé en un ou plusieurs grands cristaux de calcite ;
- (3) des calcaires dolomitiques en bancs massifs intensément recristallisés. Des fossiles sont encore reconnaissables dans ces niveaux carbonatés à l'Ouest de la route nationale, mais aussi dans la carrière située juste à l'Est de celle-ci. On y observe notamment des Algues et *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide et Pantic, de l'Anisien ;
- (4) enfin, à l'Ouest d'une faille verticale probable (F ?), des niveaux radiolaritiques rouges, dans lesquels s'intercalent des niveaux de calcaires bréchiques assez schistosés. Des niveaux bréchiques sont datés du Dogger-Malm (4b), mais les radiolarites de base et certains bancs de calcaire bréchique (4a) pourraient encore appartenir au Trias (moyen-supérieur).

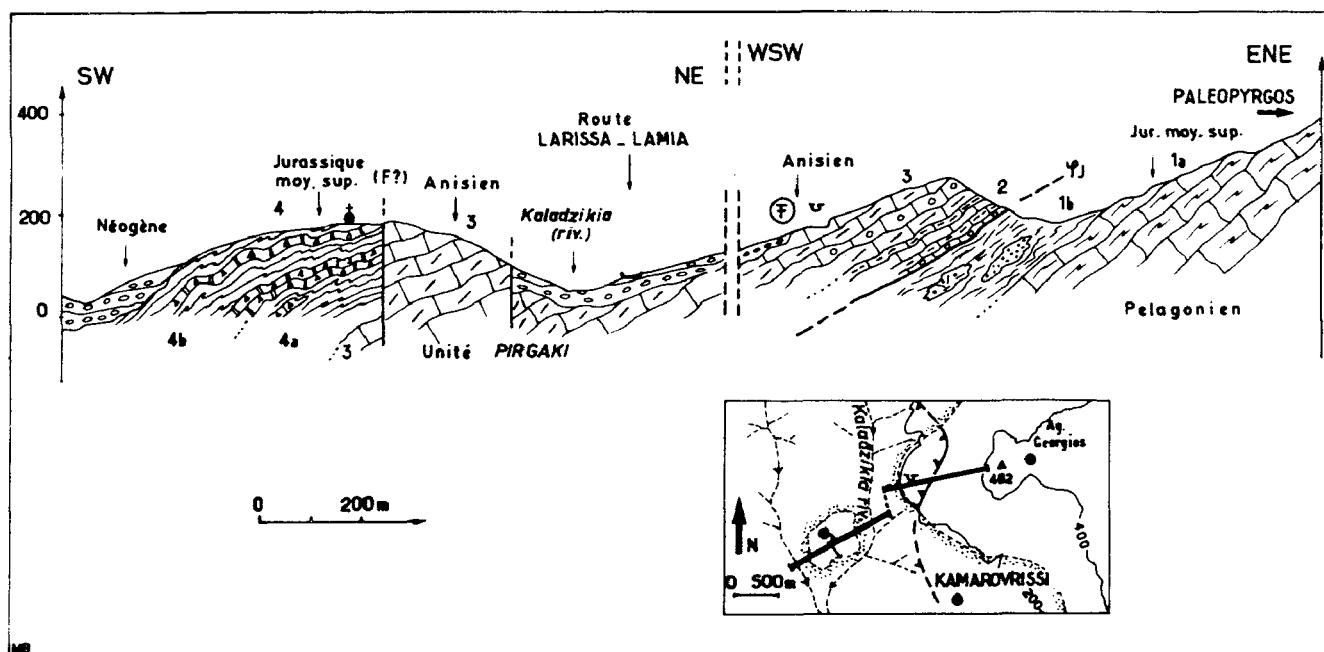


Fig. 29. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Coupe sur le flanc Ouest du Paleopyrgos, Othrys orientale. Tpk 1, fig. 28.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. COUPE DES MONTS CHELONA ET KORASSIS.

Cette coupe (fig. 30), située immédiatement au Sud de la précédente, permet également d'observer une série relativement complète. Toutefois, du fait de la présence de sédiments quaternaires, cette série est séparée en deux ensembles : les monts Chelona et Toritsa, à l'Est, qui permettent d'observer les formations de base, ici peu recristallisées, et le mont Korassis, à l'Ouest, où affleurent les niveaux supérieurs.

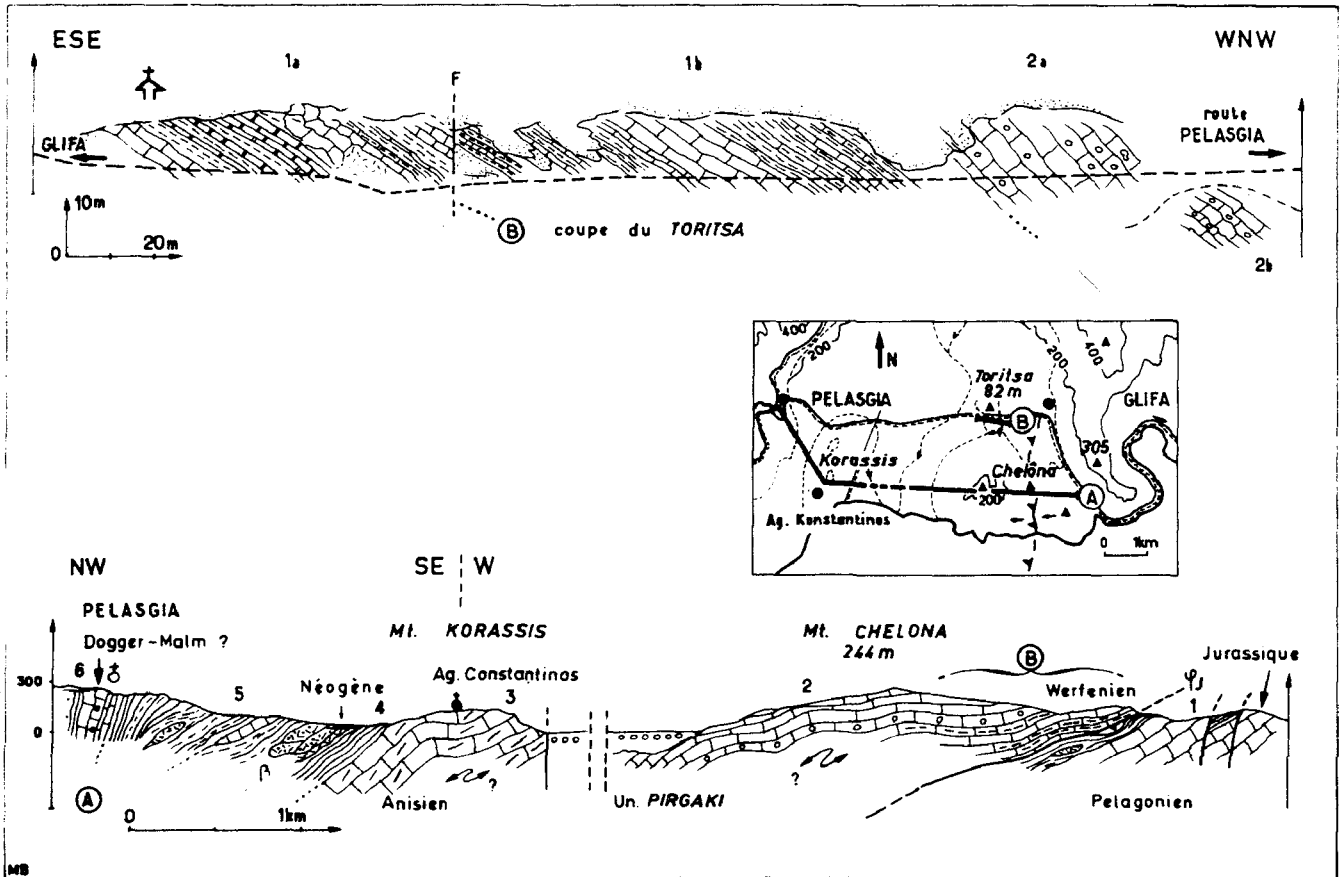


Fig. 30. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Coupes des monts Korassis-Chelona, Othrys orientale. Tpk 2, fig. 28.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b1. Les affleurements des monts Chelona, 244 m - Toritsa, 82 m (fig. 30 B).

La coupe d'ensemble (fig. 30 A) montre un dispositif semblable à celui décrit plus au Nord, sur le flanc du Paleopyrgos, avec une série de calcaires (2) chevauchant une série pélagonienne (1). C'est la base de cette unité chevauchante qui sera décrite en premier lieu.

La route Pelasgia-Glifa recoupe les affleurements calcaires de la base de l'unité supérieure, au passage entre la colline de Toritsa et le mont Chelona. La coupe effectuée sur le bord sud de cette route permet d'observer un ensemble de couches à pendage ouest, constitué, d'Est en Ouest et de bas en haut (?), par (fig. 30 B) :

- (1) une alternance de calcaires brun-noir, en bancs assez massifs (50 cm à 1 m) épais d'une dizaine de mètres environ, et de passées également décamétriques de calcaires brun-noir en plaquettes, à interlits marneux de teinte

jaune. Ces calcaires sont essentiellement des micrites, plus ou moins recristallisées, à plages plus claires en lame mince, constituées de rhomboédres de dolomie secondaire ou de calcite cristalline, représentant probablement des débris de tests d'organismes. De rares intrasparites s'intercalent dans cet ensemble.

Le contenu faunistique est relativement homogène dans l'ensemble de cette formation. Outre des microgastéropodes et des embryons d'Ammonites, on note la présence de Foraminifères, dont *Meandrospira pusilla* (Ho), abondante et bien conservée, connue dans le Werfénien supérieur et l'Anisien (inférieur surtout). Des échantillons prélevés dans la partie orientale de la coupe, à l'Est de la faille (1a, fig. 30 B), ont livré des Meandrospires de plus grande taille que celles des niveaux apparemment sus-jacents (1b), associées à des *Endothyra* sp. De ce fait, on pourrait envisager pour les niveaux (1a), un âge plus récent (anisien ?) que celui des formations (1b). Toutefois, les analyses stratigraphiques et tectoniques (absence de série inverse, etc...) que l'on peut faire sur les séries de ce secteur, ne semblent pas en faveur de cette interprétation. L'accroissement de taille des Meandrospires dans les calcaires situés dans la partie orientale de la coupe est peut-être plus simplement lié aux faciès, dans la mesure où les formes de plus grande taille sont présentes dans les faciès les plus grossiers ;

- (2) des calcaires massifs, gris-blanc, plus ou moins dolomitiques, à oolithes complexes montrant jusqu'à trois générations successives de développement (2a). Ces faciès ont l'aspect d'oosparites, mais des recristallisations importantes les affectent. Ils affleurent également au Nord de la route représentée sur la figure 30 B (2b).

b2. Les affleurements du mont Korassis (180 m environ) (fig. 30 A).

A l'Ouest du mont Chelona, au-delà d'une petite plaine quaternaire, entre la colline du Korassis (180 m environ) et le village de Pelasgia, on retrouve la suite de la série triasique dont la base vient d'être décrite. Du Sud-Est vers le Nord-Ouest, on rencontre successivement (fig. 30 A) :

- (3) des calcaires dolomitiques massifs très recristallisés, à Dasycladacées, Ostrocodes et Foraminifères indiquant l'Anisien : des Duostominidés (*Diplostromina* ? sp.), *Glomospira* sp. et surtout *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic ;
- (4) des radiolarites franches de couleur rouge ;
- (5) un ensemble de niveaux pélitiques ou holosiliceux, jaspés et radiolarites typiques, au sein duquel s'intercalent des corps éruptifs (dolérites et spilites amygdalaires de couleur violette surtout) et des lentilles (?) de calcaires rouges. Les recherches de Conodontes dans ces calcaires n'ont pas été couronnées de succès ;
- (6) des calcaires siliceux fins ou microbréchiques, associés à des niveaux holosiliceux qui, par comparaison avec d'autres séries, pourraient déjà représenter le Dogger-Malm (chapitre Jurassique).

b3. Interprétation.

L'âge des niveaux siliceux et éruptifs (5) situés immédiatement sur les calcaires dolomitiques anisiens n'a pu être déterminé. Malgré leur caractère quelque peu chaotique (d'origine tectonique ?) qui pourrait faire penser au "Volcano-Détritique" du Malm, ces niveaux sont probablement d'âge triasique. L'absence de corps serpentineux, par exemple, dans cet ensemble (5), plaide en faveur de cette dernière interprétation.

2. LE SECTEUR DES MONTS ACHLADI (196 m) ET MEGA KOTRONI (668 m).

Dans ce secteur compris entre les méridiens de Pelasgia, à l'Est, et de Paleokerassea, à l'Ouest (Tpk 4 à Tpk 6, fig. 31 et 32), affleurent des séries qui sont comparables à celles qui ont été décrites précédemment (à l'Est de Pelasgia), mais les faciès sont moins recristallisés, et les relations entre les diverses formations peuvent être analysées dans de meilleures conditions.

Je décrirai les affleurements en commençant par les plus anciens.

a. LES AFFLEUREMENTS DE LA COLLINE ACHLADI (196 m).

Ces affleurements ont été attribués au Crétacé supérieur sur la carte à 1/50 000 de Myli (Marinos *et al.*, 1957). Ces calcaires, que l'on peut observer dans de bonnes conditions le long de la route à péage Lamia-Larissa, 2 km environ à l'Est du village Achladiou, sont en fait du Trias inférieur-moyen (Tpk 4, fig. 31).

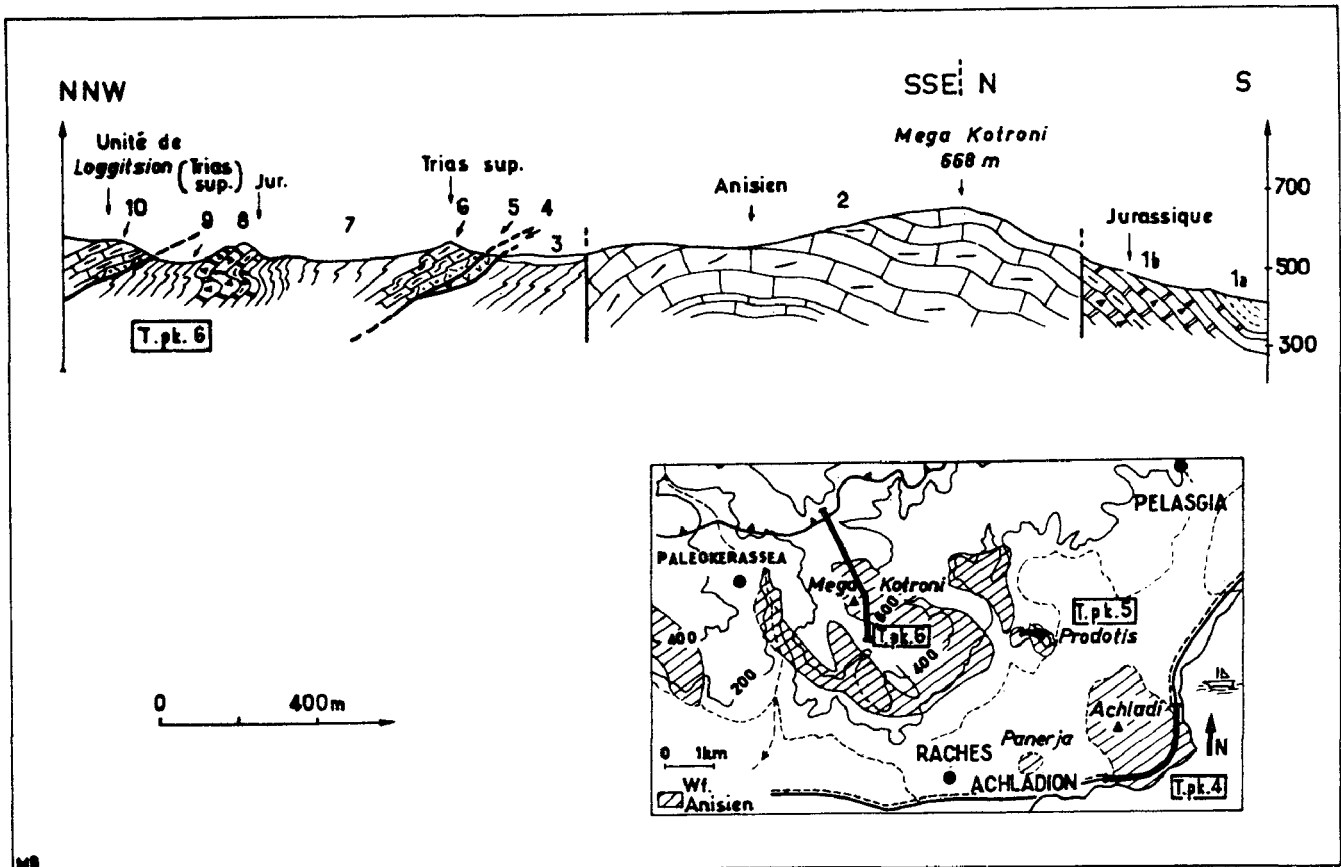


Fig. 31. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Coupe du Mega Kotroni, Othrys orientale (Tpk 6, fig. 28) et carte détaillée de situation des affleurements Tpk 4, 5 et 6.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Il s'agit principalement de calcaires en plaquettes (50 m ou plus), fins, gris-blanc en surface mais sombres à la cassure (brun-noir), qui surmontent localement des calcaires massifs oolithiques ou non, souvent dolomitisés partiellement.

Les principaux faciès observés, dans l'ordre probable de leur succession stratigraphique reconstitué d'après les pendages relevés, sont les suivants :

- des calcaires massifs de type microsparite à oolithes mal formées et éléments roulés de taille millimétrique, recristallisés en quasi-totalité, qui semblent correspondre aux proto-oolithes à plusieurs générations de croissance signalés (ci-dessus) à l'Est de Pelasgia. Ces faciès sont rares, et surtout présents à l'Est de la colline ;
- des calcaires fins (micrites) à rares Foraminifères (Lagénidés), passant à des calcaires plus grossiers (éléments ou plages de calcite cristalline dans un fond de calcite microcristalline) contenant de très beaux spécimens de *Glomospira* sp. et de *Glomospirella* sp. (*G. cf. sinensis* ?) ;

- des calcaires de type biomicrite, où s'intercalent des niveaux à intraclastes dolomitisés et ciment recristallisé. Des échantillons prélevés au niveau, et à l'Ouest, du grand parking situé dans la courbe de la route à péage, ont permis d'observer, en lame mince, des microgastéropodes, des débris d'Echinodermes, des Ostracodes et des Foraminifères : *Meandrospira pusilla* (Ho) dans les micrites, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. de grande taille, *Endothyra* sp. et *Aeolisaccus* sp., dans les faciès les plus "grossiers". La microfaune permet d'attribuer ces niveaux au Werfénien supérieur-Anisien basal ;
- des calcaires massifs, biogéniques à Algues Dasycladacées, *Meandrospira dinarica* (?) petite et *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, qui indiquent l'Anisien (ils sont peu fréquents et n'ont été observés qu'à l'Ouest du parking cité précédemment).

Les faciès diffèrent de ceux des collines de Chelona-Toritsa par la présence de bancs riches en *Glomospirella* sp. et *Glomospira* sp.

Différentes observations permettent de penser que ces faciès représentent les termes manquants dans la coupe des monts Chelona-Korassis, assurant la transition entre les calcaires marneux à *Meandrospira pusilla* (Werfénien supérieur-Anisien basal) et l'Anisien franc à *Meandrospira dinarica* ; ce sont :

- la présence de l'Anisien franc à *Trochammina almtalensis* à proximité des calcaires à *Meandrospira pusilla*, dans la colline d'Achladi. Cette observation pourrait être déterminante, mais la présence de failles verticales, bien qu'elle soit peu probable, ne peut être exclue, dans le cas présent, entre ces différents termes lithologiques ;

- l'existence de calcaires sub-oolithiques à la base des calcaires en plaquettes à *Meandrospira pusilla*, et non pas au sommet, comme dans les affleurements des monts Chelona-Toritsa ;

- enfin, les différences de faciès entre les calcaires à *Meandrospira pusilla*, plus marneux à l'Est (Chelona-Toritsa) qu'à l'Ouest (Achladi), qui semblent indiquer qu'il s'agit bien de deux niveaux différents, même si leur contenu faunistique -d'ailleurs dissemblable en ce qui concerne les associations de microfossiles- ne permet pas de faire des distinctions d'âge entre eux.

b. COUPE DU MEGA KOTRONI (668 m).

Cette coupe, de direction subméridienne, montre une épaisse formation calcaro-dolomitique d'âge anisien franc, et peut-être des calcaires siliceux du Trias supérieur.

En partant du Sud, où affleurent les calcaires microbréchiques du Dogger-Malm (1b), surmontés de radiolarites rouges (1a), du synclinal d'Agios Dimitrios, et en remontant vers le Nord puis le NNW, on rencontre successivement (fig. 31, Tpk 6) :

- (2) 200 m au moins (?) de calcaires gris-blanc, parfois dolomitiques, en bancs massifs, qui ont livré une très belle association de microfossiles d'âge anisien franc : des Algues Dasycladacées, des Duostominidés, *Glomospira densa* (Pantic), *Glomospira* sp., *Endothyranella wirzi* (Koehn-Zaninetti), *Endothyranella* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Tetrataxis* sp. et *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic très abondante ;
- (3) de mauvais affleurements de radiolarites et grès ;
- (4) à (6), un copeau de serpentines (4) soulignant un (petit ?) chevauchement d'une unité de laves violacées (5) surmontées de calcaires en plaquettes beiges, à silex, contenant des Conodontes du Trias moyen-supérieur (6) : *Enantiognathus ziegléri* (Diebel), *Prioniodina muelleri* (Tatge) et *Neohindeodella* sp. Des formes de transition entre *Gondolella* et *Metapolygnathus angustus* Kozur, déterminées par Kozur, conduisent ce dernier à proposer un âge tuvalien (carnien supérieur) pour l'un de ces niveaux ;
- (7) à (9), des affleurements médiocres où s'observent des blocs épars de laves, radiolarites, grès et même serpentines (7), passant à des calcaires microbréchiques (8) datés (pour partie) du Dogger-Malm, puis à des radiolarites rouges (9) ;
- (10) l'unité de Loggitsion.

Dans la mesure où les niveaux supérieurs (6 à 9) sont recouverts tectoniquement par la série de Loggitsion, on peut admettre que ceux-ci représentent la partie supérieure de la série de l'unité de Pírgaki, représentée ici par ses faciès caractéristiques de l'Anisien (2). La présence de failles verticales et du copeau de serpentine (4) à la base des calcaires à *Conodontes* triasiques (6), témoin d'un contact tectonique tangentiel, ne permet cependant pas d'être affirmatif quant aux rapports originels entre les termes lithologiques (2) et les niveaux sus-jacents (3 à 9).

Quoi qu'il en soit, cette coupe permet de mettre en évidence des calcaires massifs très épais (200 m ?), d'âge anisien, qui constituent également la falaise subverticale (pente structurale ?) qui borde, à l'Est, la profonde vallée de la rivière Kanala. Ces calcaires ont d'ailleurs été fréquemment assimilés aux calcaires pélagoniens triasico-jurassiques (Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975 ; Price, 1976), bien que leur âge anisien et leur place dans les séries de type Garmeni-Pírgaki aient été signalés antérieurement (Ferrière, 1972, 1974b).

c. LES AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE DE (NEO)SPARTIA : LES NIVEAUX SUPRA-ANISIENS.

Sur la route de Spartia, juste avant les premières maisons du nouveau village, au niveau du mont Prodotis (220 m environ), on peut observer la coupe suivante (fig. 32) :

- (1) des calcaires massifs qui, d'après les faciès, appartiennent à l'Anisien ;
- (2) un niveau de calcaires bréchiques à éléments de calcaires de faciès anisiens unis par un ciment de calcite cristalline, dont le caractère bréchique est dû, pour partie au moins, à des phénomènes tectoniques ;
- (3) des radiolarites rouges qui sont apparemment en contact normal avec les calcaires précédents, bien que le contact soit légèrement renversé ;
- (4) des laves violacées amygdalaires, de type pillow-lavas ;
- (5) des calcaires massifs mylonitisés au contact d'une faille verticale.

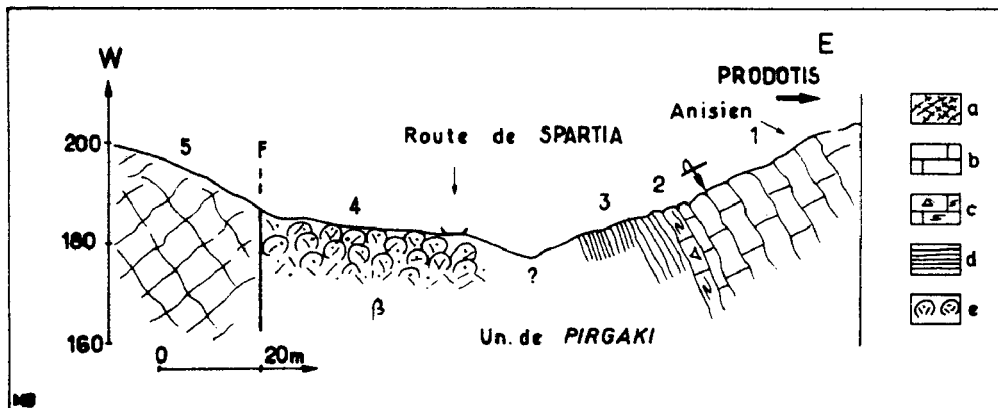


Fig. 32. - Trias maliaque. U. Pírgaki. Coupe du Prodotis, Othrys orientale. Tpk 5, fig. 28 et 31.

Numéros : voir texte. - a à c : calcaires. - a. Mylonitisés. - b. Massifs. - c. D'aspect bréchique, tectonisés. - d. Radiolarites. - e. Spilites (pillow).

Un contact de même nature existe plus au Nord, entre les calcaires anisiens du mont Psilorrachi (au Sud de Myli) et les formations siliceuses sus-jacentes.

Dans la mesure où de nombreux affleurements de laves violacées amygdalaires ont pu être datés du Trias (moyen surtout) dans les unités de Loggitsion, mais aussi de Garmeni, il est logique d'attribuer les niveaux radiolaritiques et laviques qui reposent sur les calcaires anisiens, au Trias, et plus particulièrement au Trias moyen.

3. CONCLUSIONS.

Les coupes effectuées à l'Est du village de Paleokerassea ont permis de détailler la base de la série triasique de l'unité de Pirgaki, mais ont livré des informations fragmentaires sur les niveaux du Trias supérieur.

A la suite de ces observations, on peut reconstituer la base des séries triasiques de l'unité du Pirgaki en Othrys orientale, de la façon suivante, de bas en haut :

- des calcaires marneux à *Meandrospira pusilla* du Werfénien supérieur-Anisien (basal probable) (80 à 100 m ?) ;
- des calcaires massifs plus ou moins oolithiques (50 m au moins) ;
- des calcaires en plaquettes à *Meandrospira pusilla*, Glomospirelles et Glomospires abondantes (40 à 50 m au moins) ;
- des calcaires massifs à *Meandrospira dinarica* de l'Anisien (200 m ?) ;
- des radiolarites rouges et des laves basaltiques violacées amygdalaires (Ladinien ?), surmontées (peut-être) de rares calcaires siliceux peu épais (20 m ?) à Conodontes.

B. LE TRIAS DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'UNITE DE PIRGAKI.

Cette partie occidentale de l'unité du Pirgaki est présente dans les monts Migdalia-Gortsés (1 012 m), au Sud, et Pirgaki-Giusi (1 726 m), au Nord.

On y observe dans de bonnes conditions, le Trias supérieur, mais aussi, pour les affleurements méridionaux (mont Migdalia), le Trias moyen.

1. COUPES DANS LE CHAINON DU MIGDALIA (838 m).

Le mont Migdalia est situé à l'intersection de deux crêtes principales : au Sud-Est, celle du mont Michalaki (634 m), de direction NW-SE, au pied de laquelle est installé le village d'Anidro, et au Nord, celle des monts Padi (975 m) et Gortsés (1 012 m), de direction nord sud. Cette dernière est bordée par deux profondes vallées, notamment du côté oriental, où coule la rivière Kanala.

Les séries triasiques qui affleurent dans ce secteur comptent parmi les plus complètes de la région étudiée. Cependant, en raison de la tectonique qui les affecte, l'analyse de plusieurs coupes s'avère nécessaire pour reconstituer la colonne stratigraphique caractéristique de ces séries (fig. 29).

a. COUPE DU MONT MIGDALIA.

Cette coupe est faite en partant de la première grande vallée située au Nord-Ouest du village d'Anidro, en remontant en direction du Nord vers le sommet Migdalia, après avoir effectué 200 m environ dans ce vallon.

al. Description.

Du Nord au Sud, on rencontre successivement (fig. 33) :

- (1) des calcaires sublithographiques gris-brun, en plaquettes, à silex noirs. Des passées de calcaires bioclastiques à grain fin s'y intercalent. L'épaisseur de ces niveaux ne peut être définie avec précision, du fait de l'existence de nombreux replis ; on peut l'estimer à 200 m environ. Les Conodontes provenant de cet affleurement particulier n'ont pu être déterminés, mais plus au Sud (coupe du Michalaki), ils indiquent le Carnien et le Norien.

Des échantillons bioclastiques prélevés au Nord-Ouest de la coupe, dans la partie sud-occidentale de la formation des calcaires gris, ont livré des Foraminifères : *Galeanella* sp. (*preparticae* ?), *Involutina* sp., *Neoendothyra* sp., *Sigmoilina* sp., *Duotaxis* cf. *D. birmanica* Zaninetti et Brönnimann, et des Duostominidés du Trias supérieur, et plus précisément du Norien, du fait de la présence de *Galeanella* et *Duotaxis* cf. *birmanica*. Toutefois, les Proto-Galeanelles de type "*preparticae*" pourraient appartenir au Carnien ;

- (2) des calcaires massifs, gris clair (200 m environ), riches en Algues. Les niveaux de base (20 à 30 m) sont biodétritiques à grain fin, et ne contiennent pas de fossiles caractéristiques. Ils sont surmontés de calcaires dolomitiques plus massifs, fossilifères, à Duostominidés, *Endothyranella* sp. et *Bacinella ordinata*, dans les niveaux les plus bas, associés à des Duostominidés, *Endothyranella* sp. proche de *E. elongata* Salaj, *Trochammina almalensis* Koehn-Zaninetti et *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, de l'Anisien, dans les niveaux les plus élevés. *Involutina* sp. existe également dans l'association à *Meandrospira dinarica*, ce qui indiquerait un âge anisien élevé (Brönnimann et al., 1973) (+). La présence de *Bacinella ordinata*, décrite dans le Ladinien, dans ces mêmes roches, est en faveur de cette interprétation ;
- (3) 50 m environ de calcaires gris, en plaquettes, à silex, de type biomicrite à Radiolaires et filaments souples. Une mylonitisation intense des niveaux supérieurs marque la présence d'un contact tectonique ;
- (4) entre 550 m d'altitude et le sommet Migdalia (838 m), une masse importante de calcaires dolomitiques massifs, plissés et souvent recristallisés, semblables aux niveaux (2). A la partie supérieure, on reconnaît des Ostracodes, des Dasycladacées et *Earlandia gracilis* (Pantic), principalement cité dans le Ladinien ;
- (5) au-delà d'une faille verticale, affleurent des calcaires dolomitiques massifs, gris, biogéniques à Algues, ou de type biomicrosparite à Serpulides (*Spirorbis*), *Endothyranella* sp. et *Bacinella ordinata* ;
- (6) quelques mètres de calcaires gris, à silex, à radiolarites et filaments ;
- (7) des niveaux bréchiques grossiers, à éléments de calcaires gris "néritiques" et ciment dolomitique rouge. Les éléments contiennent une microfaune anisienne à *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Turrispirillina* (?) et Duostominidés ;
- (8) une épaisse (150 m ?) formation de calcaires gris-bleuté ou gris-noir, à bancs siliceux, constituée d'une alternance de biomicrites à Radiolaires et filaments souples, d'intramicrorites à filaments plus rigides, de biomicrites à filaments typiques (sections d'Halobies ?) et de calcaires bréchiques contenant ces différents faciès. Les principaux niveaux fossilifères sont, de bas en haut (colonne, fig. 33) :
 - des calcaires gris foncé (8a), à filaments et Conodontes (Kozur) : *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *Prioniodella excavata* Mosher, *Nehindeodella triassica riegeli* (Mosher), *N. triassica triassica* (Müller), *N. dropla* (Spasov et Ganev), indiquant le Tuvalien inférieur (Carnien supérieur bas) selon Kozur ;
 - des calcaires gris, fins, parfois à filaments, contenant des Conodontes (8b à 8d) ; Kozur y reconnaît les associations suivantes (de bas en haut) :
 - + (8b) : *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *Gondolella navicula* Huckriede, et des formes de transition entre *Gondolella* et *Metapolygnathus angustus* Kozur ;
 - + (8c) : *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov (fréquent), et *Enantiognathus zieglerei* (Diebel) ;
 - + (8d) : *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov.

(+) Cette association est, à ma connaissance, citée pour la première fois en Grèce. Elle est, par ailleurs, connue en Yougoslavie (Brönnimann et al., 1973) et en Turquie (Marcoux in Zaninetti, 1976).

La présence de cette dernière espèce conduit Kozur à attribuer un âge tuvalien inférieur (carnien supérieur bas) à ces niveaux. Cependant, pour Fischer et Kauffmann (*in Charvet et al.*, 1974), cette forme est connue dans la totalité du Carnien (+). Kauffmann a, en outre, déterminé dans ces niveaux *Gondolella palata* (Bender), qu'il considérait alors (1973) comme caractéristique du Carnien inférieur-moyen, mais qu'il cite depuis dans la totalité du Carnien (tableau I ; *in Charvet et al.*, 1974). En conséquence, je retiendrai un âge carnien pour ces différents niveaux (8a, 8b, 8c, 8d), en précisant qu'ils pourraient appartenir à la "zone" à *Gondolella polygnathiformis* de Kozur ;

- des calcaires gris d'aspect bréchique (8e). Ce sont des biointramicrites à Algues, dont *Baccanella floriformis* Pantic, du Ladinien-Norien, et Foraminifères parmi lesquels Zaninetti a reconnu des Lagénidés, des Nodosariidés, *Endothyranella* sp., et un Miliolidé *Ophtalmidiinae* particulier, connu au Ladinien-Carnien ;

- des biomicrites à filaments typiques (8f) et à Conodontes, parmi lesquels Kozur a pu déterminer : *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Metapolygnathus abneptis permicus* (Hayashi) et *M. primitia* (Mosher) fréquent, de la zone à *Klamathites macrolobatus* du Tuvalien supérieur (Carnien terminal). Outre les deux premières formes, Kauffmann cite également (détermination en 1973) *Epigondolella nodosa* (Hayashi) et *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler), qui le conduisent à proposer un âge norien inférieur. Toutefois, ces deux dernières espèces sont incompatibles d'après les répartitions retenues par Kauffmann lui-même (*in Charvet et al.*, 1974) : si *Epigondolella nodosa* (Carnien supérieur-Norien inférieur, d'après ce même auteur, *op. cit.*) est en accord avec l'âge proposé par Kozur, *E. postera* en est assez éloigné (partie moyenne du Norien, excluant le Norien basal).

En conséquence, je retiendrai comme très probable, l'âge carnien terminal (tuvalien supérieur), et comme possible, l'âge norien inférieur, pour ces niveaux ;

- des calcaires microbréchiques à *Involutina* sp. (rare) (8g) ;

- les derniers niveaux ayant livré des Conodontes sont des calcaires gris biomicritiques, à Radiolaires et filaments (8h), contenant, selon Kozur : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) et *M. posterus* (Kozur et Mostler) (?). Kauffmann y reconnaît avec certitude cette dernière espèce - *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) - connue, selon cet auteur, du Norien inférieur élevé à la base du Norien supérieur, alors que Kozur considère qu'il s'agit du Norien inférieur (moyen ?). Il s'agit de niveaux appartenant à une période de temps comprise entre la base du Norien et la partie basale du Norien supérieur, et plus précisément, à la "zone" à *Epigondolella postera*.

Cette formation de calcaires gris siliceux (8) se termine par des niveaux de faciès semblables aux niveaux sous-jacents, mais ils sont apparemment dépourvus de Conodontes ;

- (9) et (10), vers 920 m d'altitude, apparaissent des calcaires bréchiques à oolithes remaniées, dans lesquels s'intercalent des bancs de calcaires gris siliceux, à Radiolaires. Ces calcaires bréchiques sont datés, dans leur partie sommitale, du Dogger-Malm.

a2. Conclusions.

L'étude de cette coupe aboutit à la mise en évidence d'un certain nombre de niveaux triasiques :

- des calcaires dolomitiques massifs à *Meandrospira dinarica*, de l'Anisien. La présence d'*Involutina* sp. et d'Algues du type *Bacinella orânata* permet de penser que cet ensemble carbonaté atteint la limite Anisien-Ladinien, et peut-être même le Ladinien ;

(+) Ces différences ne sont pas obligatoirement le reflet d'incompatibilités entre les deux propositions, dans la mesure où Kozur indique souvent, pour les formes déterminées, des degrés d'évolution qui le conduisent à affiner les répartitions stratigraphiques des associations de Conodontes observées.

- des niveaux calcaro-siliceux à Conodontes, du Carnien d'une part, du Norien d'autre part. Malgré la présence de failles verticales dans ce secteur -elles pourraient masquer un contact tangentiel majeur- l'existence de niveaux calcaro-siliceux au sommet des carbonates anisiens permet de considérer qu'il s'agit bien là de la couverture de ces niveaux anisiens. Le problème du Ladinien reste posé ; on sait qu'il est souvent sous un faciès volcano-sédimentaire dans les séries voisines, mais ici, ces niveaux n'apparaissent pas pour des raisons non déterminées (lacune stratigraphique ou disparition tectonique, ou encore, faciès différents).

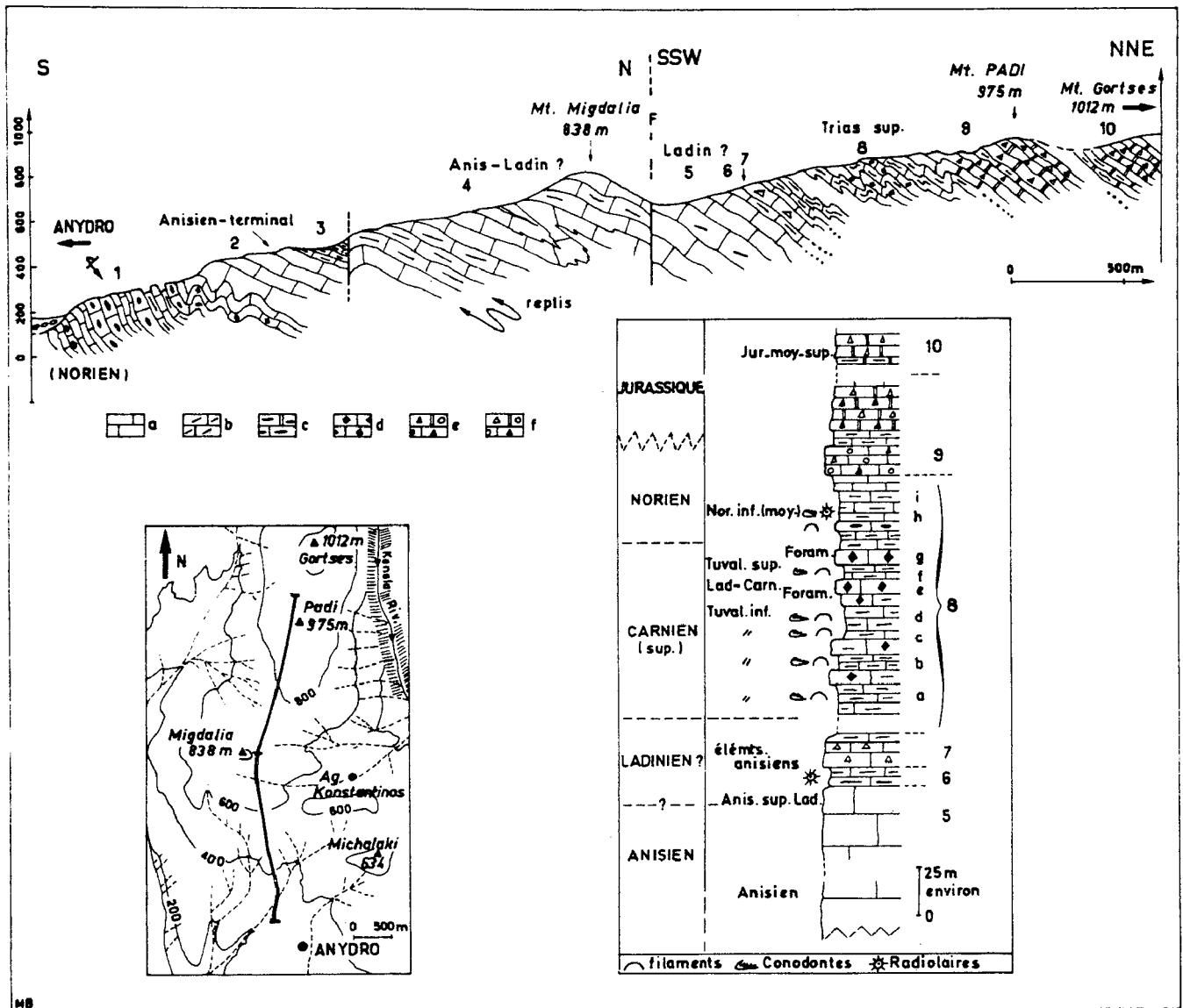


Fig. 33. - Trias maliaque. U. Pargaki. Coupe du mont Migdalia, Sud Othrys centrale et colonne stratigraphique correspondante. Tpk 9, fig. 28.

Numéros : voir texte. - a à f : calcaires (une barre : Trias ; double barre : Jurassique). - a. Fins, massifs (2, 4, 5) ou bien lités (1, 9, 10). - b. Dolomitiques. - c. Siliceux, lits siliceux (c 1) ou nodules (c 2). - d. Calcarénites (biomicrites, intramicrites). - e. Microbréchiques à extraclastes et oolithes. - f. Bréchiques à extraclastes et oolithes.

b. COUPE ANIDRO-MICHALAKI.

Les observations rapportées ci-dessous ont été effectuées de part et d'autre de la vallée NE-SW qui, partant du mont Michalaki, rejoint le golfe maliaque, après avoir traversé le village d'Anidro.

b1. Description.

Depuis Anidro, en remontant vers le Nord-Est, on recoupe successivement (fig. 34) :

- (1) des calcaires gris siliceux (silex ou silexites noirs), parfois à filaments, en bancs peu épais. Les âges fournis par l'étude des Conodontes indiquent une polarité inverse pour la partie supérieure, au moins, de la formation :
 - les niveaux (1a) contiennent, selon Kozur : *Gondolella navicula steinbergensis* (Mosher), *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), *Prioniodina sweeti* Kozur et Mock, ainsi que *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi), *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganev), *Metaproniodus suevicus* (Tatge) et *Prioniodina muelleri* (Tatge), du Norien moyen. Outre les trois premières formes, Kauffmann cite *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede) et propose un âge compris entre la partie supérieure du Norien moyen et la base du Norien supérieur.Ces différentes déterminations conduisent à retenir un âge correspondant à la partie moyenne du Norien (Norien moyen probable, et base du Norien supérieur possible) ;
 - les niveaux (1b), situés à proximité des calcaires massifs supérieurs (2), sont, quant à eux, attribuables (Kozur) au Cordevolien terminal-Julien (Carnien inférieur-élevé et moyen) à : *Prioniodina venusta* (Huckriede), *Ozarkodina saginata* Huckriede, *Gondolella tadpole* Hayashi, *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganev) ;
- (2) à (4), des calcaires dolomitiques gris-blanc, massifs (2 et 4), présentant des passées de calcaires gris à silex, à filaments et Radiolaires (3), correspondant probablement à des niveaux supérieurs descendus par faille verticale, ou localement coincés dans des structures synclinales. La masse carbonatée principale (2 et 4) est constituée de faciès biogéniques à Algues et de rares biointrasparites à grain fin. Elle est datée pour l'essentiel de l'Anisien, par une riche microfaune à Duostominidés, *Glomospira densa* (Pantic), *Endothyranella* sp., *Endothyranella wirzi* (Koehn-Zaninetti), *Ammobaculites* sp., ainsi que des Meandrospires dont *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic abondante, des formes voisines de *Meandrospiranella samueli* Salaj, ainsi que de rares *Meandrospira pusilla* (Ho), connues elles aussi dans l'Anisien, bien que plus fréquemment citées dans le Trias inférieur ;
- (5) une passée de calcaires gris, siliceux, à Radiolaires ;
- (6) des calcaires massifs, d'aspect bréchiq, à filonnets rouges ; ils contiennent encore *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, *Glomospira* sp., *Endothyranella wirzi* Koehn-Zaninetti, *Trochammina altmaiensis* Koehn-Zaninetti et *Involutina* sp. (?), qui permettent de leur attribuer un âge anisien (supérieur ?) ;
- (7) des calcaires gris-noir, en plaquettes, à lits siliceux. Leur épaisseur semble ici anormalement faible par rapport aux observations faites dans la coupe du mont Migdalia. Les échantillons traités n'ont pas fourni de Conodontes ;
- (8) à (10), un ensemble chaotique à pélites, tufs et corps volcaniques spilitiques notamment (8), surmonté de calcaires bréchiq polygéniques (9) datés à quelques mètres de la base, du Dogger-Malm par *Protopenoplis striata* Weynschenk. Ces niveaux bréchiq supportent également une formation chaotique à blocs éruptifs (10), séparée des calcaires à Orbitoïdes du Crétacé supérieur (11) par une faille verticale.

Les niveaux (8) à (10) constituent très probablement le prolongement, vers le Nord Ouest, de l'unité tectonique du mont Valsera (520 m), situé plus au Sud-Est (coupe Tpk 7 ; fig. 22 et 28).

b2. Conclusions.

La coupe Anidro-Michalaki permet :

- de confirmer l'existence d'une épaisse (200 m ?) masse calcaro-dolomitique à faciès de plate-forme, riche en Algues, d'âge anisien, se terminant même à la limite Anisien-Ladinien (présence d'*Involutina* sp. associé à *Meandrospira dinarica*) ;

- de démontrer que les calcaires gris siliceux (1), situés sous les niveaux carbonatés anisiens, appartiennent au Carnien et au Norien, et qu'ils sont donc l'équivalent des niveaux à Conodontes de la partie septentrionale de la coupe de Migdalia (8, fig. 33). La polarité inverse de cette formation (1) permet même de confirmer qu'il s'agit du flanc inverse d'un grand pli couché, faiblement écaillé qui s'amortit vers l'Ouest ;

- de poser le problème de l'existence de niveaux volcano-sédimentaires au Trias moyen-supérieur (8) dans cette série. Mais les informations fournies par l'étude de la coupe du mont Valsera (ci-dessous) montrent qu'il peut s'agir, tout aussi bien, de Jurassique supérieur.

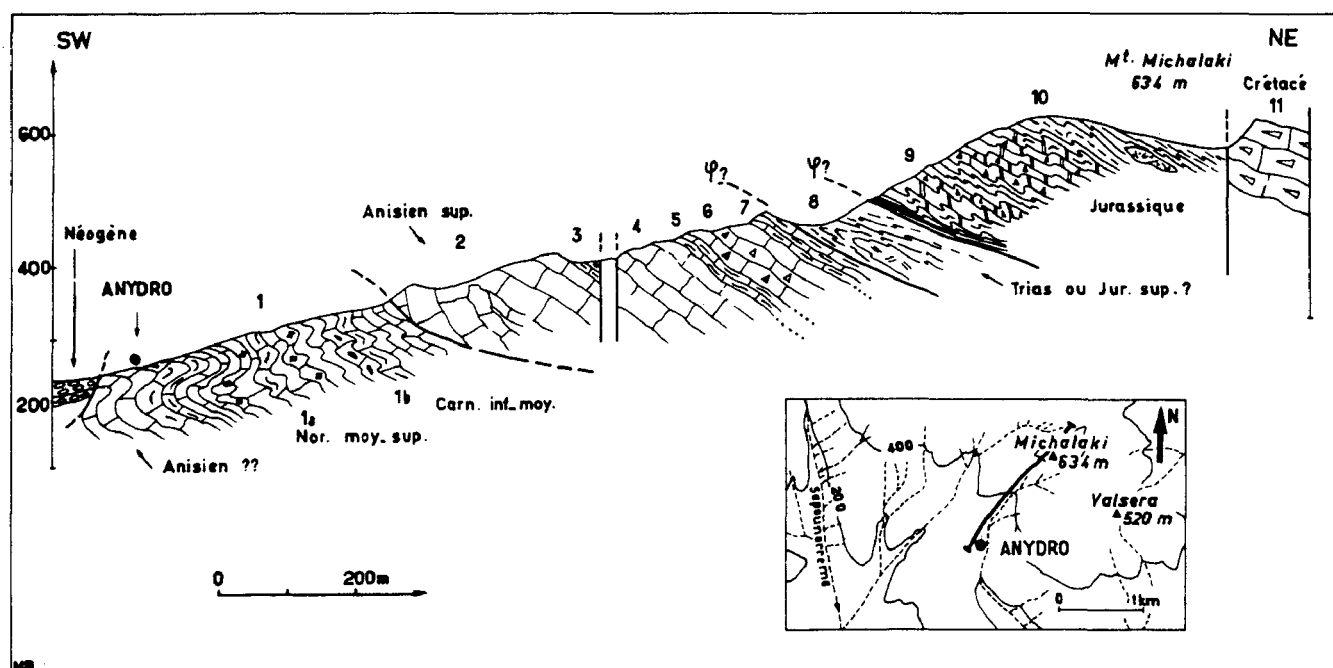


Fig. 34. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Coupe du mont Michalaki, Sud Othrys centrale. Tpk 8, fig. 28.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

c. COUPE DU MONT VALSERA (520 m environ).

Cette coupe, de direction SSW-NNE, est accessible à partir du village d'Anydro, ou mieux encore, à partir de la route de Paleokerassea, en empruntant la première piste de direction SE-NW se terminant au pied du mont Valsera.

c1. Description.

Du SSW au NNE, on recoupe successivement (fig. 35) :

- (1) les calcaires dolomitiques massifs de l'Anisien ;
- (2) des radiolarites rouges et vertes (50 m environ), intensément tectonisées, à tufs et corps volcaniques (visibles latéralement) ;
- (3) une alternance (100 m d'épaisseur environ) de calcaires gris, fins, à silex roses ou gris, et de calcaires microbréchiques ou bréchiques (taille des éléments atteignant 40 cm), à éléments radiolaritiques rouges, d'âge jurassique moyen-supérieur ;

- (4) une succession sur 200 m d'épaisseur environ, de faciès calcaires variés avec de bas en haut :
- un ensemble (40 m) de calcaires gris-rose, d'aspect noduleux ou bréchi- que, intercalés de calcaires gris à filaments (4a) ;
 - des brèches calcaires (30 m) de teinte rouge-violet, à éléments verts d'origine volcanique (4b) ;
 - des calcaires gris, siliceux, à filaments fins, d'une puissance voisine de 15 m (4c) ;
 - 30 m de calcaires noduleux roses, à Conodontes (4d) : *Metapolygnathys* sp., *Neohindeodella triassica*, *N. dropla* (Spasov et Ganey) indiquant un âge compris entre la zone à *Klamathites macrolobatus* (Carnien supérieur) et le Norien inférieur (Kozur) ;
 - 60 m de calcaires gris à taches vertes et de calcaires siliceux gris, à filaments et Conodontes (4e) : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi), du Norien inférieur-moyen (Kozur) ;
 - des calcaires rouges, noduleux à bréchi-ques, (15 m visibles) qui constituent le sommet du mont Valsera (4f) ;
- (5) enfin une formation chaotique sédimentaire et volcanique (Jurassique ?), quiaffleure au Nord d'une importante faille verticale.

En bordure de la route de Paleokerassea, un calcaire noduleux rose a pu être daté du Carnien par *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov. Ce niveau est probablement à rapporter à l'ensemble (4d).

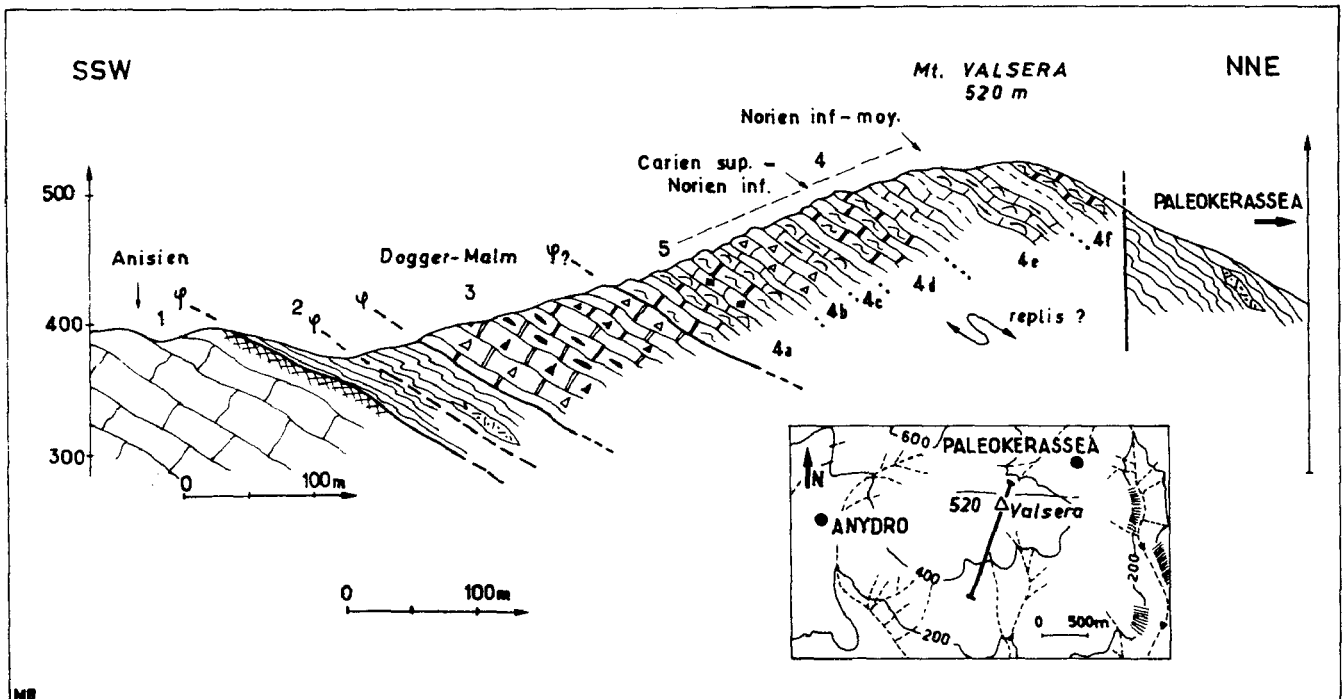


Fig. 35. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Coupe du mont Valsera, Sud Othrys centrale. Tpk 7, fig. 28.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

c2. Conclusions.

Cette coupe met clairement en évidence l'origine tectonique de la superposition observée, dans la mesure où des niveaux jurassiquesaffleurent entre des formations de l'Anisien, à la base, et du Trias supérieur au sommet. Elle permet, en outre, de dégager un certain nombre de faits et de poser différents problèmes.

- Les faits concernent la mise en évidence de niveaux triasiques particuliers. Les niveaux du Trias supérieur sont bien développés puisqu'ils atteignent une épaisseur de 200 m environ.

Leur faciès diffèrent quelque peu de ceux qui ont été décrits dans les coupes précédentes (coupes du Migdalia : fig. 33 et du Michalaki : fig. 34). A une sédimentation générale de même nature -celle des calcaires siliceux à Radiolaires et à filaments- se surajoute une sédimentation particulière donnant naissance à des calcaires noduleux rouges (4a pour partie, 4d, 4f) et à des calcaires bréchiques rouge-violet à taches vertes (4b).

- Les problèmes posés :

+ les formations du Trias supérieur (et les brèches jurassiques) représentent-elles la couverture -ou un équivalent proche, dans la mesure où la superposition est de nature tectonique- des niveaux carbonatés anisiens sous-jacents ?

La comparaison entre les niveaux du Trias supérieur du mont Valsera et ceux des monts Migdalia-Padi (supposés représenter la couverture normale des calcaires anisiens) montre que les premiers sont plus riches en microbrèches et calcaires noduleux roses. Cette constatation ne doit pas masquer le fait qu'il s'agit, dans les deux cas, d'une sédimentation calcaro-siliceuse, indiquant une ambiance sédimentaire de même type. Il n'est pas possible de fixer précisément l'ampleur des rapprochements tectoniques impliqués dans la coupe du mont Valsera, mais cette dernière constatation permet de penser que ceux-ci ne sont pas supérieurs à quelques kilomètres ;

+ l'existence éventuelle d'un volcano-sédimentaire triasique supra-anisien. Cette coupe, comme celle du Michalaki (ci-dessus), permet d'observer des niveaux volcano-sédimentaires et surtout radiolaritiques, directement sur les calcaires massifs de l'Anisien, comme en Othrys orientale (coupe du mont Korassis). Cependant, il s'agit ici de niveaux très tectonisés, et l'analyse des affleurements situés quelques centaines de mètres au Sud-Est de la coupe proposée, montre que ces niveaux volcaniques et sédimentaires sont probablement liés aux formations d'âge jurassique.

Quoi qu'il en soit, la présence même de ce niveau de décollement privilégié à la limite Anisien-Ladinien est une indication en faveur de l'existence d'un changement fondamental de la sédimentation, dès cette époque.

2. COUPES DANS LES MONTS GIUSI-PIRGAKI.

Ce secteur des monts Pirgaki (1 560 m) et Giusi (= Othrys), point culminant du massif de l'Othrys à 1 726 m, correspond aux affleurements les plus septentrionaux de l'unité du Pirgaki (fig. 15).

a. LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES DU MONT GIUSI.

Une très belle coupe peut être effectuée sur le flanc oriental du mont Giusi, entre la falaise qui borde la vallée de la rivière Tria Potamia et le sommet principal du Giusi, à 1 726 m (fig. 36). Les niveaux triasiques qui affleurent approximativement de 1 450 m à 1 600 m d'altitude, sont situés au coeur d'un pli-faille dont le caractère chevauchant s'accroît vers le Nord. De part et d'autre, affleurent des calcaires bréchiques datés du Jurassique, qui présentent, comme les niveaux triasiques, un pendage moyen vers l'Est.

a1. Description de la coupe.

Sur des radiolarites et des calcaires bréchiques (1) du Dogger-Malm, à *Protopeneloplis striata* Weynschenk, affleurent successivement, d'Ouest en Est et de bas en haut (fig. 36) :

- (2) des calcaires gris-noir, en plaquettes, à lits siliceux bien développés, très plissés. Ce sont des biomicrites à Radiolaires et coquilles très fines (filaments souples). La recherche des Conodontes s'est avérée infructueuse ;
- (3) 50 m de calcaires gris, à lits siliceux et gros nodules de silex, en bancs plus massifs (20 cm à 1 m). Ces niveaux ont livré des Conodontes : *Gondolella foliata* (Budurov) et *G. polygnathiformis* ? (spécimen juvénile), d'âge ladinien terminal à carnien basal (Kozur) ;

- (4) 30 à 50 m de calcaires roses, parfois à silex, d'aspect noduleux ou bréchi- que. Il s'agit de biomicrites à filaments rigides, formés de nodules limités par des joints stylolithiques soulignés par des oxydes métalliques rougeâ- tres (Fe et Mn probablement). Des échantillons prélevés respectivement à la base et au sommet de cet ensemble, ont révélé la présence de Conodontes (Kozur) :
- niveau de base : *Neohindeodella triassica triassica* (Müller), *N. trias- sica kobayashii* (Igo et Koike) et *Gondolella* sp. (stade très jeune), du Trias moyen-supérieur ;
 - niveau sommital : *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Prioniodina venusta* (Huckriede), *Chirodella dinodoïdes* (Tatge), *Neohindeodella triassica* et *Gondolella* sp. (forme jeune), *Neoplectospathodus muelleri* Kozur et Most- ler, *Diplopodella bidentata* (Tatge), du Trias moyen au Carnien moyen ;
- (5) les calcaires sus-jacents sont des calcaires bréchi- ques remaniant des élé- ments de calcaires néritiques à Involutines, du Norien. Ils forment la base d'une épaisse formation de calcaires bréchi- ques dont le sommet est daté du Malm. Un hiatus (d'origine tectonique ?) pourrait exister entre les calcai- res roses (4), dont le sommet n'est pas, à cet endroit, plus récent que le Carnien moyen, et la base des calcaires sus-jacents (5) remaniant des élé- ments lithifiés du Norien.

a2. Conclusion.

Des niveaux plus anciens que le Carnien moyen (Trias moyen à Carnien moyen) et plus préci- sément du passage ladinien-carnien pour l'un d'eux, ont pu être datés grâce à des Conodontes extraits de calcaires noduleux roses et de calcaires siliceux gris à Radiolaires et filaments, provenant du mont Giusi. Des ressemblances existent entre ces faciès et ceux du mont Valsera (fig. 35) pourtant légèrement plus récents.

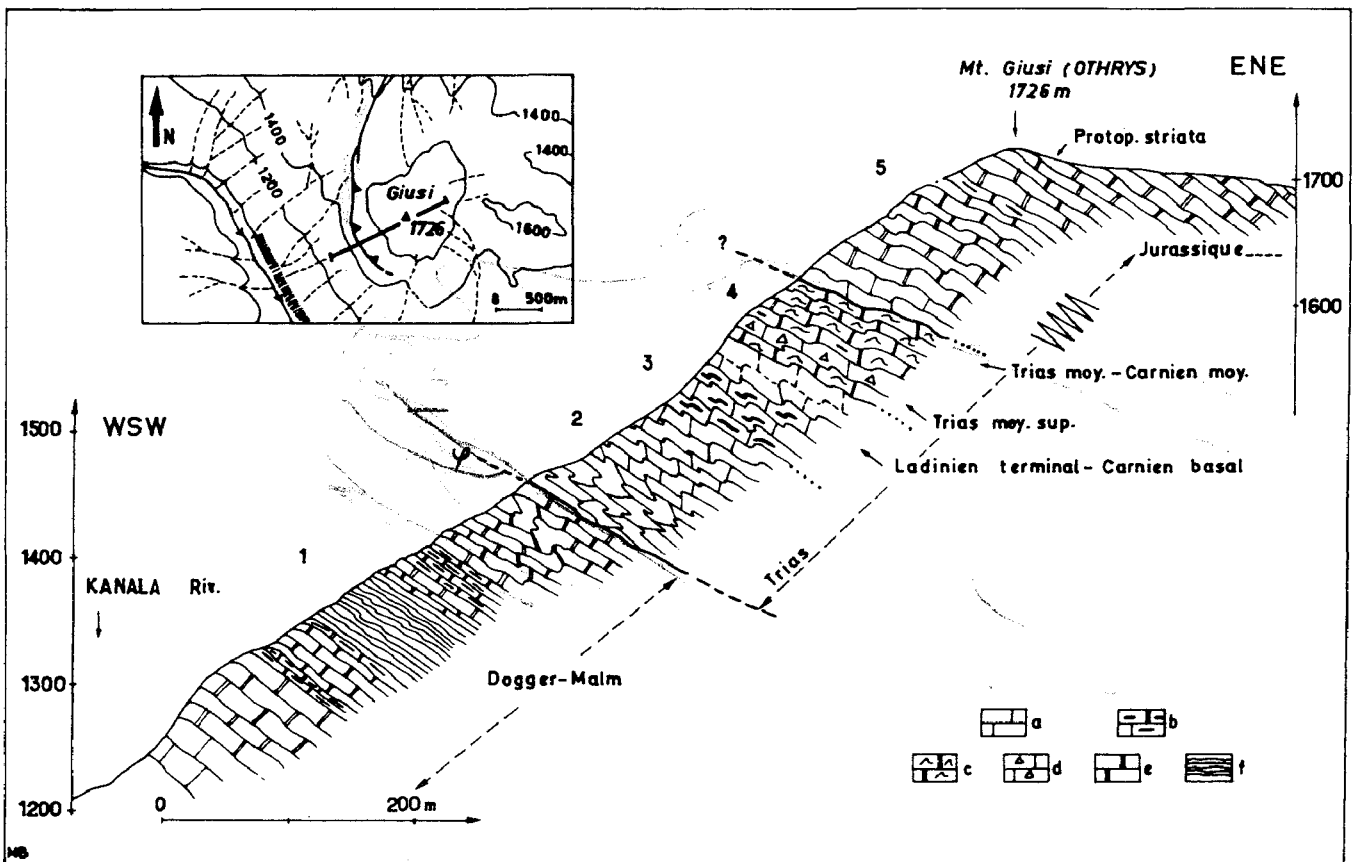


Fig. 36. - Trias maliaque. U. Pirgaki. Coupe du mont Giusi, Othrys centrale. Tpk 10, fig. 28.

Numéros : voir texte. - a à e : calcaires (une barre : Trias ; une double barre : Jurassique). - a. Gris à lits siliceux. - b. A nodules siliceux. - c. Roses noduleux. - d. Bréchi- ques. - e. Jurassiques (fins à bréchi- ques). - f. Radiolarites.

b. LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES DU MONT PIRGAKI.

Ce mont, caractérisé par une importante falaise à regard occidental, ne présente pas un sommet bien défini mais plusieurs culminations comprises entre 1 520 et 1 560 m, formant deux arêtes principales de direction NW-SE. C'est dans la plus orientale de ces deux crêtes qu'est effectuée la coupe décrite ci-dessous.

bi. Description.

Du SSW au NNE et de bas en haut, on observe (fig. 37) :

- (1) 80 à 100 m de calcaires à Conodontes, gris-noir, à lits siliceux ou à nodules siliceux noirs, en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, intercalés de niveaux plus massifs à nodules siliceux noirs. Les Conodontes permettent d'attribuer un âge norien supérieur-terminal à cet ensemble (dét. Kozur) :
 - les biomicrites à Radiolaires et filaments souples de la base (1a) ont livré : *Neohindeodella dropla* Spasov et Ganév, *N. triassica* *Chirodella gracilis* Mostler, *Parvigondolella andrusovi* Kozur et Mock, *Gondolella* sp. (juvénile), *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher) très évolué, indiquant la partie élevée de la zone à *M. bidentatus* du Sévastien supérieur (mais non terminal) ;
 - le banc de calcaire massif à silex, du sommet (1b), d'aspect bréchi que par endroits, est un assemblage de passées pelsparitiques et de passées micritiques. *Oncodella paucidentata* (Mostler), extrait de l'une de ces passées micritiques, permet de lui donner un âge sévastien élevé à terminal ; selon Kozur, c'est une forme fréquente de la zone ("assemblage zone") à *Misikella hermsteini* ;
- (2) 120 m environ de calcaires gris présentant les mêmes faciès que l'ensemble sous-jacent, mais n'ayant pas livré de Conodontes à ce jour ;
- (3) des calcaires gris bréchi ques, d'âge jurassique, à oolithes remaniées et éléments de calcaires à Involutines du Trias supérieur.

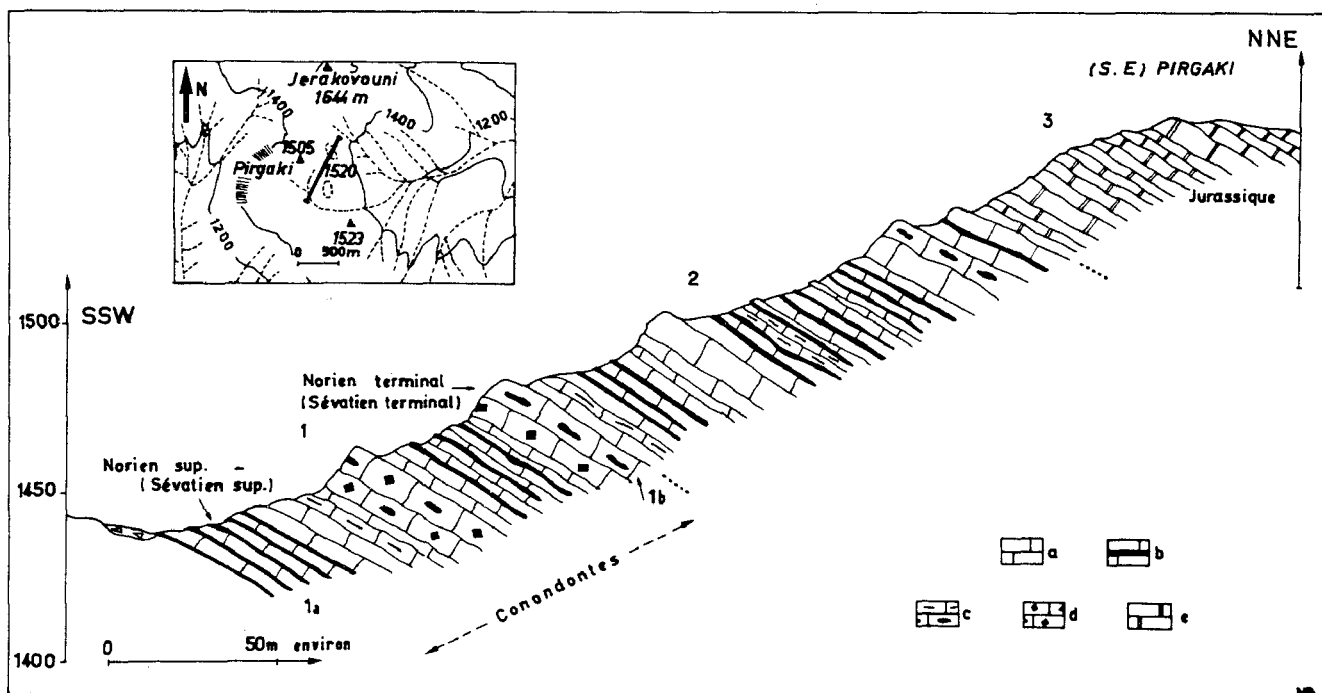


Fig. 37. - Trias maliaque. U. PIRGAKI. Coupe du mont PIRGAKI, Othrys centrale. Tpk 11, fig. 28.

Numéros : voir texte. - a à e : calcaires. - a. Fins. - b. A lits siliceux. - c. Siliceux, à silice diffuse (haut) ou en nodules (bas). - d. Calcarénites (biointramicrites). - e. Jurassiques (fins à bréchi ques).

b2. Conclusion.

La coupe du Pirgaki est intéressante à divers titres :

- le Norien supérieur et même terminal y est daté par des Conodontes au sein de calcaires gris siliceux, à passées calcaro-détritiques fines ;
- le passage du Trias supérieur au Jurassique peut y être analysé : il semble pouvoir être placé dans la formation des calcaires gris siliceux (absence de Conodontes dans la partie supérieure de la formation), ou, à la rigueur, dans les niveaux bréchiques sus-jacents.

Il n'est pas possible de déterminer si la série triasique du Pirgaki est la même que celle du Giusi, dans la mesure où les niveaux datés dans ces différents secteurs ne sont pas de même âge (anté-carnien supérieur au Giusi, norien supérieur au Pirgaki), et sont séparés par un contact tectonique tangential. On peut toutefois remarquer que cette dernière structure tectonique est de type pli-faille et qu'elle semble s'amortir vers le Sud-Est, ce qui laisse supposer des raccourcissements de faible ampleur.

3. CONCLUSIONS RELATIVES AU TRIAS DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'UNITÉ DU PIRGAKI.

L'étude des terrains qui affleurent dans l'axe orographique nord-sud Migdalia-Gortsès-Giusi-Pirgaki, apporte de nombreux renseignements sur les séries triasiques de la partie occidentale de l'unité du Pirgaki, et notamment sur le Trias supérieur, quasiment absent dans la partie orientale de cette unité.

La figure 38, qui résume les principales données chronologiques obtenues, montre que la plupart des sous-périodes du Carnien et du Norien ont été mises en évidence grâce à l'étude des Conodontes. Des incertitudes demeurent naturellement ; l'une d'elles, par exemple, concerne la polarité de la série triasique du mont Giusi (hypothèses a et b).

Cette figure comparative permet également de constater qu'il existe des variations de faciès, non pas sur la totalité des séries, mais sur des termes lithologiques correspondant à de courtes périodes de temps, appartenant au Carnien et au Norien. Cela est surtout valable pour les séries du Valsera et du Migdalia nord, la première citée présentant des calcaires roses à tendance noduleuse que ne possède pas la seconde au Carnien supérieur-Norien inférieur, par exemple. Dans l'hypothèse où la série triasique du Giusi a une polarité normale (hypothèse b), la même conclusion peut être dégagée de la comparaison avec la série du Migdalia-sud.

En résumé, il apparaît que les séries du Trias supérieur des unités chevauchantes du Valsera et du Giusi présentent des faciès quelque peu différents des séries des unités sous-jacentes de Migdalia et peut-être du Pirgaki (mais les âges observés dans ce dernier massif ne permettent pas de conclure). Ces dernières séries sont caractérisées, au Trias supérieur, par des calcaires à Conodontes siliceux gris, de type micrite, à passées calcaro-détritiques à grain fin, alors que les unités chevauchantes possèdent, en outre, des niveaux de calcaires roses plus ou moins noduleux, également à Conodontes, et de rares microbrèches rouges à éléments verdâtres.

Les ambiances sédimentaires sont toutefois assez voisines au Trias supérieur, et les raccourcissements consécutifs au chevauchement des unités du Valsera et du Giusi ne sont pas obligatoirement de grande ampleur.

En dehors de ces remarques concernant le Trias supérieur, des observations intéressantes ont également été effectuées sur les niveaux plus anciens (Trias moyen) du mont Migdalia. L'Anisien est présent sous la forme de calcaires dolomitiques très épais, à Algues et *Meandrospira dinarica*. La partie supérieure de cette formation contient en outre *Involutina* sp., dont l'association avec *M. dinarica* indique l'Anisien terminal. Le changement fondamental de sédimentation se produit d'ailleurs très probablement à cette époque, à la limite entre l'Anisien et le Ladinien, les niveaux précédents étant surmontés de quelques mètres de calcaires siliceux gris et de brèches à éléments anisiens.

La comparaison entre les différentes séries de la partie occidentale de l'unité du Pirgaki et les séries observées en Othrys orientale, montre que la principale différence réside dans le grand développement des calcaires gris siliceux à Conodontes, du Carnien-Norien à l'Ouest, alors qu'ils sont apparemment absents ou très rares (coupe du Mega Kotroni) à l'Est. Les calcaires noduleux roses pourraient représenter les termes de transition, au Trias supérieur, entre cette zone orientale, peut-être surélevée, et les secteurs plus occidentaux (Migdalia), riches en calcaires siliceux à Conodontes.

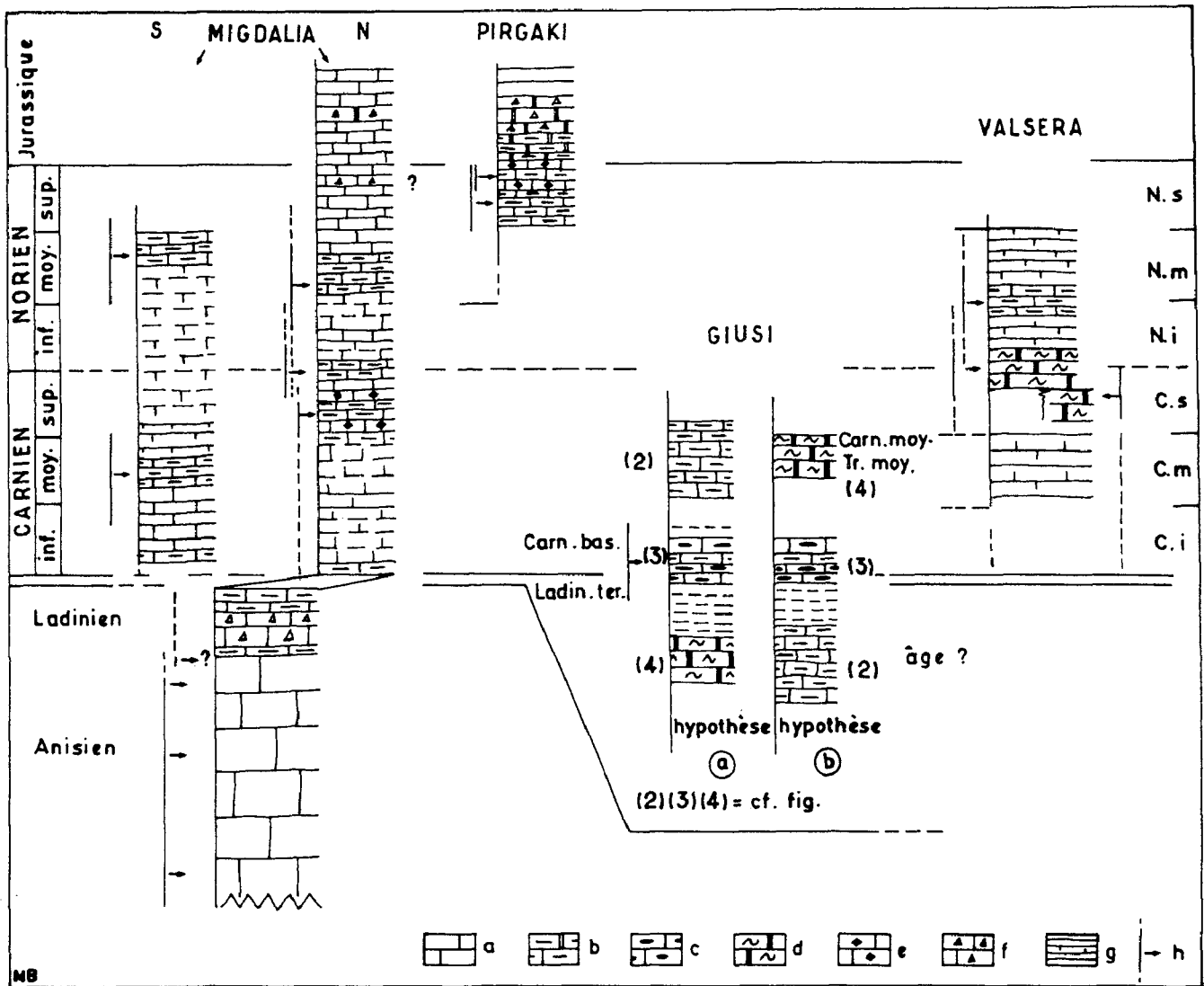


Fig. 38. - Trias maliaque. U. Pargaki. Colonnes schématiques montrant la position des principaux niveaux datés des séries occidentales de l'unité du Pargaki.

a à g : calcaires (une barre : Trias ; une double barre : Jurassique). - a. Fins, massifs (Anisien). - b. Siliceux, et/ou à filaments. - c. A nodules siliceux. - d. Roses noduleux. - e. calcarénites (bio- et intramicrites). - f. Bréchiqes. - g. Terrains situés entre les niveaux datés (types b et e). - h. Niveaux datés par microfossiles (trait continu : période la plus probable ; trait discontinu : période possible ; cf. texte).
L'échelle est en fonction de l'âge (ex. : Carnien = Norien).

C. LE TRIAS DE L'UNITE DE GARMENI-RACHI.

Cette unité est bien définie dans sa partie septentrionale, dans le secteur des monts Mavrika (1 549 m) à l'Est et Meterizia (1 516 m) - Kasarma (1 645 m environ) à l'Ouest. En revanche, au Sud de la crête Kasarma-Sapounas (1 435 m), il est difficile de délimiter cette unité, en raison de l'intense tectonisation de l'ensemble des terrains et des médiocres conditions d'affleurement, dans certains secteurs au moins (fig. 15).

Le Trias de cette unité a déjà été décrit succinctement dans des publications antérieures : dans un premier temps, ont été définis les calcaires massifs du Trias inférieur et les formations volcano-sédimentaires sus-jacentes (Ferrière, 1972), puis les différents niveaux ont été datés grâce aux Foraminifères et aux Conodontes (Ferrière, 1974 b).

Après avoir situé les principales formations lithologiques triasiques sur des coupes d'ensemble, l'étude de chacune d'elles sera précisée grâce à des coupes partielles.

1. COUPES D'ENSEMBLE DES SERIES TRIASIQUES DE L'UNITE DE GARMENI-RACHI.

a. COUPE SUR LE FLANC NORD DU MONT KOTRONI.

Le mont Kotroni correspond à la bordure méridionale du lieu-dit Messochori, où affleure une partie des formations paléozoïques d'Othrys centrale (chapitre I, fig. 12). Cette coupe, accessible à partir de Messochori, correspond au prolongement vers le Sud de celle qui a servi à détailler le passage du Permien au Trias.

Sur les grès et calcaires noirs fossilifères du Permien supérieur, affleurent successivement, du Nord au Sud (fig. 39 A) :

- (1) 80 à 100 m maximum de calcaires dolomitiques ou localement gréseux, en bancs assez massifs, gris-blanc ou blancs, qui peuvent disparaître latéralement sous l'effet de disharmonies importantes. Une récurrence gréseuse de quelques mètres d'épaisseur s'intercale localement à la base de ces calcaires. Les microfaciès, souvent masqués par une dolomitisation secondaire et des recristallisations liées à la tectonique, correspondent à des pelmicrites, des micrites à joints ankéritiques leur donnant un aspect noduleux ou bréchique, et surtout des oosparites.
Les microfossiles observés dans cet ensemble carbonaté au pied du Kotroni sont :
 - dans les niveaux de base : des Glomospires, des Glomospirelles et quelques centaines de mètres plus à l'Est, l'Annélide polychète *Spirorbis phlyctaena* Brönnimann et Zaninetti, typique du Trias inférieur ;
 - dans les niveaux sus-jacents : des Glomospires, des Glomospirelles et des sections rappelant *Meandrospira pusilla* (Ho), du "Skythien" (Werfénien) supérieur (à Anisien) ;
- (2a) quelques mètres de calcaires bréchiques dolomitisés, associés à de rares bancs de grès calcaireux ou psammitiques, qui couronnent la formation carbonatée principale (1). Ces brèches contiennent essentiellement des éléments de calcaires oosparitiques (Trias inférieur-Anisien ?) et des calcaires paléozoïques ;
- (2b) des radiolarites rouges et des pélites gréseuses, au sein desquelles s'intercalent des niveaux effusifs (spilites notamment) et doléritiques. L'épaisseur de cette formation volcano-sédimentaire est très variable, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, car elle constitue un niveau de décollement privilégié ;
- (3) un ensemble de calcaires siliceux, rougeâtres puis gris, dolomitisés à la base, où alternent des calcaires fins, microbréchiques et bréchiques, polygéniques. La partie supérieure de ces calcaires, épais de 200 à 300 m environ, est datée du Malm ; la base, en revanche, n'a pu être datée précisément sur cette coupe (elle appartient en fait au Trias supérieur, cf. *infra*).

b. COUPE AU NORD DE PROFITIS ILIAS.

Cette coupe (fig. 39 B) est située à un kilomètre à l'Ouest de la précédente, entre les monts Meterizia à l'Ouest, et Kotroni à l'Est. Elle montre le même type de succession lithologique que la coupe du Kotroni, mais les épaisseurs sont quelque peu différentes (disharmonies probables) : une formation calcaro-dolomitique de base (1), ici très réduite, du Trias inférieur (moyen ?) ; un ensemble radiolaritique à éléments éruptifs (2) et une épaisse formation de calcaires fins à bréchiques (3 à 5) datée près de sa base (4) du Norien inférieur à moyen par des Conodontes, dont *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi).

J'analyserai successivement ces différentes formations en les décrivant d'Est en Ouest, dans la mesure où cela s'avère possible.

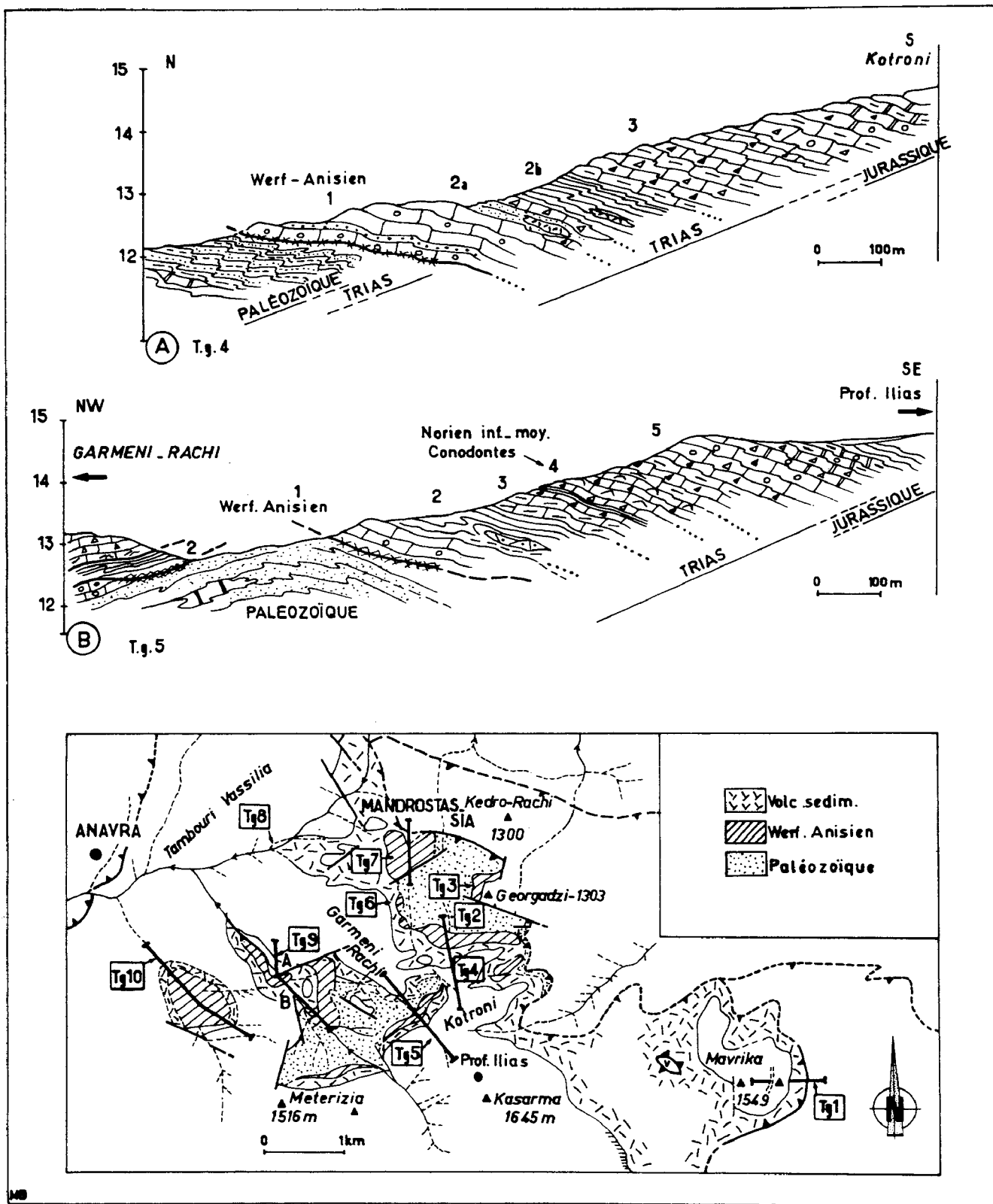


Fig. 39. - Trias maliaque. U. Garmeni Rachi.

Carte : situation des principales coupes d'Othrys centrale septentrionale (Tg 1 à 10). - Coupes : A. Coupe du Kotroni (Tg 4). - B. Coupe Garmeni-Prof. Ilias (Tg 5).
Légende des coupes dans le texte. Figurés : fig. 5.

2. LES CALCAIRES DOLOMITIQUES DU TRIAS INFÉRIEUR-MOYEN.

a. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR DE MESSOCHORI.

Des calcaires dolomitiques gris clair affleurent sur le pourtour des terrains paléozoïques de Messochori (Charalai).

La coupe du Kotroni déjà décrite dans ce paragraphe (fig. 39) correspond à la bordure méridionale de cet ensemble d'affleurements. L'étude des bordures orientale (mont Georgadzi) et occidentale (vallée située sur le revers oriental du mont Garmeni Rachi) apportent quelques précisions intéressantes :

a1. Les affleurements les plus orientaux (Georgadzi et Kotroni-est).

Des calcaires gris, intercalés entre les grès permien à la base et des radiolarites rouges au sommet, situés dans la partie orientale du mont Kotroni, à 400 m environ au Sud du mont Georgadzi (Tg 2, fig. 39), ont livré une association de Glomospires, Glomospirelles et surtout un Annelide polychète, *Spirorbis phlyctaena* Brönnimann et Zaninetti, caractéristique de la partie basale du Trias inférieur (Skythien inférieur).

Les calcaires dolomitiques gris de la base du mont Georgadzi (Tg 3, fig. 39), qui occupent la même position que ceux du Kotroni-est, sont essentiellement des biomicrites riches en Foraminifères : Lagénidés, *Glomospira* sp. ?, *Glomospirella* sp., de grandes Glomospirelles, *Ammodiscus* cf. *parapriscus* Ho et *Meandrospira pusilla* (Ho) du Skythien supérieur, associés à des Ostracodes à paroi épaisse et des microgastéropodes. Des Conodontes extraits de la partie supérieure de ces calcaires dolomitiques permettent de dater (Kozur) la partie moyenne de l'Anisien inférieur (Egéen supérieur à Bithynien inférieur) : *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Neoplectospathodus muelleri* Kozur et Mostler, *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganév), *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Metaprioniodus pectiniformis* (Huckriede) et *Gondolella regale* (Mosher).

a2. Les affleurements de la bordure orientale du Garmeni Rachi.

Le long de la vallée située à la limite des formations paléozoïques de Messochori-Charalai et des formations triasiques du revers oriental du Garmeni Rachi, affleurent des petites écailles (tectoniques) de calcaires dolomitiques (Tg 6, fig. 39).

Au sein de ces affleurements très réduits, un niveau de calcaires gris-brun à filaments courbes (coquilles de Lamellibranches, très probablement) a pu être daté de l'Anisien basal (Egéen inférieur) par *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Ozarkodina* cf. *saginata* (Huckriede), *Prioniodina venusta* (Huckriede), *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganév), *Prioniodina muelleri* (Tatge) et *Neospathodus homeri* (Bender).

a3. Les affleurements de Mandrostassia.

En aval des petits affleurements précédemment décrits, près du lieu-dit Mandrostassia, la vallée recoupe un ensemble calcaro-dolomitique beaucoup plus épais.

Du Nord au Sud, en remontant la vallée, on rencontre successivement (fig. 40) :

- (1) un complexe sédimentaire et volcanique. Il est essentiellement constitué de radiolarites, de grès psammitiques et d'argiles noirâtres, au sein desquels apparaissent des corps ou des coulées de roches éruptives, et notamment des spilites amygdalaires violacées. Cet ensemble est probablement en partie d'âge triasique, mais les niveaux inférieurs appartiennent peut-être déjà aux formations chaotiques du Malm des unités sous-jacentes ;
- (2) une masse importante (100 m ?) de calcaires dolomitiques gris-blanc, en bancs massifs, n'ayant livré que de rares Foraminifères : *Meandrospira pusilla* (Ho) ? ;
- (3) un niveau (15 à 20 m visibles) de calcaires et de marnes gréseuses jaunâtres, riches en fossiles parmi lesquels on reconnaît : de petits Gastéropodes (nombreux), des Lamellibranches, de type Pectinidés surtout, et des Am-

monites de petite taille (3 à 4 cm de diamètre) que Collignon et Asseretto ont attribuées au Trias inférieur (probable) sans pouvoir toutefois proposer de déterminations spécifiques indubitables ;

- (4) une masse de calcaires dolomitiques gris-blanc, en bancs massifs, se terminant par des calcaires bruns à pâtime jaunâtre d'aspect noduleux, parfois gréseux, dont la surface est parcourue par des traces que l'on peut attribuer à des pistes de vers. Les "pseudo-nodules" sont limités par des joints de couleur brune, de nature ankéritique et argileuse, et contiennent de nombreux spécimens de *Meandrospira pusilla* (Ho), du Skythien supérieur (Anisien bas). Ces faciès rappellent les calcaires du Werfénien supérieur de Yougoslavie, rapportés au faciès Campil (Rampnoux, 1970 ; Charvet, 1978) ;
- (5) des niveaux apparemment déplacés de calcaires dolomitiques rouges et de brèches à Involutines (rares) du Trias supérieur.

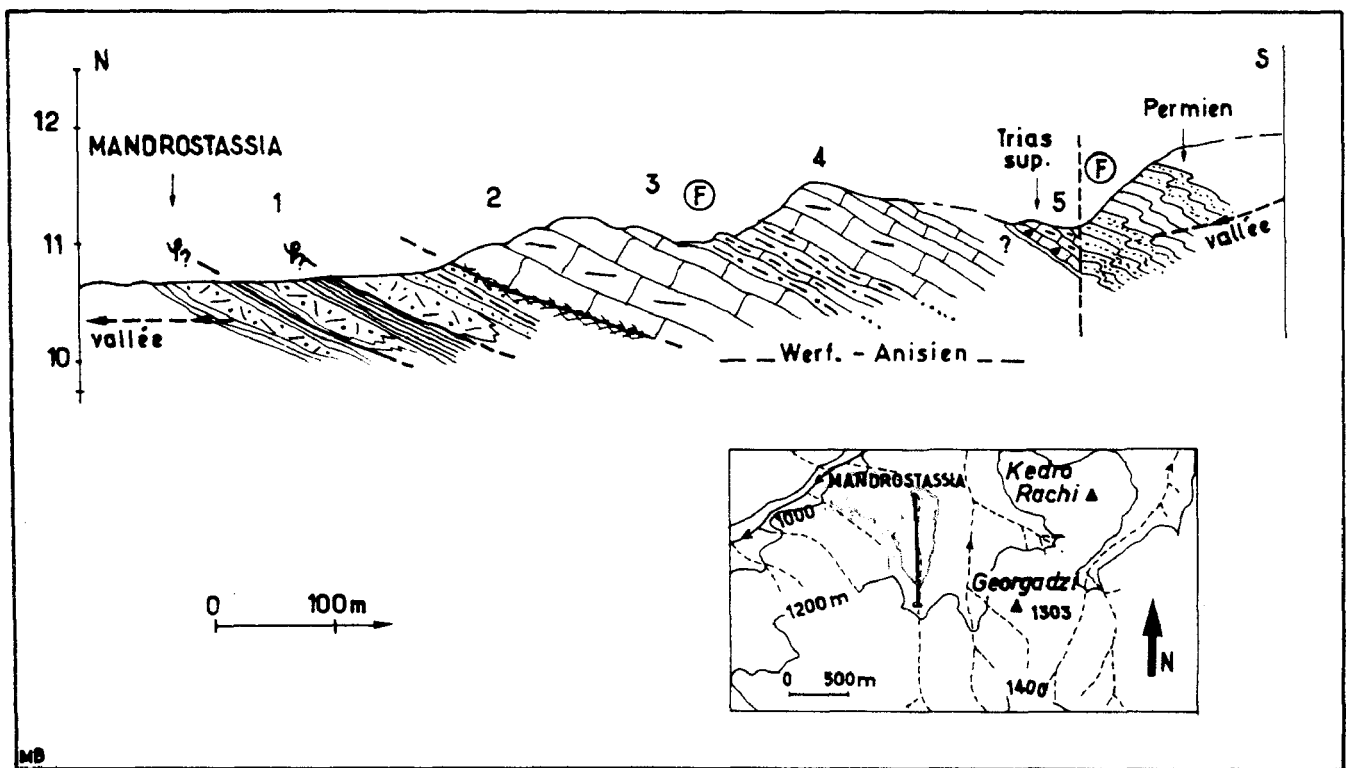


Fig. 40. - Trias maliaque. U. Garmeni Rachi. Coupe de Mandrostassia (Othrys centrale). Tg 7, fig. 39.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. COUPES DANS LES VALLEES DE DIRECTION SE-NW, ENTRE LE MONT METERIZIA ET ANAVRA.

b1. Coupe dans la vallée occidentale (fig. 41).

La coupe la plus intéressante peut être levée dans la vallée la plus occidentale creusée par les torrents qui, partant du mont Meterizia, rejoignent Anavra et se jettent, vers l'Ouest, dans l'Enipefs. Ce torrent recoupe une structure anticlinale dont le coeur est occupé par des calcaires dolomitiques et gréseux, entre 900 et 1 070 m d'altitude environ (Tg 10, fig. 39).

Sous les radiolarites à corps effusifs (2), surmontées des calcaires siliceux souvent bréchiques du Trias supérieur-Jurassique (1), on rencontre, en remontant le torrent du NNW au SSE, les niveaux suivants (fig. 41) :

- (3) de 980 à 1 000 m d'altitude environ, des calcaires dolomitiques gris-brun, à niveaux calcaro-gréseux et gréseux à la base, de type oosparite et biomicrite (dolomitisés secondairement), à nombreuses sections de coquilles visibles en lame mince, mais sans microfaune caractéristique. L'épaisseur apparente de cet ensemble est de l'ordre de 200 à 300 m, mais il faut tenir compte des replis possibles. Vers 1 000 m d'altitude, un changement de pendage brutal intervient : les couches qui avaient un pendage NW en aval prennent un pendage SSE en amont ;
- (4) de 1 000 à 1 070 m, des calcaires dolomitiques gris clair, massifs ou en plaquettes sombres, intercalés de niveaux gréseux ou marneux jaunes, comprenant schématiquement du bas vers le haut :
- des calcaires gris massifs, formés de microsparites à pellets et petites oolithes, et de micrites devenant gréseuses au sommet (4a) ;
 - une passée gréseuse jaunâtre (4b) ;
 - des calcaires marneux jaunes, à Gastéropodes et Lamellibranches (4c) ;
 - vers 1 050 m d'altitude, des calcaires massifs gris et des plaquettes calcaires marneuses jaunes, de type biomicrite à *Glomospirella* sp., *Ammodiscus parapriscus* Ho (?) et *Meandrospira pusilla* (Ho) (100 m environ), d'âge skythien (werfézien) supérieur (4d) ;
 - des calcaires cristallins blancs, de type oosparites, à oolithes éclatées et dispersées (4e) ;
 - des calcaires d'aspect noduleux ; certains "nodules" ayant un faciès de micrite pure, d'autres de micrite à filaments (sections de coquilles). Ce niveau a livré des Conodontes d'âge anisien (4f) : *Neohindeodella triassica* (Müller), *Cornudina* sp., *Chirodella dinoides* (Tatge), *Diplododella bidentata* (Tatge) ;
 - des calcaires biogéniques à Algues et Foraminifères : Duostominidés, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Endothyranella* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti et *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, de l'Anisien (4g) ;
- (5) et (6), après un hiatus d'observation, on retrouve les radiolarites et les calcaires siliceux riches en brèches, du Trias supérieur-Jurassique.

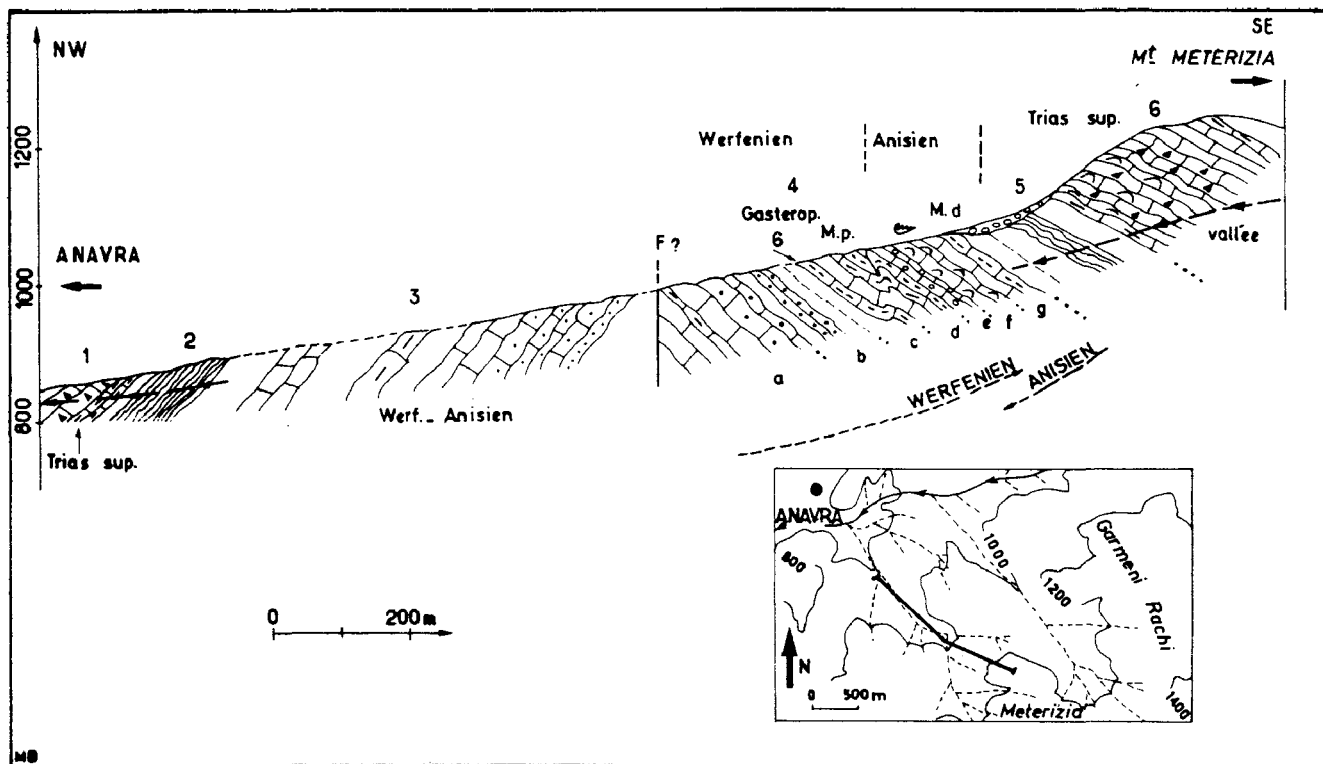


Fig. 41. - Trias maliaque. U. Garmeni Rachi. Coupe Meterizia-Anavra (Othrys centrale). Tg 10, fig. 39. Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b2. Coupe dans la vallée orientale (fig. 42).

Cette profonde vallée laisse apparaître, entre 1 050 et 1 200 m d'altitude environ, des faciès calcaro-dolomitiques plissés localement, associés à des grès et des radiolarites, probablement sus-jacentes (Tg 9, fig. 39 et 42).

Outre certains des faciès déjà observés dans la vallée occidentale, on note la présence (1, fig. 42) :

- de biomicrites à *Meandrospira pusilla* (Ho) et *Earlandia tintinniformis* (Misik) ;
- de calcaires à Duostominidés, *Meandrospira dinarica* (?) et *Earlandia amplimuralis* (Pantic), connue dans l'Anisien supérieur-Ladinien.

b3. Bilan des observations.

Le Werfénien supérieur et l'Anisien sont représentés dans ce secteur par des calcaires dolomitiques gris-blanc, intercalés de passées marneuses ou/et gréseuses. Les formations datées de l'Anisien par les Foraminifères et les Conodontes, semblent assez peu épaisses (40 à 50 m ?).

c. CONCLUSIONS.

Le Trias inférieur et le Trias moyen de l'unité de Garmeni Rachi apparaissent sous la forme d'un ensemble calcaro-dolomitique à passées gréseuses et marneuses, au sein duquel ont été trouvés, notamment, des Ammonites (mal conservées et petites), des Foraminifères et des Conodontes.

Les principaux niveaux fossilifères mis en évidence au sein des calcaires dolomitiques peuvent être résumés comme suit, de bas en haut stratigraphiquement :

- des niveaux à *Spirorbis phlyctaena*, fréquents dans la partie inférieure du Werfénien ;
- des niveaux à *Meandrospira pusilla* accompagnés de Glomospires et d'*Ammodiscus* cf. *parapriscus*, du Werfénien supérieur (Anisien bas) ;
- des biomicrites à "filaments", datées par des Conodontes de l'Anisien basal et de l'Anisien inférieur (partie moyenne) ;
- des calcaires dolomitiques à Algues, datés de l'Anisien par *Meandrospira dinarica* et *Trochammia almtalensis*, atteignant peut-être l'Anisien supérieur-Ladinien ?, du fait de la présence d'*Earlandia amplimuralis*.

Les faciès de calcaires dolomitiques en plaquettes, parfois gréseux, peuvent être rapprochés du faciès de Campil, alors que la base de ces calcaires (au mont Yorgatsi et au pied du mont Kotroni, par exemple), de nature gréseuse et qui correspond à la partie basale du Trias, peut être rapprochée des faciès de Seis, tels qu'ils sont décrits en Yougoslavie, par exemple (Aubouin *et al.*, 1970 ; Charvet, 1978).

Par rapport aux faciès werféniano-anisiens de l'unité de Pargaki (Othrys orientale), les faciès carbonatés de même âge de l'unité de Garmeni Rachi (Othrys centrale) semblent avoir une puissance inférieure, notamment pour les faciès carbonatés anisiens, posséder des bancs d'aspect moins massifs et être plus riches en faciès à Lamellibranches pélagiques et Conodontes.

3. LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE TRIASIQUE.

Ces niveaux, situés entre deux masses carbonatées importantes (Werfénien-Anisien à la base, Norien-Jurassique au sommet), constituent un niveau de décollement privilégié, qu'il s'agisse de simples disharmonies ou même de véritables contacts de nappes, comme à l'Est du mont Vassilia Tambouri (1 282 m). Dans ce dernier cas, les formations triasiques reposent sur le complexe chaotique volcanique et sédimentaire du Malm des unités sous-jacentes, avec lequel il peut alors être confondu. Les seules coupes valables sont donc celles où l'on peut s'assurer de la présence des niveaux calcaro-dolomitiques du Trias inférieur-Anisien à la base, et si possible des niveaux de calcaires bréchiqes du Trias supérieur au sommet ; mais même dans ces cas

privilegiés, cette formation volcanique et sédimentaire s'est avérée être intensément tectonisée. En dehors des coupes déjà décrites sur le flanc des monts Meterizia et Kotroni, les affleurements les plus intéressants sont ceux que l'on peut observer dans les profondes vallées creusées par les torrents qui descendent de ces sommets.

a. COUPES DANS LA VALLEE ORIENTALE METERIZIA-ANAVRA.

a1. La partie supérieure de la formation volcano-sédimentaire (coupe A, fig. 42).

Près du confluent de cette profonde vallée et de la vallée secondaire qui longe le Garmeni Rachi, vers 1 050 m d'altitude, on peut observer (fig. 42 A) :

- (1) les calcaires dolomitiques gris-blanc, du Trias inférieur-Anisien, séparés des niveaux sus-jacents par une faille verticale mineure ;
- (2) des niveaux gréseux associés à des roches éruptives :
 - les niveaux gréseux sont des grès calcareux, parfois bréchiques, remaniant les calcaires sous-jacents (biomicrites et surtout oosparites). Des éléments de roches volcaniques microlithiques et des minéraux chloriteux s'y observent ;
 - les niveaux éruptifs sont des roches effusives spilitiques et des roches à structure doléritique. Ces dernières montrent en lame mince : des lattes de feldspath (jusqu'à 4 mm), des amphiboles vertes et des restes de minéraux très réfringents : olivine et/ou pyroxène ;
- (3) des radiolarites de couleur rouge, assez bien litées, qui semblent passer progressivement aux calcaires sus-jacents ;
- (4) des niveaux carbonatés, roses ou rouges, passant progressivement à des calcaires de couleur grise.

Les niveaux carbonatés roses ou rouges sont des calcaires fins, siliceux ou bréchiques, partiellement ou totalement dolomitisés. Des Conodontes du Trias supérieur ont pu être extraits de ces niveaux roses. Les brèches contiennent des éléments centimétriques de roches effusives microlithiques.

a2. La partie basale de la formation volcano-sédimentaire triasique (coupe B, fig. 42).

Dans cette même vallée Meterizia-Anavra, juste en amont du confluent précédemment cité, affleurent des calcaires dolomitiques werfénéo-anisiens très plissés (1), encadrant des niveaux de radiolarites rouges (2a et 2d ou 3), de grès jaunâtres (2c) et de brèches calcaires (2b). Ces brèches sont tout à fait comparables à celles qui couronnent la masse carbonatée werfénéo-anisienne, sur le flanc nord du mont Kotroni (fig. 39) ; il en résulte que ces formations grésoso-radiolaritiques et bréchiques (2a, 2b, 2c) sont l'équivalent de la "formation volcanique et sédimentaire" signalée dans cette même coupe du Kotroni.

Les brèches (2b) ont un ciment souvent rougeâtre, ankéritique en partie, qui unit des éléments parfois pluricentimétriques de grès, de calcaires dolomitiques (biomicrites et oosparites du Trias inférieur-Anisien) et surtout de calcaires noirs du Permien supérieur (Murghabien supérieur ou plus récent), à Bryozoaires, Stromatolithes, *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Schwagerinidae* (*Chusenella* ?), *Geinitzina* sp., *Neoendothyra* sp., *Kahlerina ussurica*, *Tuberitina collosa* Reitlinger et *Dagmarita chanakhiensis* Reitlinger.

Entre ces brèches (2b) et les calcaires dolomitiques werfénéo-anisiens, s'intercalent des radiolarites rouges (2a). Les contacts entre ces différents termes lithologiques n'ont pu être analysés, mais les successions lithologiques étant les mêmes aux deux extrémités de la coupe B, il semble bien qu'il s'agisse là d'une portion continue de la série stratigraphique triasique, simplement plissée en synclinal.

Les principales caractéristiques de la série volcano-sédimentaire de la vallée Meterizia-Anavra sont résumées sur la colonne jointe à la coupe de la figure 42.

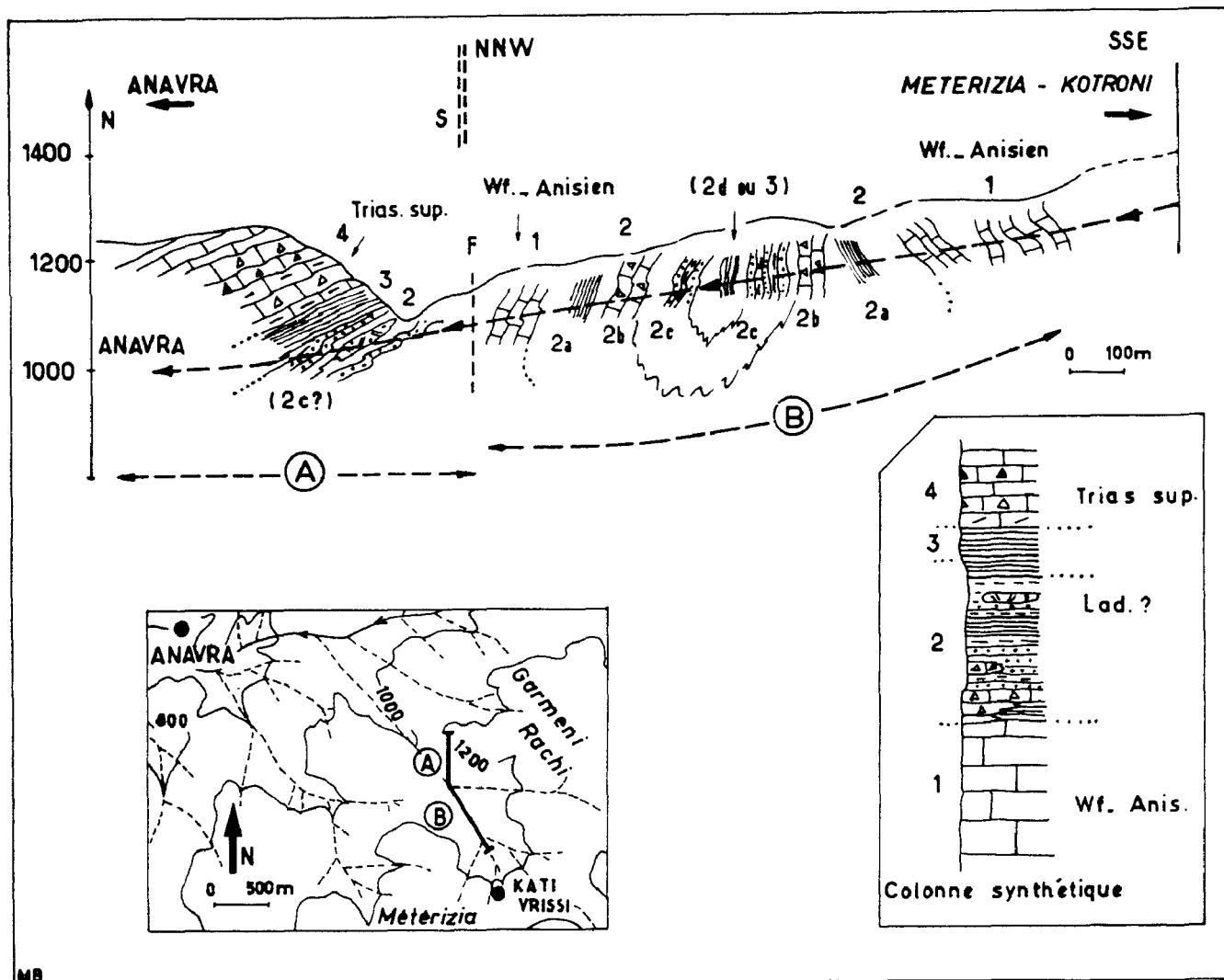


Fig. 42. - Trias maliaque. U. Garmeni Rachi. Coupe de la vallée orientale Meterizia-Anavra (Othrys centrale). Tg 9, fig. 39.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. COMPLEMENTS.

Les autres coupes étudiées sur le pourtour des affleurements paléozoïques n'offrent pas d'informations supplémentaires. Elles confirment uniquement la présence de roches volcaniques effusives de type spilitique dans les formations du Trias moyen (Ladinien) - Trias supérieur (anté-Norien).

Ainsi, un bel affleurement de spilites amygdalaires violacées, en pillow-lavas, existe dans la vallée ENE-WSW, empruntée par le chemin muletier Anavra-Prosilia, à la base des calcaires dolomitiques, plus ou moins bréchiques, du Trias supérieur (Norien) du mont Tambouri Vassilia (1 282 m). Un doute subsiste cependant, car le soubassement de ces spilites n'est pas visible. Cet affleurement pourrait en effet être assimilé à une petite fenêtre tectonique, laissant réapparaître les formations à corps éruptifs du Malm ("volcano-détritique") des unités sous-jacentes, même si cela semble peu probable, du fait des caractéristiques de l'affleurement considéré (les spilites semblent plutôt former des coulées que représenter des blocs résédimentés).

4. LES NIVEAUX CARBONATES CLASTIQUES DU TRIAS SUPERIEUR.

Ces niveaux constituent la base d'une épaisse formation de calcaires siliceux où alternent des calcaires fins, des calcaires microbréchiques et des calcaires bréchiques polygéniques ; la partie supérieure est datée du Dogger-Malm.

a. ANALYSE DE QUELQUES COUPES.

a1. Coupe NW-SE du mont Garmeni Rachi à la chapelle Profitis Ilias, 1 584 m
(fig. 39 B).

Cette coupe est faite dans la petite vallée qui limite à l'Ouest le mont Kotroni, longe le Garmeni Rachi et rejoint la vallée principale Meterizia-Anavra au point de confluence où nous avons décrit les niveaux volcano-sédimentaires triasiques.

Sur les niveaux radiolaritiques et spilitiques (2) surmontant 20 à 30 m de calcaires (oosparites, intrasparites et biomicrites) du Werféno-Anisien (1), on observe successivement, en remontant la vallée du Nord-Ouest au Sud-Est (fig. 39 B) :

- (3) des calcaires rouges (30 à 40 m), partiellement ou totalement dolomités postérieurement à leur genèse :
 - les bancs inférieurs sont des calcaires détritiques qui montrent des granuloclasses lit par lit ; les éléments calcaires des bancs les plus grossiers atteignent 2 ou 3 mm, mais la dolomitisation ne permet pas de reconnaître les faciès d'origine ;
 - les bancs sus-jacents sont formés de niveaux fins, roses ou rouges, totalement dolomités, et de calcaires bréchiques, également dolomités, à éléments grossiers d'ordre centimétrique. Parmi les éléments, on reconnaît des grès, des biomicrites à filaments et Radiolaires, des oosparites appartenant probablement au Trias inférieur et moyen, mais aussi quelques lithoclastes de calcaires à Fusulinidés ;
- (4) des calcaires gris, siliceux (20 m environ), parfois bréchiques, dont le microfaciès le plus remarquable est une biomicrite à "filaments" rigides. Des *Conodontes* (dét. Kozur) dont *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi), permettent d'attribuer à ces niveaux un âge norien inférieur-moyen (zone à *spatulatus*) ;
- (5) un ensemble de calcaires gris, siliceux, formé d'une alternance de calcaires fins, biomicrites à filaments souples et Radiolaires (rares) et de calcaires détritiques fins ou grossiers (brèches) de type oosparites et intrasparites à extraclastes.
Une intrasparite à extraclastes prélevée quelques centaines de mètres à l'Ouest de la coupe décrite, a livré *Involutina* sp. et *Galeanella pantiacae* Zaninetti et Brönnimann, apparemment non remaniée, du Norien. Toutefois, la limite Trias-Jurassique n'a pu être caractérisée, faute de fossiles caractéristiques.

a2. Coupe du mont Mavrika (1 549 m) (fig. 43).

Ce mont est situé sur la crête qui sépare les deux grands bassins de réception des rivières Kanala, qui se jette dans le golfe maliaque au Sud, et Xirias, qui rejoint le golfe pagasitique au Nord-Est, après avoir traversé la partie nord du massif de l'Othrys.

La coupe décrite ici a été levée sur le flanc oriental du mont Mavrika. D'Est en Ouest et de bas en haut, affleurent successivement (fig. 43) :

- (1) des radiolarites rouges, d'âge non précisé ;
- (2) une formation calcaro-siliceuse (120 m environ), caractérisée par sa couleur à dominante rose-violet, dont le détail de la succession lithologique est reporté sur la figure. Les principaux faciès observés sont :
 - des faciès siliceux, de teinte variée, gris ou rose (peu abondants) ;
 - des calcaires roses, plus ou moins dolomités ;
 - des calcaires gris-violet, détritiques, à éléments calcaires pluricentimétriques, souvent peu dolomités, parmi lesquels des oosparites et des biomicrites à filaments souples et Radiolaires.Des calcaires fins, roses, situés à 20 ou 25 m de la base ont livré (dét. Kauffmann) : *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede) et *Epigondolella triangularis* (Budurov), du Carnien supérieur-base du Norien supérieur ;

- (3) 50 m de niveaux calcaires, de couleur grise, fins ou bréchiques, de type intrasparite à extraclastes, à Algues et petits Foraminifères sans intérêt stratigraphique ;
- (4) des calcaires roses ou violets, à passées détritiques gréseuses ;
- (5) des jaspes rouges intercalés de bancs peu épais de calcaires siliceux à la partie supérieure, qui constituent probablement la petite dépression située vers 1 450 m d'altitude ;
- (6) et (7), des calcaires siliceux, gris, fins ou bréchiques (6), séparés d'un ensemble de bancs calcaires rougeâtres (7) par une faille verticale, peut-être mineure. Comme pour la coupe précédente, la limite Trias-Jurassique n'a pu être précisée sur cette coupe.

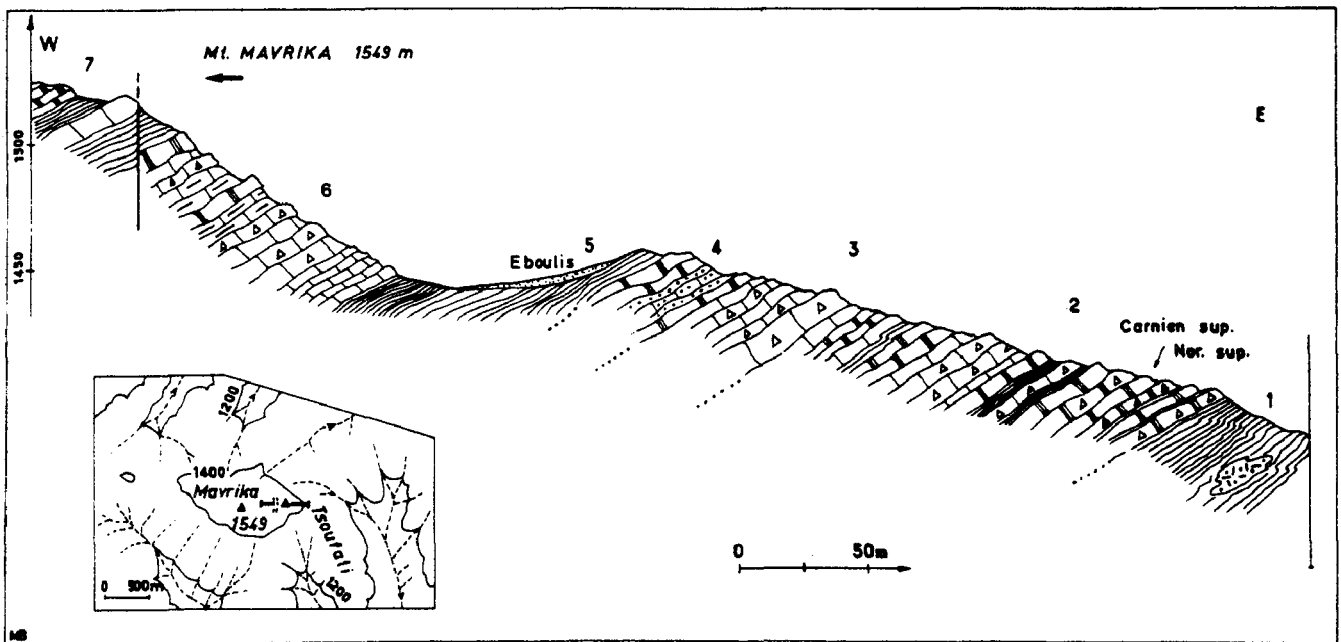


Fig. 43. - Trias maliaque. U. Garmeni Rachi. Coupe de Mavrika (Othrys centrale). Tg 1, fig. 39.
Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. DONNEES COMPLEMENTAIRES : L'AGE DES FORMATIONS ROUGES DE BASE.

Des associations de Conodontes ont permis de dater les formations rouges de base, non seulement dans la partie centrale de l'unité du Garmeni, où celle-ci est la plus complète (Kotroni, Garmeni Rachi, etc...), mais aussi plus au Sud, près du mont Sapounas (1 435 m), et même au Nord de la "fenêtre de l'Othrys".

b1. Le secteur central.

Le long du chemin muletier Anavra-Prosilia, à l'endroit où celui-ci sort du défilé qui sépare les monts Vassilia Tambouri au Nord et Garmeni Rachi au Sud, et débouche sur le lieu-dit "Levadies", vers 1 000 m d'altitude (Tg 8, fig. 39), les niveaux calcaro-dolomitiques rouges ont livré une riche association de Conodontes du Norien moyen (supérieur ?) :

- une première association (trouvée dans deux bancs différents) contient *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede) et *M. posterus* (Kozur et Mostler), du Norien moyen (dét. Kozur) ;
- une deuxième association est formée par *Enantiognathus ziegléri* (Diebel), *Neohindeodella triassica* (Müller), des formes évoluées de *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) et *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganev), du Norien inférieur ou moyen (dét. Kozur) ;

Outre des formes à large répartition stratigraphique, telles que *Neohindeo-*
della triassica triassica (Müller) ou *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri*
(Tatge), Kauffmann pense avoir également reconnu, dans ces mêmes niveaux,
Epigondolella (*Metapolygnathus*) *bidentata* Mosher, du Norien supérieur. La
coexistence de *M. posterus* et *E. bidentata* dans les mêmes niveaux -mais
cela mériterait une confirmation- indiquerait une période de temps située
à la limite du Norien moyen et du Norien supérieur.

b2. Le secteur septentrional (Sud du mont Fourni, 734 m).

A un kilomètre au Sud du mont Fourni, juste au Nord de la "fenêtre de l'Othrys" existe un
petit affleurement de calcaires rose-violet, alternativement fins et bréchiques, situé à quel-
ques dizaines de mètres sous les niveaux transgressifs du Crétacé supérieur. Les biomicrites
ont livré des Conodontes : *Gondolella navicula* Huckriede, *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Epi-*
gondolella primitia Mosher, *Epigondolella triangularis* (Budurov), du Carnien supérieur-Norien
inférieur (dét. Kauffmann).

b3. Le secteur méridional (le mont Sapounas, 1 435 m).

L'unité de Garmeni Rachi peut être reconnue vers le Sud jusqu'au mont Sapounas. Sur le
flanc nord de ce mont, affleurent les niveaux calcaires fins et bréchiques, rouges, du Trias
supérieur, qui reposent en contact anormal sur un ensemble de radiolarites rouges, à corps de
serpentes, surmontant des calcaires jurassiques (fig. 100). L'association de Conodontes extrai-
te des calcaires fins à filaments comprend (dét. Kauffmann) : *Epigondolella abneptis abneptis*
(Huckriede), *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) et *Prioniodina* (*Cypridodella*) sp., du No-
rien, et plus précisément du sommet du Norien inférieur à la base du Norien supérieur, d'après
la présence de *E. postera*. *Gondolella polygnathiiformis*, également présent, est une forme du Car-
nien qui serait donc remaniée (?) dans ces niveaux.

Au Sud et au Sud-Ouest du mont Sapounas, existent des klippe de calcaires siliceux à Cono-
dotes du Trias supérieur, parfois associés à des calcaires rouges, microbréchiques, à *Epigon-*
dolella postera (Kozur et Mostler), du Norien inférieur (élevé) - supérieur (bas) ; mais ces
klippe appartiennent très probablement aux unités de Loggitsion. Les séries de ces différentes
klippe seront donc traitées dans le paragraphe consacré au Trias de ces unités de Loggitsion
(cf. infra).

5. CONCLUSIONS SUR LE TRIAS DE L'UNITE DE GARMENI RACHI.

Le Trias de l'unité de Garmeni Rachi est bien représenté dans les séries qui affleurent
dans le massif du Kasarma-Meterizia, au Sud-Est d'Anavra. Trois formations lithologiques prin-
cipales, de signification nettement différente, peuvent y être distinguées (colonnes fig. 44) :

- des calcaires dolomitiques à Algues et Foraminifères, mais aussi à Conodontes, du
Werfénien (supérieur) - Anisien, surmontant des faciès détritiques gréseux représentant proba-
blement la base du Trias inférieur. Le Werfénien serait donc caractérisé ici par des faciès
classiques, qui ont pour noms : faciès de Seiss, à la base, et de Campil, au sommet (Aubouin
et al., 1970).

Les calcaires anisiens sont nettement moins épais que les faciès de même âge de l'unité du Pir-
gaki ;

- une formation volcano-sédimentaire qui affleure en général dans de mauvaises condi-
tions. Elle est surtout constituée de radiolarites, de grès et de roches éruptives doléritiques
ou effusives de type pillow-lavas. Des brèches calcaires, remaniant les faciès sous-jacents
(calcaires werféniano-anisiens mais aussi paléozoïques), s'intercalent à la base de la formation,
alors que sa partie supérieure est souvent caractérisée par la présence d'une passade décamétri-
que de radiolarites rouges. Cette période est incontestablement une période d'instabilité majeure.

- des calcaires siliceux, parfois dolomitiques, fins ou bréchiques, datés du Norien
par les Conodontes.

Le Ladinien et le Carnien n'ont pu être caractérisés par les microfossiles. C'est durant
cette période, et notamment au Ladinien, que doit se constituer la formation volcano-sédimentai-
re. Il est à remarquer que, contrairement aux séries maliaques précédemment décrites, le Carnien
n'existe pas sous les faciès de calcaires siliceux gris, à Conodontes ; les radiolarites rouges,
situées au sommet de la formation volcano-sédimentaire, sont peut-être de cet âge.

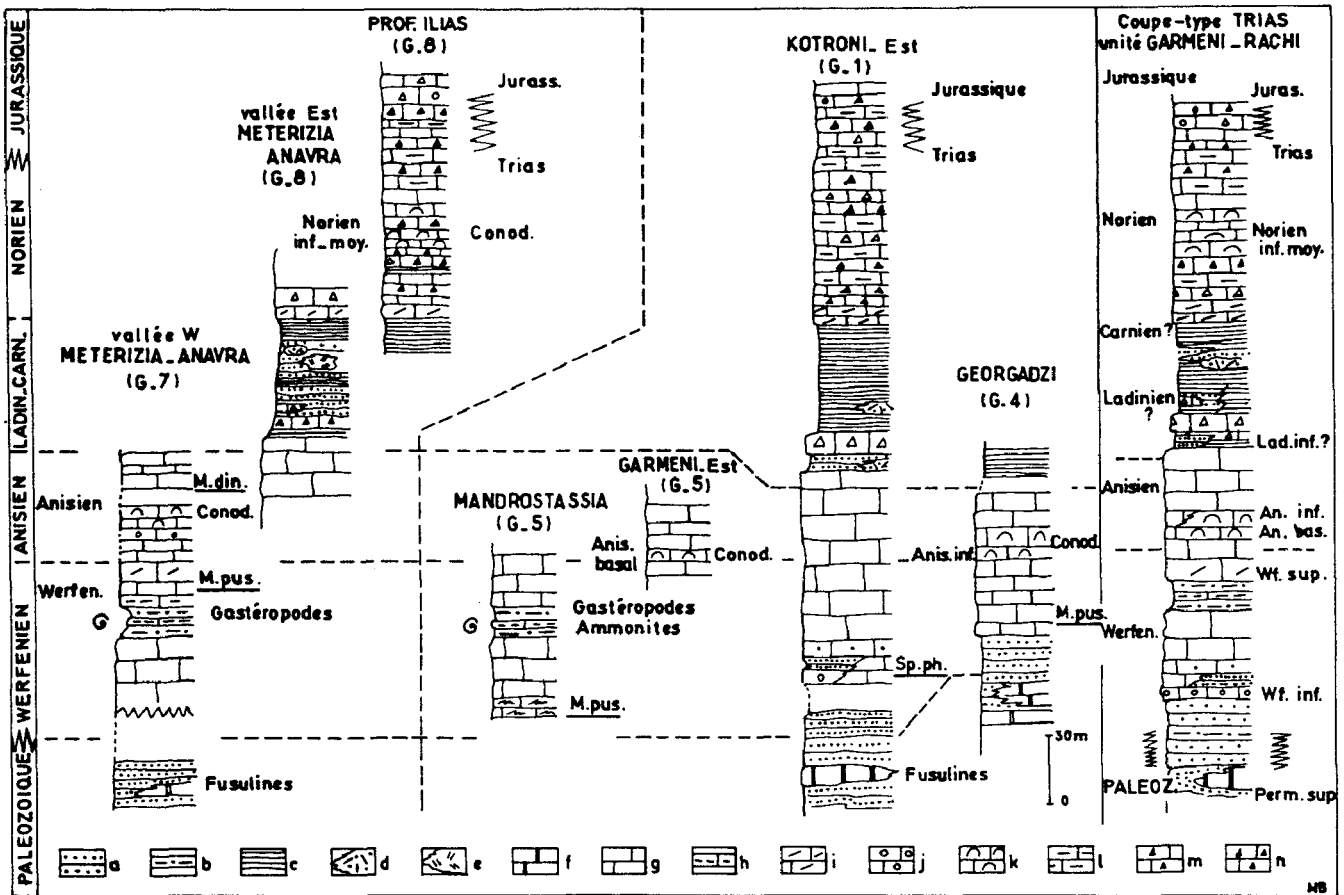


Fig. 44. - Trias maliaque. Les séries triasiques de l'unité de Garmeni-Rachi (Othrys centrale).

a. Grès. - b. Grès pélitique. - c. Radiolarites. - d. Laves. - e. Dolérites. - f à n : calcaires. - f. Noirs à Fusulines. - g. Massifs. - h. Siliceux. - i. Dolomitiques. - j. oolithiques. - k. Filaments. - l. Siliceux. - m. Microbréchiqes. - n. Bréchiqes. - Fossiles-Conod. : Conodontes. - M. pus. *Meandrospira pusilla*. - M. din. *Meandrospira dinarica*. - Sp. phl. *Spirorbis phlyctaena*.

V. LES SERIES TRIASIQUES DE LA NAPPE DE LOGGITSION (ZONE ISOPIQUE MALIAQUE)

Les unités de la nappe de Loggitsion constituent la partie supérieure de l'édifice structural anté-crétacé supérieur, situé immédiatement sous les unités ophiolitiques (fig. 15). A la suite d'observations menées conjointement avec Beck, le Trias a d'abord été mis en évidence, grâce aux Conodontes, dans des séries de la partie méridionale de l'Othrys centrale (Beck, 1972). Par la suite, j'ai pu reconnaître et dater le Trias de la nappe de Loggitsion en Othrys orientale et en Othrys occidentale (Ferrière, 1974b, 1978, 1979). C'est dans la partie la plus externe de ce dernier secteur, près des villages d'Archanion et de Grammeni, que des Ammonites du Trias moyen et supérieur ont été signalées, dans des blocs isolés (Mitzopoulos et Renz, 1938). Par la suite, Koch et Nicolaus (1969), et Courtin (1979) ont repris l'étude des séries de ce secteur occidental et précisé leur stratigraphie.

Je développerai quelque peu les descriptions de ces séries triasiques de type "Loggitsion", dans la mesure où leur richesse en laves et pélites a entraîné de nombreuses confusions. Elles ont été intégrées dans des ensembles variés, tels que le "Shale-Chert ophiolitic Complex" (Marinos *et al.*, carte de Lamia à 1/50 000, 1967), ou même encore très récemment aux ophiolites, par Kauffmann (1976) qui retient, dans sa synthèse sur les séries triasiques péri-égéennes, parmi les séries triasiques d'Othrys (Ferrière, 1974b), la série pélagonienne et la série de Garmeni-Pirgaki, mais regroupe bizarrement la série de Loggitsion avec les ophiolites.

Je décrirai successivement les séries représentées dans les trois principaux secteurs d'affleurement de la nappe de Loggitsion, à savoir (fig. 45) : l'Othrys orientale (à l'Est de Paleokerassea), l'Othrys centrale (du village d'Anavra au Nord, à celui de Loggitsion au Sud), et enfin l'Othrys occidentale (à l'Ouest de la route Lamia-Domokos).

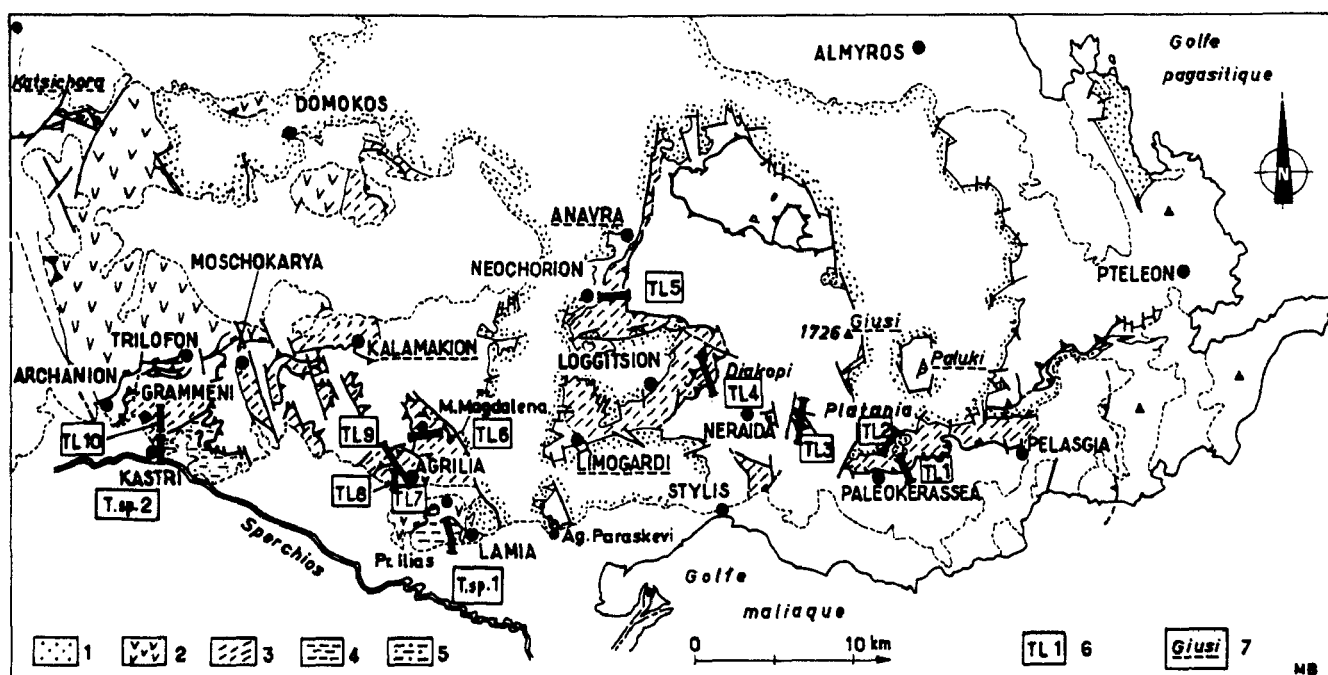


Fig. 45. - Trias maliaque (Othrys). Nappe de Loggitsion et séries de bordure du Sperchios (Pr. Ilias, Kastri ?) : situation des affleurements décrits.

1. Crétacé supérieur. - 2. Péridotites (ophiolites). - 3. Nappe de Loggitsion. - 4. Série de Profitis Ilias. - 5. Série de Kastri. - 6. Principales coupes décrites dans le texte. - T. Trias. - L. Loggitsion. - Sp. Sperchios. - 7. (noms soulignés) Données complémentaires sur le Trias des secteurs considérés (cf. texte).

A. LE TRIAS DE LA NAPPE DE LOGGITSION EN OTHRYS ORIENTALE.

Les séries constituant l'(les) unité(s) de Loggitsion affleurent en Othrys orientale selon une étroite bande d'un kilomètre ou deux de large, située au Sud des conglomérats et calcaires du Crétacé supérieur qui les recouvrent, entre la rivière Kanala à l'Ouest, et le méridien de Pelasgia à l'Est. On peut y rattacher un certain nombre d'affleurements isolés, présents également à l'Est de la rivière Kanala, à savoir ceux du mont Paluki et du mont Giusi.

1. COUPE AU NORD DU MEGA-KOTRONI, 668 m.

Sur la crête qui mène du mont Mega-Kotroni, au Sud, au mont Kati-Chorafafi au Nord, on rencontre successivement, de bas en haut (fig. 46) :

- (1) des calcaires bréchiques et fins, gris, intercalés dans des radiolarites rouge-lie-de-vin, datés du Dogger-Malm par *Protopeneroptis striata* Weynschenk ;
- (2) des laves spilitiques violacées, écrasées, marquant un contact tectonique majeur ;
- (3) des radiolarites rouges, en bancs très peu épais ;
- (4) une importante formation (60 à 100 m environ) de calcaires siliceux, en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur :

- la base (4a) est formée de calcaires fins, rouges ou roses, siliceux, au sein desquels apparaissent des niveaux microbréchiques. Plusieurs niveaux de micrites ont fourni des Conodontes ; de bas en haut : *Gondolella halstatensis* (Mosher) (?) du Norien inférieur (Kozur), d'une part, *Epigondolella* sp. et *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher) du Norien supérieur (Kauffmann), d'autre part ;

- l'ensemble sus-jacent (4b) est constitué de calcaires gris, fins ou graveleux, qui n'ont pas livré de Conodontes. Les microfaciès sont des micrites, mais aussi des intrasparites et des oosparites à lithoclastes provenant de niveaux indurés de faciès différents (biomicrites à Radiolaires et filaments souples). Les fossiles observés sont principalement des Algues et des petits Foraminifères. Ces niveaux correspondent probablement au Trias terminal et/ou au Lias p.p. ;

- (5) des calcaires plus marneux et plus siliceux, en fines plaquettes roses et vertes ;
- (6) une épaisse formation de laves associées à des hyaloclastites, des brèches volcaniques et des morceaux de sédiments siliceux. De beaux pyroxènes actuellement à l'étude (microsonde), sont présents au sein de feldspaths très altérés, dans les laves basaltiques.

Cette coupe permet de situer les principaux termes lithologiques triasiques (laves, radiolarites et calcaires siliceux) des séries qui constituent l'unité de Loggitsion en Othrys orientale, et qui sont fréquemment plissées ou écaillées. Seul le Norien a pu y être daté.

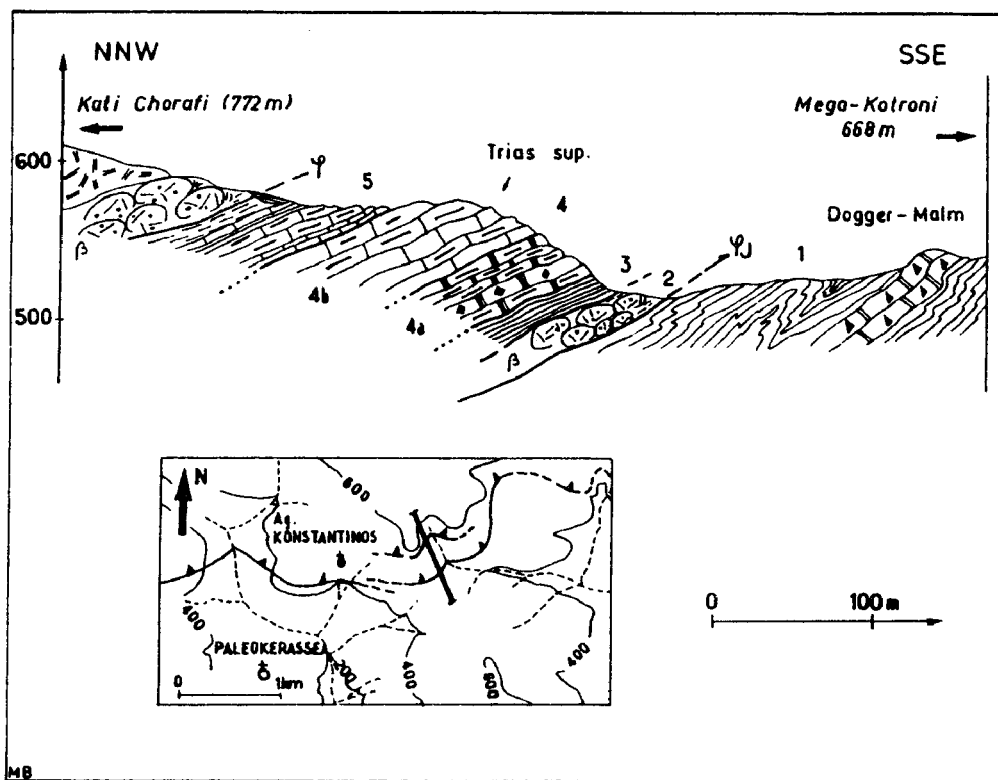


Fig. 46. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe du mega Kotroni (Othrys orientale). TL 1, fig. 45.
Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

2. LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES DE PLATANIA.

Sur le chemin muletier qui relie le nouveau village de Paleokerassea aux ruines du vieux village, existe, vers 550 m d'altitude, une source importante ou lieu-dit Platania, dans un valon où coule un affluent de rive gauche de la rivière Kanala. La falaise située à l'Ouest de la source, au pied du mont Kastrakia, permet d'observer une superbe discordance du Crétacé supérieur sur des calcaires siliceux et des radiolarites plissées.

Nous n'étudierons, dans ce paragraphe, que la stratigraphie des niveaux situés sous cette discordance déjà signalée par ailleurs pour son intérêt tectonique (Clément et Ferrière, 1973 ; Ferrière et Vergely, 1976). Les déterminations des Conodontes sont dues à Kozur.

En suivant le torrent de l'aval vers l'amont, c'est-à-dire vers le NNE puis le Nord-Est, on observe successivement (fig. 47) :

- (1) quelques mètres de radiolarites rouges ;
- (2) 10 m de calcaires à silex, en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur. Les niveaux de base, blancs en surface et gris-beige à la cassure, deviennent rouges au sommet. Quelques Conodontes ont pu être dégagés de ces calcaires :
 - au sommet (F6-418 puis F8-10), deux associations de Conodontes ont pu être observées ; de bas en haut :
 - + *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganev), *N. cf. triassica* (Müller), *Metaprioniodus* sp. et *Diplopodella meissneri* (Tatge), d'âge anisien-carnien moyen, *D. meissneri* n'étant pas connue, jusqu'à ce jour, au-dessus du Carnien moyen, selon Kozur, mais Vrielynck (1980) considère que cette forme existe au Norien (+) ;
 - + dans le dernier banc : *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganev), *Hibbardella* sp., *Prioniodina* sp., *Enantiognathus zieglerei* (Diebel) et peut-être *E. petraeviridis* (Huckriede). Ce dernier est connu de l'Anisien au Carnien moyen, malheureusement la détermination n'est pas certaine, du fait de l'état du matériel ;
- (3) des radiolarites rouges en bancs peu épais ;
- (4) et (5), à nouveau des calcaires siliceux, gris à la base (4), et roses ou rouges et plus siliceux au sommet (5), dessinant un pli à plan axial incliné vers le Sud-Ouest. Les calcaires gris de base (4) sont essentiellement des biomicrites à filaments rigides, riches en Conodontes ; de bas en haut, on peut signaler (dét. Kozur) :
 - F6-422 : *Gondolella* sp. et *Ozarkodina tortilis* (Tatge), du Trias moyen-supérieur ;
 - F6-423 : *Gondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov), du Carnien supérieur ;
 - F6-424 : *Gondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov) fréquent, *Metapolygnathus primitius* (Mosher), spécimens primitifs, forme de transition à *M. communisti* (Hayashi) ; âge : tivalien, partie terminale de la zone à *Tropites subbulatus* ;
 - F6-425 : *Gondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov), *Metapolygnathus primitius* (Mosher) moyennement évolué, *Prioniodina excavata* Mosher ; âge : tivalien, limite entre la zone à *Tropites subbulatus* et la zone à *Klamathites macrolobatus* ;
 - F6-426 : *Gondolella* n. sp. A (ou peut-être forme de transition entre *G. polygnathiformis* et *G. hallstattensis*), *Metapolygnathus primitius* (Mosher) âge : compris entre la partie terminale de la zone à *Tropites subbulatus* et la zone à *Klamathites macrolobatus* et correspondant plus probablement à cette dernière ;
 - F6-427 : *Gondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov) fréquent, *Metapolygnathus primitius* (Mosher) fréquent ; âge : très probablement la zone à *Klamathites macrolobatus* ;
 - F6-429 : *Gondolella* n. sp. A, *Metapolygnathus* aff. *angustus* Kozur ; âge : partie terminale de la zone à *Tropites subbulatus* ou zone à *Klamathites macrolobatus*.Les niveaux rougeâtres du sommet (5) sont formés par une alternance de calcaires dolomitiques cristallins et de bancs siliceux (jaspes et radiolarites) rouges ou violacés. Aucun Conodonte n'a été trouvé dans cet ensemble de teinte rose.

Conclusion : cette série appartient, pour partie au moins, au Carnien, et plus précisément au Tivalien. En ce qui concerne sa polarité, les âges obtenus ne permettent pas, selon Kozur, d'être affirmatif ; toutefois, selon ce dernier, une polarité normale est très probable. Cette remarque est d'importance en ce qui concerne la détermination du sens de déversement des structures tectoniques anté-Crétacé supérieur.

(+) Kozur estime toutefois que ce marqueur n'est pas aussi bon que la disparition de *Gladigondolella* à la partie supérieure du Carnien moyen.

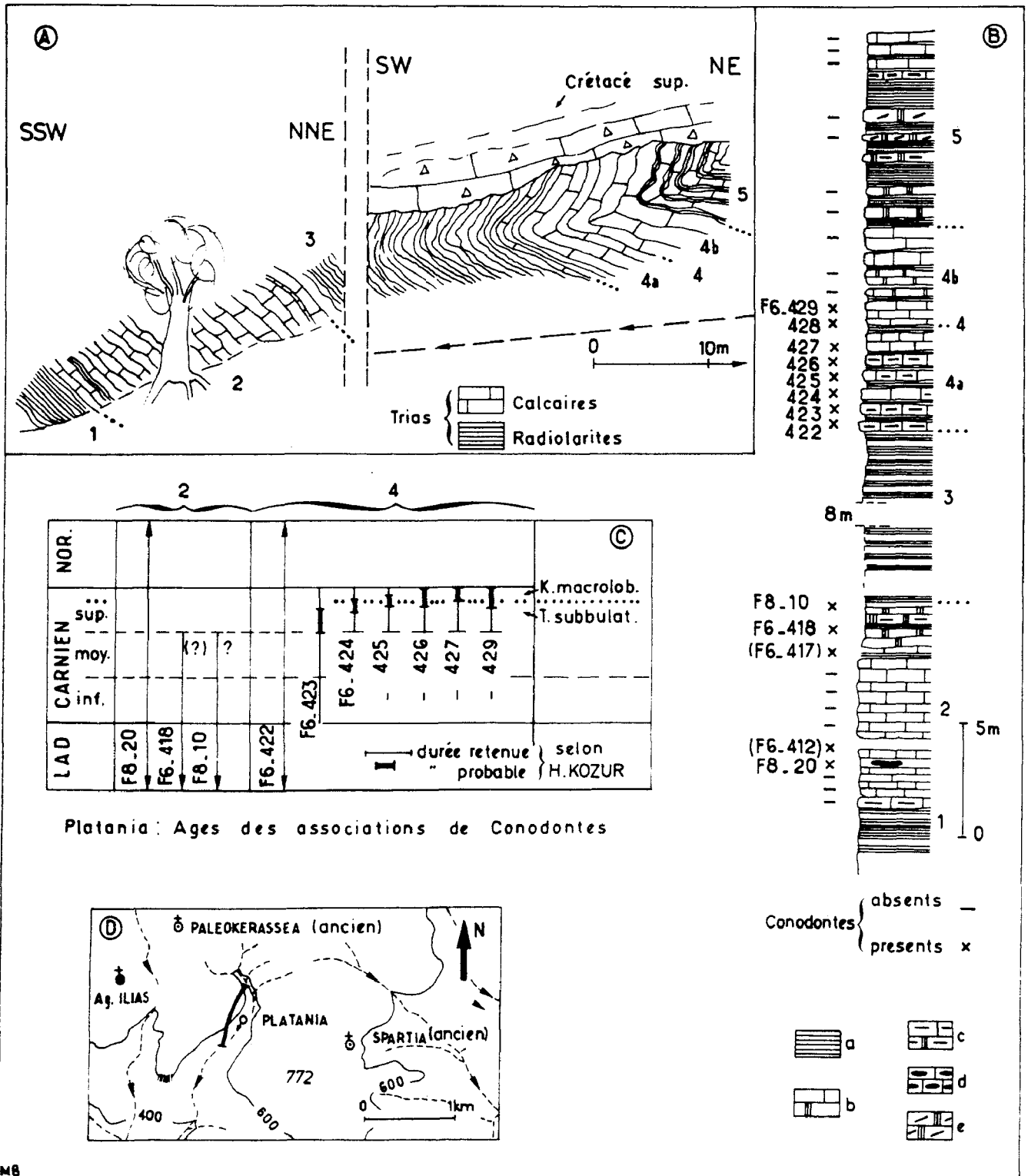


Fig. 47. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Affleurements de Platania (Othrys orientale). TL 2, fig. 45.

A. Coupe de Platania. - B. Colonne stratigraphique détaillée de la série de Platania. - C. Age des associations de Conodontes observés. - D. Carte de situation de la coupe de Platania. Numéros : voir texte. - Légende de la colonne (B). - a. Radiolarites. - b à e. Calcaires gris (une barre) rose-rouge (triple barre). - c. à lits siliceux. - d. à nodules siliceux. - e. dolomitiques.

3. DONNEES COMPLEMENTAIRES : DE PELASGIA AU MONT GIUSI.

J'analyserai ici différentes séries de la nappe de Loggitsion, situées à l'Est de la rivière Kanala, dont les affleurements tectonisés ou mal exposés, ne fournissent que des informations fragmentaires. Je distinguerai successivement, d'Est en Ouest, les affleurements de Pelasgia-Spartiorrema, du mont Paluki, et enfin du Mont Giusi (A, B, C, D, fig. 48).

a. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR PELASGIA-SPARTIORREMA.

Entre les ruines du vieux village de Spartia, à l'Ouest, et la route Pelasgia-Kiparis-sion, à l'Est, l'unité de Loggitsion est continue et constituée de séries plissées ou écaillées, où sont représentés, non seulement les calcaires siliceux et les radiolarites triasiques, mais aussi des ensembles importants de pillow-lavas.

a1. Coupe au Nord de Pelasgia (fig. 48 A).

Une coupe effectuée sur la crête principale située au Nord de Pelasgia montre une alternance de calcaires siliceux, de radiolarites rouges et de pillow-lavas violacés, sous le Crétacé supérieur légèrement chevauchant. Du Nord au Sud et de bas en haut, on note (fig. 48 A) :

- (1) des calcaires siliceux en plaquettes ;
- (2) des bancs radiolaritiques rouges et des pélites rouge lie de vin ;
- (3) des pillow-lavas ;
- (4) des calcaires siliceux, gris et rouges, à bancs siliceux rouges ;
- (5) des pillow-lavas ;
- (6) les niveaux calcaires et flyschoides du Crétacé supérieur, nettement tectonisés à la base.

Les calcaires siliceux (4) ont livré des Conodontes du Norien moyen (haut) - supérieur (dét. Kauffmann) : *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Gondolella navicula steinbergensis* Mosher, *Epigondolella* sp., *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *pectiniformis* (Huckriede), *Ozarkodina* sp. Latéralement, quelques centaines de mètres plus à l'Est, ces mêmes niveaux calcaires siliceux (4), situés à proximité du Crétacé supérieur, contiennent : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Prioniodina muelleri* (Tatge), *Metaprioniodus suevicus* (Tatge), du Norien inférieur (selon Kozur).

Par ailleurs, les calcaires siliceux du petit sommet coté 493 m, situés dans le prolongement, vers l'Est, des calcaires siliceux inférieurs -mais il existe peut-être une faille verticale entre les deux affleurements- ont pu être datés de la base du Norien supérieur (Kauffmann) par : *Epigondolella bidentata* Mosher, *E. postera* (Kozur et Mostler), *Gondolella* sp., *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (Tatge) et *Prioniodina sweeti transita* Kozur et Mostler.

Ces datations permettent de penser que la superposition des niveaux calcaires siliceux (4) et (1) est bien d'origine tectonique et non pas stratigraphique, et que la série triasique initiale devait être de même type que celle qui affleure au Nord du Mega Kotroni (fig. 46) avec des pillow-lavas -très épais dans le secteur Myli-Pelasgia- surmontés de calcaires siliceux essentiellement du Norien.

a2. Les affleurements triasiques de Spartiorrema (fig. 48 B).

La vallée dite Spartiorrema, à l'Est de la crête du Mega Kotroni (fig. 48 B), recoupe, vers 400 m d'altitude, des calcaires bréchiques du Dogger-Malm surmontés de radiolarites et localement de copeaux de serpentines (unité du Pirkaki), recouvertes tectoniquement par des calcaires plus ou moins siliceux. Ces derniers, qui sont des calcaires en plaquettes, gris dans l'ensemble mais rouges à la base, présentant localement des filaments, appartiennent incontestablement à l'unité de Loggitsion. Ils contiennent (dét. Kozur) : *Metapolygnathys abneptis spatulatus* (Hayashi), *M. abneptis abneptis* (Huckriede) et *Gondolella* sp., du Norien inférieur-moyen ; une association à *M. abneptis abneptis* (Huckriede), *Gondolella* sp. (juvénile) et *M. abneptis permicus* (Hayashi) permet même de dater plus précisément le Norien inférieur.

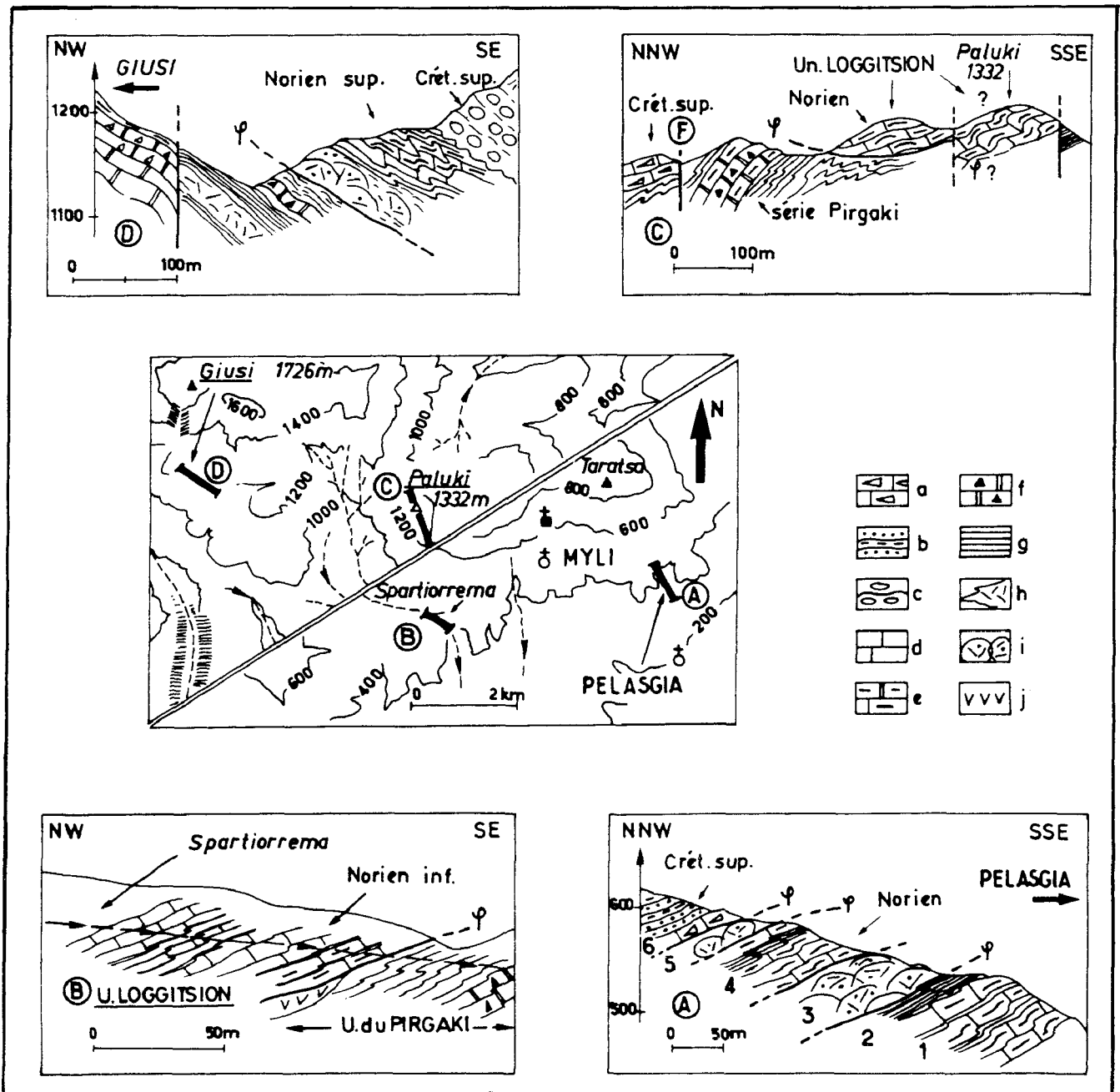


Fig. 48. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Affleurements orientaux d'Othrys. (cf. noms soulignés fig. 45).
a à c. Crétacé supérieur. - a. calcaires à débris de rudistes. - b. flysch. - c. conglomérats. -
d à j. Trias Jurassique. - d à f. Calcaires triasiques (une barre) et jurassiques (double barre).
 d. fins. - e. siliceux. - f. microbréchiques. - g. radiolarites. - h. laves basaltiques. - i. c.
 pillow-lavas. - j. serpentinites.

b. LA KLIPPE DU MONT PALUKI, 1 332 m.

Une klippe de l'unité de Loggitsion couronne le sommet du mont Paluki (fig. 48 C), horst isolé au sein des calcaires du Crétacé supérieur. Les calcaires siliceux observés ont livré (dét. Kauffmann) :

- *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hahashi), *E. triangularis* (Budurov), *Gondolella* sp., *Priodina sweeti* n. sp. du Carnien terminal-base du Norien supérieur ;

- *Epigondolella abneptis echinata* (Hayashi), *E. postera* (Kozur et Mostler), *Gondolella navicula steinbergensis* Mosher, *Parvigondolella andrusova* Kozur et Mock, *Prioniodina (Cypridodella) sp.* et *Prioniodina sweeti transita* Kozur et Mostler, du Norien moyen (terminal) au Norien supérieur basal.

c. LE VERSANT SUD DU MONT GIUSI, 1 726 m.

Sur le flanc méridional du mont Giusi (fig. 48 D), entre les formations calcaro-siliceuses de l'unité du Pirgaki au Nord, et les épais conglomérats du Crétacé supérieur au Sud, affleure une série appartenant à l'unité de Loggitsion : pillow-lavas (spilites amygdalaires) à la base, bancs siliceux et calcaires siliceux au sommet. Ces derniers contiennent des Conodontes intéressants (dét. Kozur) : *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), *M. bidentatus* (Mosher), du Norien supérieur, et plus précisément de la partie inférieure de la zone à *M. bidentatus* du Sevastien inférieur.

B. LE TRIAS DE LA NAPPE DE LOGGITSION SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DE L'OTHRYS CENTRALE.

Deux secteurs principaux d'affleurements, séparés par la rivière Dramalis de direction Est-Ouest, peuvent être distingués en Othrys centrale (fig. 45) : le secteur septentrional, centré sur les villages d'Anavra et de Neochorion, et le secteur méridional de Loggitsion, décalé vers l'Est par rapport au précédent, où l'on peut noter la présence de deux unités superposées.

1. LE SECTEUR MERIDIONAL : LES AFFLEUREMENTS DE LOGGITSION.

Trois ensembles d'affleurements peuvent y être distingués : une bande principale de direction NE-SW, comprenant les villages de Loggitsion et de Dristela, au sein de laquelle seront choisis les coupes de référence, et des affleurements situés à l'Est et à l'Ouest de cette bande principale, respectivement dans les secteurs de Neraïda et de Limogardi, qui ne seront décrits qu'à titre de compléments.

a. LES AFFLEUREMENTS DE LOGGITSION-DRISTELA.

ai. Coupe du mont Diakopi (fig. 49).

Cette coupe a déjà été signalée par Beck (1972) qui y décrit des calcaires siliceux à Conodontes du Carnien-Norien. J'ai moi-même repris l'étude de ce secteur et levé de nombreuses coupes sur le flanc occidental de la Dristelorrema. C'est l'une de ces coupes, faite en direction NNW-SSE entre le mont Diakopi au Nord et le fond de la Dristelorrema, à 500 m d'altitude environ, au Sud, qui est décrite ci-dessous.

Du Sud au Nord et de bas en haut, on peut distinguer (fig. 49) :

- (1) et (2), un ensemble (1) de calcaires bréchiques et fins du Dogger-Malm (*Protopenoplis striata* Weynschenk), intercalés de radiolarites rouges, surmonté d'une formation pélitique siliceuse à blocs éruptifs (2), spilites notamment ;
- (3) une masse importante de laves spilites violettes, à amygdales de calcite, où l'on reconnaît des structures en pillow-lavas associées à des pélites et des niveaux siliceux, de teintes variées, plus épais à la partie supérieure ;
- (4) 50 m (parfois réduits à 10 m) de calcaires gris siliceux, à Conodontes, en bancs de 20 cm à 1 m d'épaisseur, de type pelsparite ou biomicrite à filaments, entrecoupés de niveaux siliceux rouges ;
- (5) une formation pélitique de teinte rouge lie de vie, à petits bancs carbonatés, indurés, qui soulignent l'importance des plissements. Le passage aux calcaires sous-jacents est progressif et les plaquettes calcaires de la base des pélites contiennent encore des Conodontes noriens ;

(6) à (8), un nouvel ensemble de pillow-lavas (6) surmonté de radiolarites (7) et de calcaires gris, à lits siliceux (8), semblables aux niveaux (3a), (3b) et (4) de l'unité sous-jacente.

Les niveaux calcaires inférieurs (4) et supérieurs (8) ont livré de nombreuses associations de Conodontes. Seules les plus intéressantes, du point de vue stratigraphique, figurent ci-après :

- calcaires siliceux de l'unité inférieure (4) (dét. Kauffmann) : *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede), *E. abneptis echinata* (Hayashi), *E. permica* (Hayashi), *Ozarkodina* sp. et *Parvigondolella andrusovi* Kozur et Mock, du Norien (à l'exclusion de la partie haute du Norien supérieur) ;
- calcaires siliceux de l'unité supérieure (8) (juste à l'Est de la Chapelle Ag. Marina) ; plusieurs associations noriennes ont été mises en évidence :
 - le Norien inférieur (dét. Kozur) : *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi) fréquent, *M. abneptis abneptis* (Huckriede) rare, *Gondolella hallstattensis* (Mosher) ;
 - le Norien moyen (inférieur p.p.) (dét. Kozur) : *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hayashi), *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher), *Prioniodina excavata* Mosher, *Grodella ? hersteinensis* Kozur et Mostler ;
 - le Norien supérieur (dét. Kauffmann) : *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *E. bidentata* Mosher, *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher).

Ces différentes datations confirment le caractère normal de la série de l'unité supérieure, proche de la chapelle Ag. Marina.

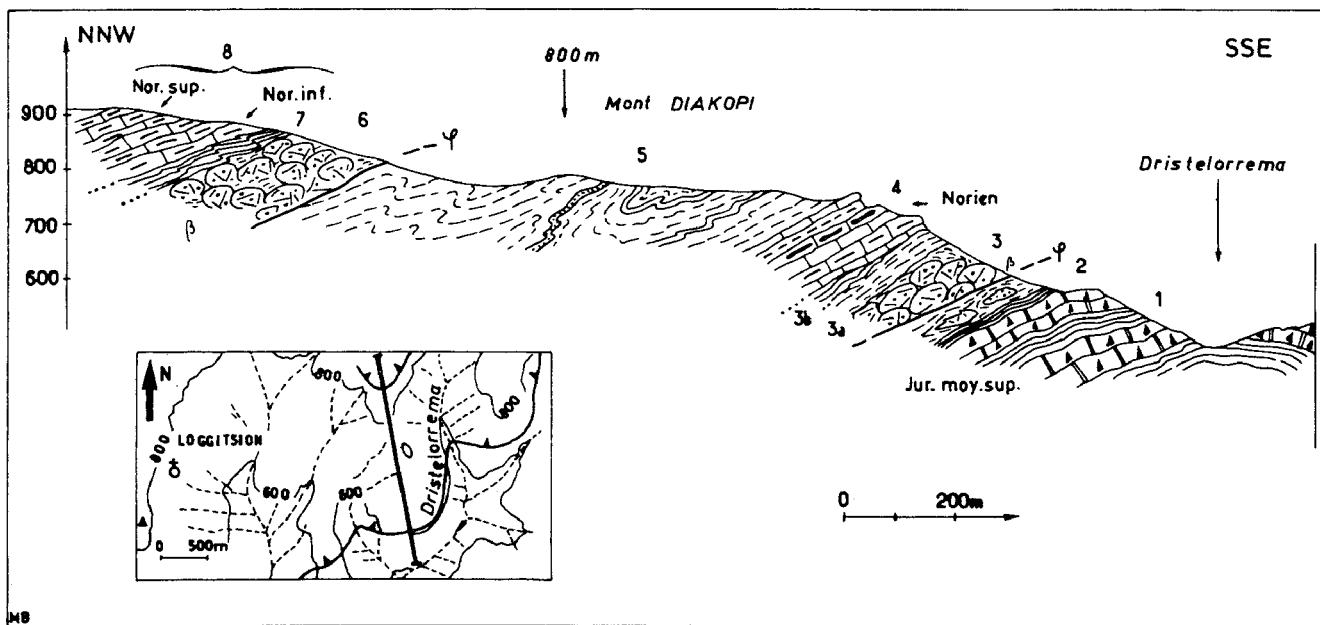


Fig. 49. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe du Diakopi (Othrys centrale). TL 4, fig. 45.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

a2. Les affleurements du secteur de Dristela (fig. 45).

Les séries décrites en bordure de la Dristelorrema (vallée de Dristela) peuvent être suivies vers le Nord jusqu'au village de bergers de Dristela. Dans ce secteur, des calcaires siliceux à Conodontes encadrés par des pillow-lavas à la base, et des pélites au sommet, affleurent des deux côtés de la vallée. Un niveau plurimétrique de radiolarites rouges s'intercale entre les pillow-lavas et les calcaires siliceux à Conodontes.

Des calcaires prélevés au Sud-Est de Dristela, sur le flanc oriental de la vallée (Dristelorrrema) ont livré des associations du Norien inférieur (élevé) - supérieur (bas) à *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) et *Cornudina brevimiralis minor* Kozur, et du Norien supérieur à *Epigondolella bidentata* Mostler et *Gondolella navicula steinbergensis* Mosher (dét. Kauffmann).

A l'Ouest de Dristela, des séries identiques, qui assurent une liaison continue avec le secteur d'affleurement septentrional d'Anavra-Neochorion, affleurent le long de la rivière Dramalis. Un kilomètre à l'Ouest de Dristela, des calcaires siliceux ont livré des Conodontes dont *Epigondolella nodosa* (Hayashi) du Carnien supérieur (haut) - Norien basal (dét. Kauffmann). Plus à l'Ouest encore, sur la rive septentrionale de la Dramalis, cette même formation contient *Epigondolella bidentata* Mosher et *Epigondolella multidentata* Mosher, du Norien supérieur.

b. COMPLEMENTS : LES AFFLEUREMENTS DE NERAIDA ET DE LIMOGARDI.

De part et d'autre du secteur type Loggitsion-Dristela, c'est-à-dire à l'Est (Neraida) et à l'Ouest (Limogardi), existe un certain nombre d'affleurements que l'on peut rattacher aux unités de Loggitsion.

b1. Les affleurements du secteur de Neraida.

Dans le secteur compris entre la vallée de Dristela (Dristelorrrema) à l'Ouest, et le mont Gortses (1 012 m) à l'Est, affleurent des séries constituées essentiellement de calcaires siliceux, de radiolarites et de pillow-lavas violets à grosses amygdales de calcite (Marinos *et al.*, "carte de Styliis", 1957 ; Beck, 1972 ; Ferrière, 1974b ; Smith *et al.*, 1975).

L'attribution de certains calcaires bréchiques à *Protopeneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm, aux séries de type Pirgaki-Garmeni Rachi, me paraît peu douteuse. C'est l'hypothèse retenue par Beck (1972) et moi-même (Ferrière, 1974b) pour les affleurements situés à l'Ouest de Paleo-Neraida, alors que Smith *et al.* (1975) les attribuent à la "Tzudi sequence", correspondant à peu près à la série de Loggitsion. En revanche, le doute subsiste pour certains affleurements situés à l'Est de Dristela et près de Neraida. Dans ce dernier secteur, la découverte de Conodontes m'a permis de mettre en évidence des unités tectoniques superposées et d'établir des équivalences avec les séries typiques de Loggitsion. C'est le cas notamment pour les affleurements décrits ci-dessous, du secteur compris entre Neraida et le mont Gortses.

b1.1. Les klippes du Megali Rachi, au Sud du mont Koromilia, 1 309 m (fig. 50).

Ces klippes (Ferrière, 1979) sont constituées de calcaires siliceux à Conodontes. Il s'agit en fait de deux klippes superposées, reposant sur un soubassement constitué de radiolarites et de calcaires bréchiques, du Dogger-Malm (fig. 50) :

- la klippe supérieure (contact de base à 800 m d'altitude environ) : elle est formée des trois termes lithologiques successifs déjà observés au Megakotroni par exemple (fig. 46), à savoir, de bas en haut : des pillow-lavas, quelques mètres de radiolarites rouges, des calcaires siliceux à filaments. Les Conodontes observés : *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler), *Neogondolella* (formes juvéniles) et *Enantiognathus* sp. indiquent un âge compris entre le Norien inférieur terminal et le Norien supérieur basal ;
- la klippe inférieure (contact de base à 700 m d'altitude environ) : elle est constituée, à la base, d'une alternance de calcaires gris ou rouges et de bancs siliceux rouges, et au sommet, de calcaires gris, plus massifs, à rognons de silex roses ou à lits siliceux. Les Conodontes permettent de reconnaître de bas en haut, le Norien inférieur, moyen et supérieur :
 - le Norien inférieur (dét. Kozur) à *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), modérément évolué, *Gondolella* n. sp. A ;
 - le Norien moyen (dét. Kozur) à *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), spécimens évolués, *M. multidentatus* (Mosher) et *Gondolella navicula steinbergensis* (Mosher) ;
 - le Norien supérieur (dét. Kauffmann) à *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Neogondolella* juvénile et surtout *Epigondolella bidentata* Mosher.

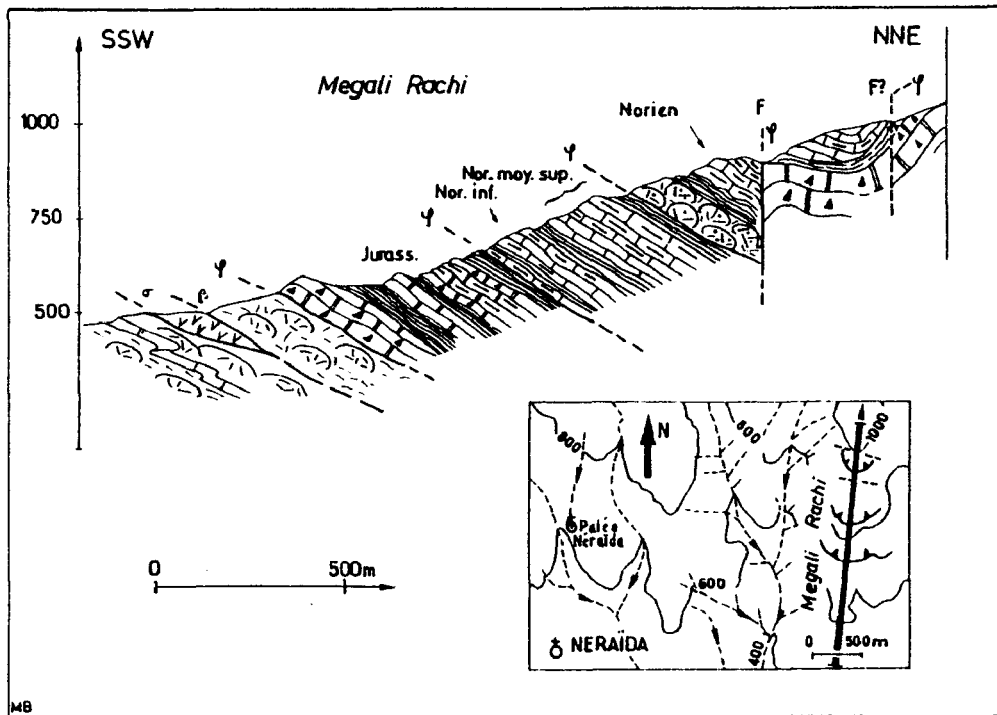


Fig. 50. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe du Megali Rachi (Othrys centrale S). TL 3, 45.
Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b1.2. La klippe de la crête méridionale du mont Kerassia au Nord-Est de Paleo-Neraïda (fig. 45).

A la base (820 m d'altitude) affleurent des calcaires siliceux roses ou rouges, parfois dolomitiques, qui sont surmontés de calcaires gris à silex gris du Norien. Un niveau situé dans le tiers inférieur de ces calcaires gris contient *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) et *Ozarkodina* sp., d'âge norien inférieur élevé-norien supérieur basal.

b1.3. Interprétation.

Alors que la série de la klippe supérieure de la crête de Megali Rachi peut être rapportée sans hésitation aux séries de type Loggitsion, les séries des klippes inférieures présentent des calcaires rouges plus épais dont le faciès rappelle parfois le Trias des unités de Pirgaki-Garmeni Rachi. Mais il s'agit probablement là de simples convergences de faciès, dans la mesure où les microbrèches caractéristiques de ces séries de Pirgaki-Garmeni sont très peu développées.

b2. Les affleurements du secteur de Limogardi.

Je n'ai pas étudié en détail ces affleurements situés à l'Est de Loggitsion et limités de toutes parts par les calcaires massifs du Crétacé supérieur. Smith *et al.* (1975) y figurent des formations appartenant à la "Tsudi sequence", équivalente d'une partie de la série de Loggitsion. Mes propres observations, ainsi que les données acquises dans les régions avoisinantes, sont en faveur de cette interprétation. Il semble même que l'on puisse y distinguer deux unités tectoniques superposées, présentant des séries de type Loggitsion caractérisées par des calcaires siliceux du Trias supérieur à Conodontes.

2. LE SECTEUR SEPTENTRIONAL : LES AFFLEUREMENTS D'ANAVRA ET DE NEOCHORION.

Deux coupes particulièrement intéressantes, et facilement accessibles à partir des villages d'Anavra et de Neochorion, peuvent être levées dans les vallées d'orientation Est-Ouest qui descendent des hauteurs de l'Othrys. La coupe la plus méridionale, levée à l'Est de Neochorion, est très fossilifère, contrairement à celle d'Anavra ; c'est pourquoi, bien que l'ayant déjà décrite en partie (Ferrière, 1974b, 1977), je la détaillerai ici.

La "Formation de Neochorion" (Smith *et al.*, 1975), qui désigne l'ensemble des calcaires siliceux (du Trias supérieur) et des pélites sus-jacentes de la série de Loggitsion, a été définie dans ce secteur, et probablement dans cette même vallée.

a. COUPE DE LA VALLEE A L'EST DE NEOCHORION.

Sur les calcaires et les radiolarites du Dogger-Malm de l'unité de Garmeni Rachi sous-jacente, correspondant au flanc occidental du mont Meterizia, on rencontre successivement, d'Est en Ouest et de bas en haut (fig. 51) :

- (1) une formation volcano-sédimentaire constituée de niveaux épais (20 à 30 m) de laves spilitiques (pillow-lavas, coulées (1a)), de diabases (?) très altérées associées à des tufs et des hyaloclastites (1c, 1e, 1g), entrecoupés de niveaux sédimentaires siliceux à Radiolaires et de calcaires rouges, très cristallins (1b, 1d, 1f) ;
- (2) 10 à 15 m de radiolarites rouges (bien litées), en bancs pluricentimétriques, à rares niveaux tuffacés verdâtres ;
- (3) 50 m environ de calcaires siliceux en plaquettes, à interlits pélitiques ;
- (4) à (6), une épaisse formation de pélites siliceuses, rouge lie de vin, dans laquelle s'intercalent quelques bancs de calcaires siliceux, microbréchiques (4), surmontée d'une importante unité de laves, parfois en pillow-lavas, brunâtres et très altérées (6). Le contact tectonique est souligné par des masses de serpentines (5) : sortie sud de Neochorion, par exemple.

Les Conodontes extraits des calcaires siliceux ont permis de dater différentes périodes au sein du Norien (niveaux 3a, 3b, 3c, 3d) :

- le Norien inférieur (dét. Kozur) à *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi), *M. abneptis abneptis* (Huckriede) et *Gondolella halstattensis* (Mosher) (3a) ;
- le Norien moyen, ou plus précisément la période comprise entre le Norien inférieur terminal et le Norien supérieur basal (dét. Kauffmann) à *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hayashi) et *E. postera* (Kozur et Mostler) (3b) ;
- la période comprise entre le Norien moyen (haut) et le Norien supérieur (basal) (dét. Kauffmann) à *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hayashi), (*Neo*)*Gondolella navicula steinbergensis* Mosher, *Prioniodina sweeti transita* Kozur et Mostler et *Enantiognathus zieglerei* (Diebel) (3c) ;
- la base du Norien supérieur (dét. Kauffmann), datée par une association de Conodontes proche de la précédente, à *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Epigondolella permica* (Hayashi), *E. abneptis abneptis* (Huckriede), *Prioniodina (Cypridodella) sp.*, *Gondolella navicula steinbergensis* Mosher, mais aussi *Epigondolella bidentata* Mosher (3d).

b. COMPLEMENTS.

La coupe d'Anavra : le long du chemin qui relie le centre du village d'Anavra à la chapelle située plus au Sud-Est, on peut observer, sur le flanc d'une colline arrondie, de teinte violacée, les différents termes de la série de Loggitsion, bien que la formation volcano-sédimentaire de base y soit peu épaisse et tectonisée (carte fig. 51).

Les calcaires siliceux présentent parfois des microfaciès caractéristiques, tels que des biomicrites à filaments, mais ils n'ont jamais fourni de Conodontes, malgré des recherches répétées (+).

Au Sud-Ouest de Neochorion, des calcaires à Conodontes (du Carnien supérieur-Norien supérieur) ont pu être retrouvés jusqu'au pied septentrional du mont Paleokastro (1 121 m), formé de calcaires du Crétacé supérieur.

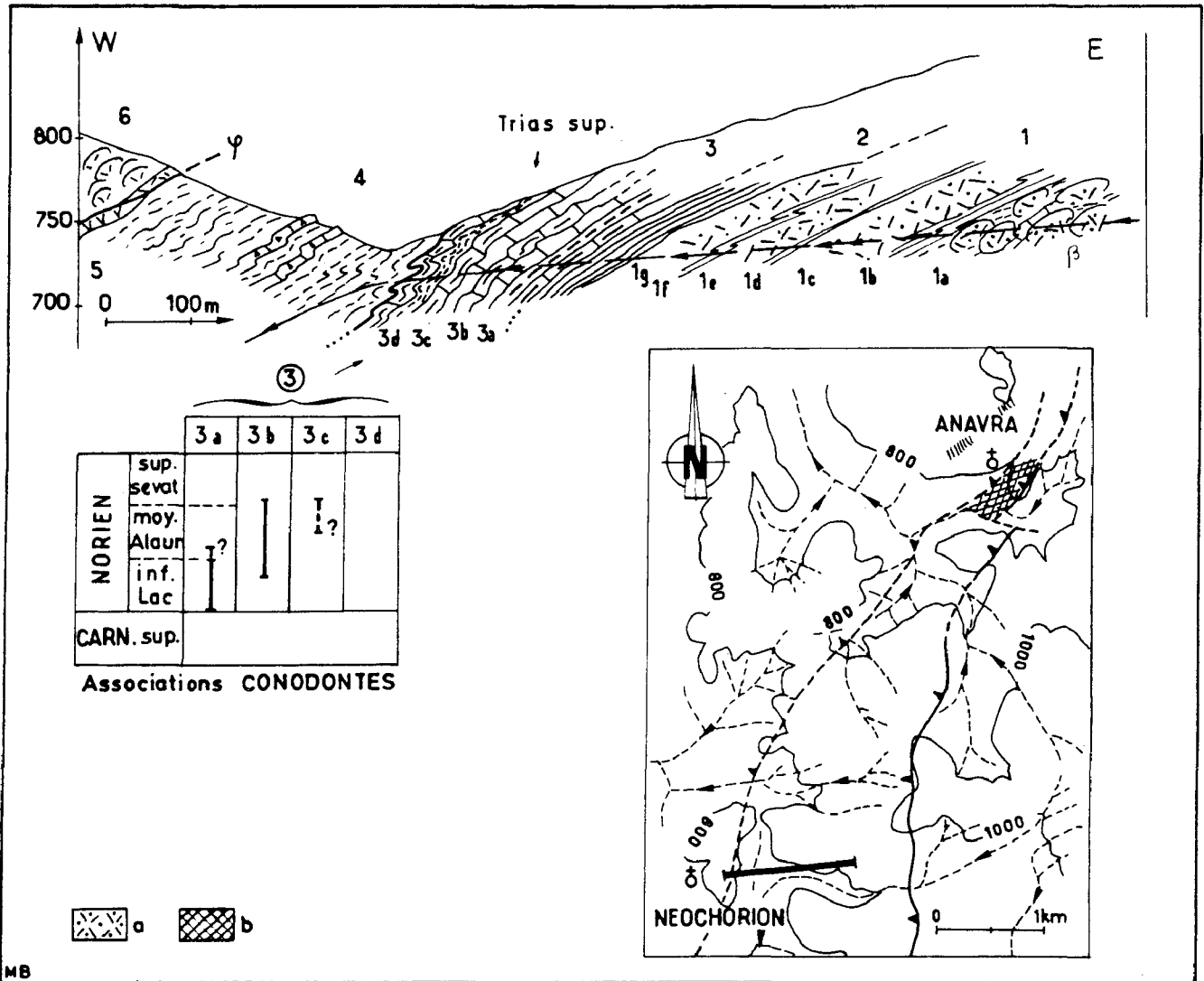


Fig. 51. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe de Neochorion (Othrys centrale N) TL 5, fig. 45.

Coupe. - Numéros : voir texte. - a. Tufs, hyaloclastites, laves altérées.

Carte. - b. Calcaires triasiques (?) d'Anavra.

C. LE TRIAS DE LA NAPPE DE LOGGITSION DANS LE SECTEUR LAMIA-DOMOKOS (OTHYRS OCCIDENTALE).

Comme dans le secteur Anavra-Neochorion en Othrys centrale, des séries de type Loggitsion, formées de pillow-lavas violets, de calcaires siliceux et de pélites, apparaissent sous une unité supérieure très puissante de pillow-lavas brun-vert, de petite taille (unité de Fourca). Ces séries constituent deux unités tectoniques bien visibles dans la région située au Nord de Lamia : l'unité supérieure de la nappe de Loggitsion, dite unité de Kalamakion, et l'unité inférieure de cette même nappe, dite unité d'Agrilia.

(+) C'est pour cette raison que la preuve de l'existence de l'unité de Loggitsion n'a pu être apportée dès 1972, alors que les autres unités tectoniques d'Othrys centrale étaient déjà assez bien datées (Ferrière, 1972).

1. LE TRIAS DE L'UNITE D'AGRILIA.

Cette unité inférieure est visible en deux endroits (fig. 45) : d'une part, à l'Est de la route Lamia-Farsala, sur le flanc de la profonde vallée de la rivière Xerias, en amont de son confluent avec la Sipetorrema, vers 350 m d'altitude, et d'autre part, dans les collines situées juste au Nord du village d'Agrilia. C'est ce dernier secteur d'affleurement que j'étudierai en détail.

a. LES AFFLEUREMENTS DE LA COLLINE SITUEE ENTRE AGRILIA ET LA RIVIERE PLITANAKI.

a1. Coupe SE-NW entre Agrilia et le sommet de la colline (fig. 52).

En partant du petit village d'Agrilia (5 km au Nord-Ouest de Lamia), et en se dirigeant vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire vers la vallée du Plitanaki et le couvent Ag. Anna, on rencontre successivement, de bas en haut (fig. 52 A) :

- (1) une épaisse formation de pillow-lavas, de couleur violette, à amygdales de calcite dans laquelle s'intercalent parfois des roches sédimentaires siliceuses de couleur pâle et des roches éruptives sombres, riches en olivine (picrites) (paragraphe IX : volcanisme triasique) ;
- (2) 10 m environ de radiolarites, rouge vif, en plaquettes. Ces dernières disparaissent à la faveur de disharmonies locales, mais sont bien visibles par exemple sur le flanc oriental de la vallée de direction Nord-Sud qui descend vers Agrilia ;
- (3) un ensemble apparemment épais (150 à 200 m environ) de calcaires siliceux, à passées radiolaritiques avec, de bas en haut :
 - une alternance de calcaires gris clair ou gris-noir, de type biomicrite à filaments (Halobies) ou intrapelsparite, et de lits siliceux jaune clair (3a) ;
 - une formation à jaspes rouge vif et calcaires violacés fins ou finement graveleux (3b) ;
- (4) des pélites à intercalations de calcaires microbréchiques polygéniques, remaniant des Involutines du Trias supérieur.

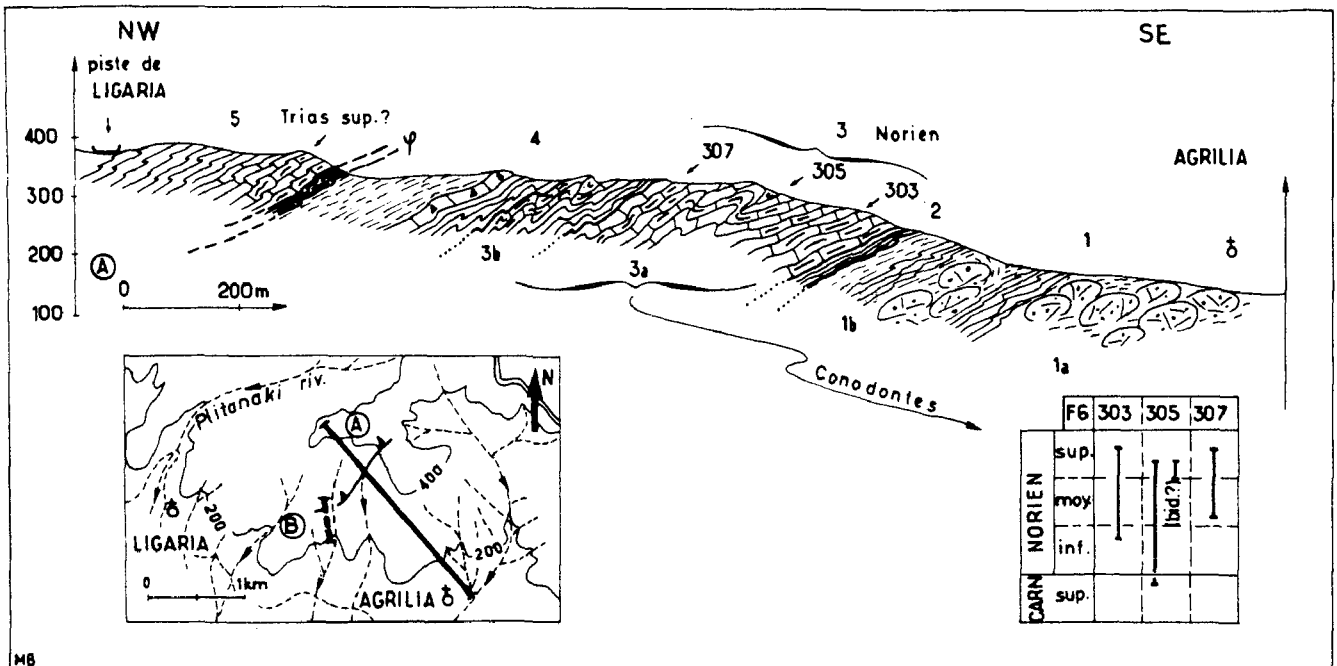


Fig. 52. - Trias maliaque. U. supérieure de Loggitsion. Coupe d'Agrilia (Othrys centrale). TL 7, fig. 45.
Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Les bancs de calcaires siliceux (3a) et (3b) sont riches en Conodontes qui ont permis de dater le Norien :

- les niveaux de base (éch. 303) contiennent (dét. Kauffmann) : *Neogondolella* (forme juvénile), *Epigondolella* (forme juvénile), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel) et surtout *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler), connus au sommet du Norien inférieur et au Norien supérieur p.p. ;
- 10 m au-dessus (éch. 305 ; dét. Kozur), *Prioniodina muelleri* (Tatge), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), indiquent le Norien inférieur-base du Norien supérieur. Selon Kauffmann, *Epigondolella bidentata* Mosher pourrait être également présent ; ce niveau correspondrait alors à la base du Norien supérieur ;
- 40 à 50 m au-dessus du contact de base, au niveau où des plis importants apparaissent au sein des calcaires siliceux, on note (éch. 307 ; dét. Kauffmann) : *Ozarkodina tortilis* (Tatge), *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler), *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher), du Norien moyen (haut) - Norien supérieur (bas).

A l'extrémité nord du village d'Agrilia, des calcaires siliceux ont donné *Epigondolella bidentata* Mosher, du Norien supérieur (dét. Kauffmann).

a2. Données complémentaires relatives aux calcaires siliceux : coupe à l'Ouest d'Agrilia (fig. 53).

Une belle coupe des calcaires siliceux peut être levée dans un vallon situé entre les villages d'Agrilia et de Ligaria, 1,5 km à l'Ouest d'Agrilia, près de l'endroit où la route se rapproche des affleurements triasiques.

La succession lithologique observée rappelle celle de la coupe d'Agrilia, avec notamment l'apparition de radiolarites et de pélites à la partie supérieure de la formation calcaire. Les associations de Conodontes reconnues (dét. Kauffmann, sauf F3-209, due à Kozur) sont toutes du Norien et pour certaines, de la partie moyenne du Norien. De bas en haut, le long du vallon, on note (fig. 53) :

- F3-204 : *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hayashi), *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher), du Norien inférieur-moyen et plus probablement du Norien moyen, d'après la dernière forme citée (dét. Kauffmann) ;
- F3-209 : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi) fréquent, du Norien inférieur-moyen (dét. Kozur) ;
- F3-210 : *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Neohindeodella* sp., *Prioniodina sweeti transita* Kozur et Mostler, *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hayashi), *E. postera* (Kozur et Mostler) et *E. bidentata* Mosher, de la partie basale du Norien supérieur ;
- F3-212 : *Neohindeodella triassica triassica* (Müller) ;
- F3-214 : *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede), *E. permica* (Hayashi), *E. postera* (Kozur et Mostler) et *(Neo)Gondolella navicula steinbergensis* her, du Norien moyen (haut) - Norien supérieur (basal) ;
- F3-216 : *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Neogondolella* sp., *Epigondolella abneptis* (Huckriede) et *E. permica* (Hayashi), du Carnien terminal-Norien moyen (ou supérieur basal) ;
- F3-222 : *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Epigondolella abneptis* (Huckriede) et *Neogondolella* sp. du Carnien terminal-Norien supérieur (bas).

Les associations de Conodontes indiquent que l'essentiel des calcaires siliceux appartient au Norien, mais elles ne permettent pas de préciser la géométrie de cette série. La partie supérieure de la série n'a pas livré de Conodontes ; il s'agit peut-être déjà du Rhétien-Lias, à moins qu'il ne s'agisse de la base d'une unité tectonique supérieure.

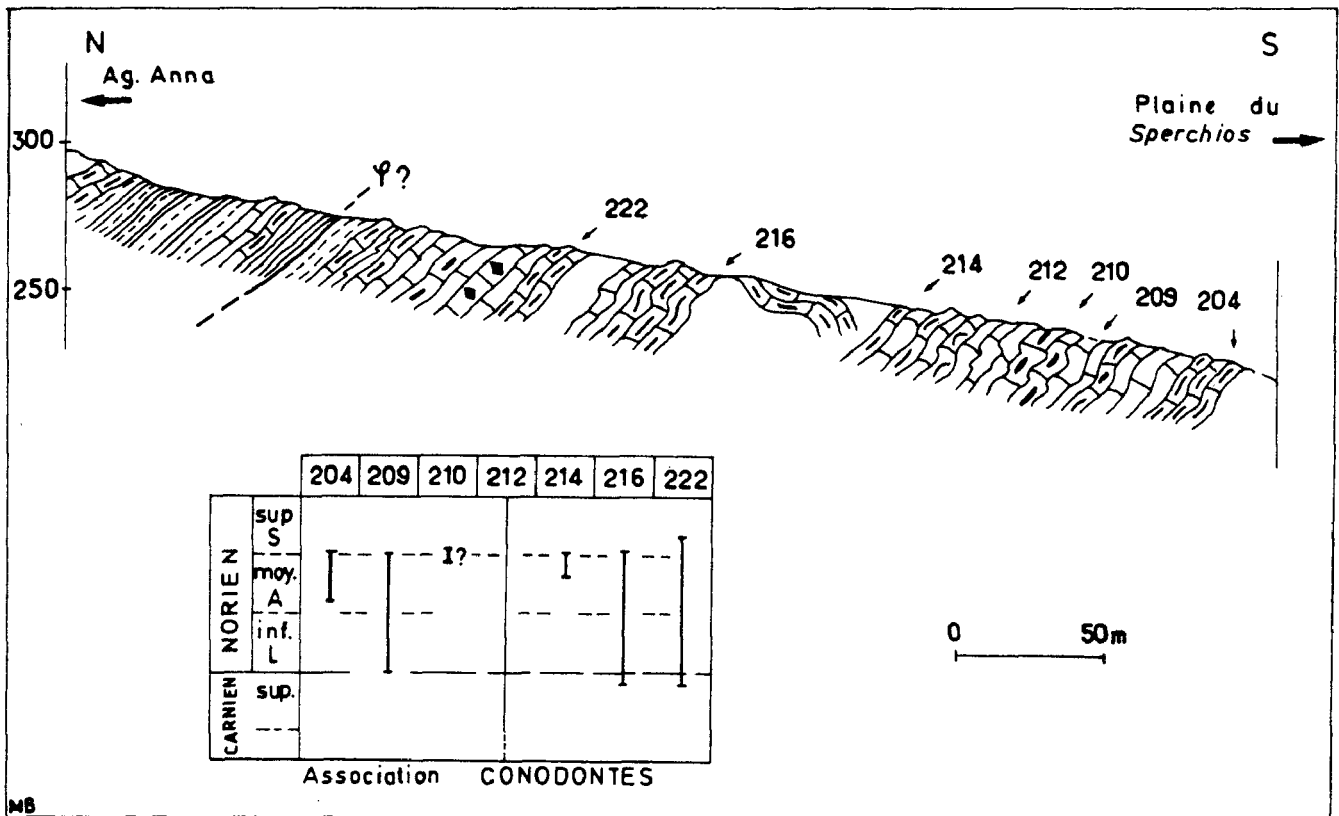


Fig. 53. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe à l'Ouest d'Agria (Othrys occidentale). TL 8, fig. 45 et B, fig. 52.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. L'UNITE INFERIEURE A L'EST DE LA ROUTE LAMIA-FARSALA.

Ce sont surtout les niveaux supérieurs pélitiques à bancs de microbrèches calcaires qui affleurent dans cette région, sous l'unité de Loggitsion-Kalamakion mais, au Nord, des calcaires siliceux sont également visibles.

b1. Les calcaires siliceux.

Au pied sud de la crête du Kassimatis, au fond de la vallée, les pillow-lavas violets de l'unité supérieure recouvrent directement des calcaires siliceux à *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *Gondolella* sp., *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Prioniodina muelleri* (Tatge), *Prioniodina sweeti* Kozur et Mock, du Norien inférieur-moyen (dét. Kozur).

b2. Les pélites et les calcaires microbréchiques.

A l'Est du monastère Maria Magdalena, sous l'unité de Kalamakion, on observe, au sein de pélites violacées, des calcaires de type intra(micro)sparites peu fossilifères (1, fig. 54). Le seul fossile reconnu est *Galeanella porticoae* Zaninetti et Brönnimann, du Norien. De ce fait, une partie des pélites -celle qui est située sous les calcaires- pourrait appartenir au Trias (Norien). Toutefois, il n'est pas possible de déterminer si les rares spécimens de Galéanelles observés sont, ou non, remaniés.

2. LE TRIAS DE L'UNITE DE KALAMAKION.

Nous étudierons successivement trois coupes, en commençant par la plus orientale.

a. COUPE DU MONASTERE MARIA MAGDALENA.

La coupe est levée sur le flanc nord de la vallée qui coule vers l'Est, depuis le monastère Maria Magdalena, entre le mont Paliokoulia et le sommet coté 668 m, puis sur son flanc méridional, pour la partie supérieure de la série.

Sur les pélites violacées à bancs de calcaires microbréchiques à Galéanelles (*cf. supra*) de l'unité inférieure d'Agrilia (1), on observe (*fig. 54*) :

- (2) 50 m environ de pillow-lavas de couleur violette, mylonitisés, à la base de l'unité supérieure ;
- (3) quelques mètres de radiolarites rouges, parfois absentes ;
- (4) une formation de calcaires siliceux, gris-noir, à filaments épais et rectilignes (Halobies), ou de couleur claire (crème), de type biomicrite, à Radiolaires et filaments courbes et souples, et de niveaux de jaspes et radiolarites de couleur rouge.
Des calcaires siliceux, prélevés dans la moitié supérieure de cette formation, ont livré des Conodontes dont *Epigondolella pseudodiebeli* Kozur (dét. Kauffmann), du Carnien supérieur-Norien inférieur ;
- (5) 40 m environ de jaspes et de radiolarites rouges, à intercalations calcaires de teinte rouge également ;
- (6) après un hiatus d'observation de quelques mètres, à nouveau une formation de jaspes et radiolarites, jaunes à la base, rouges au sommet, à bancs calcaires de couleur claire, gris-beige, à Radiolaires et Conodontes du Trias moyen-supérieur (dét. Kozur) : *Neohindeodella triassica* (Müller), *N. dropla* Spasov et Ganév, *Encantlogmathus ziegleri* (Diebel) ;
- (7) des pélites violacées, au niveau de la route Lamia-Larissa ;
- (8) un ensemble chaotique, intensément tectonisé, où s'observent des copeaux de serpentine ou de pillow-lavas violacés, et des radiolarites rouges à bancs calcaires affectés de nombreux plis métriques (axes b, de direction N 30 à N 70), visibles dans le virage de l'ancienne route goudronnée ;
- (9) des pillow-lavas, brun-vert, de petite taille, appartenant à l'unité supérieure de Fourca, séparés des niveaux précédents par une faille verticale.

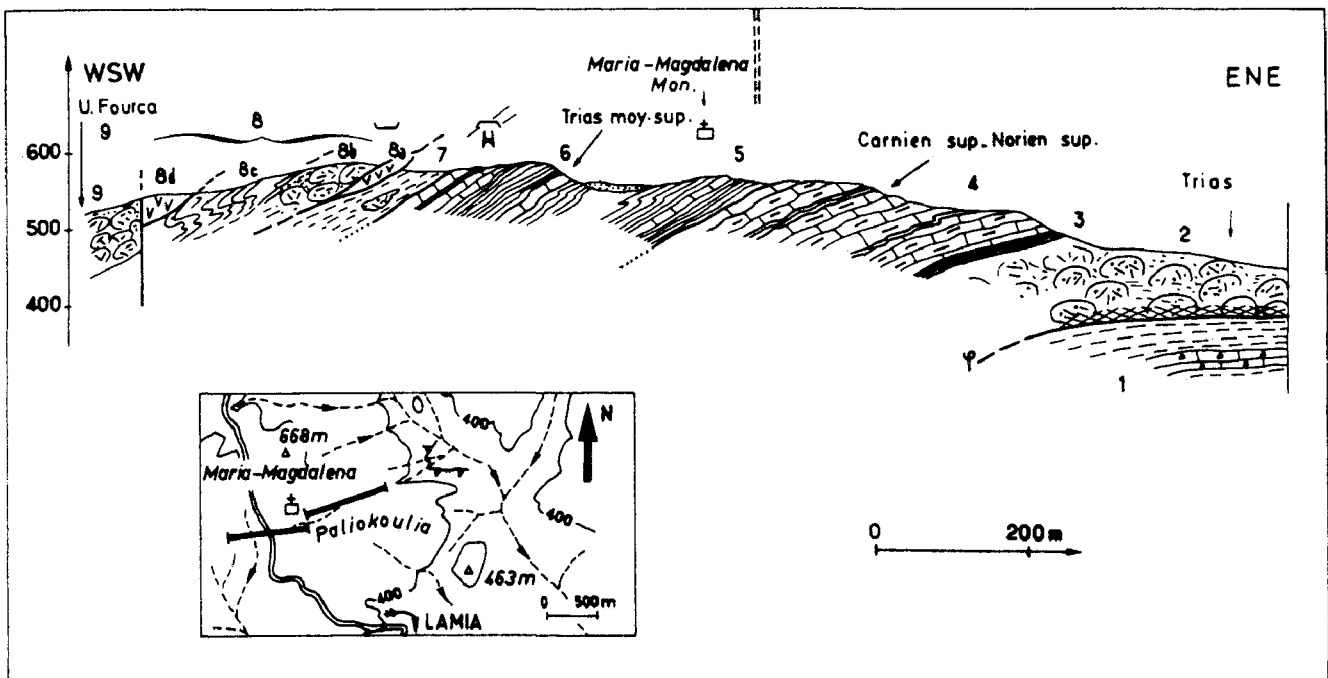


Fig. 54. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe du monastère Maria-Magdalena (Othrys occidentale). TL 6, fig. 45.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Cette coupe montre à nouveau des niveaux de jaspes et de radiolarites (5) au sommet de la formation des calcaires siliceux à Conodontes (4). L'existence d'un hiatus d'observation ne permet pas de dire si l'ensemble siliceux à Conodontes (6) correspond à la partie supérieure de la série où à une écaille tectonique indépendante. La ressemblance entre les niveaux (5 et 6) plaide en faveur de la première hypothèse, à savoir celle d'une série continue. Une partie des jaspes et radiolarites (5 et 6 *pro parte*) appartiendrait donc encore au Trias.

b. COUPE AU NORD D'AGRILIA.

Cette coupe correspond à la prolongation, vers le Nord Ouest, de la coupe décrite précédemment, lors de l'étude des séries de l'unité inférieure d'Agrilia (+).

Sur les pélites violacées (1b) à calcaires microbréchiques (1a) de l'unité inférieure (1), affleurent successivement, du Sud-Est au Nord-Ouest et de bas en haut (fig. 55) :

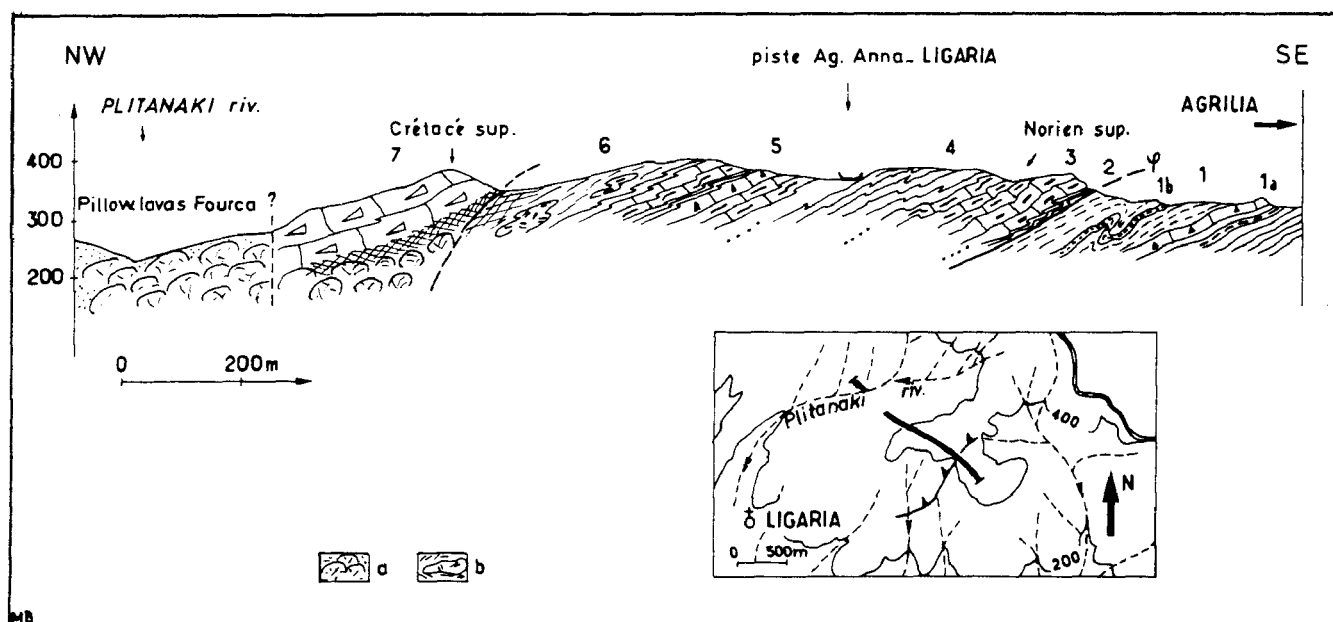


Fig. 55. - Trias maliaque. U. Loggitsion. Coupe d'Agrilia-Nord (Othrys occidentale). TL 9, fig. 45.

Numéros : voir texte. - a. laves brunes en pillow. - b. mélange de pélites et de laves écrasées. Autres figurés : fig. 5.

- (2) quelques mètres de jaspes verts ;
- (3) 30 m environ de calcaires gris à silex, à Radiolaires et filaments souples, intensément tectonisés. Deux associations de Conodontes y sont observées : *Gondolella* sp. et *Neohindeodella* sp. du Trias moyen-supérieur, ainsi que *Neohindeodella* sp., *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (Tatge), *Epigondolella* (forme juvénile) et surtout *Epigondolella bidentata* Mosher, du Norien supérieur (dét. Kauffmann) ;
- (4) des radiolarites, de couleur rouge vif, visibles en bordure de la piste qui suit la crête de la colline ;

(+) Hynes *et al.* (1972), puis Smith *et al.* (1975) attribuent ces séries à la "Formation des calcaires de Meterizia", c'est-à-dire aux séries de type Garmeni-Rachi et Pirgaki. Il s'agit là d'une erreur probablement due au fait que ces auteurs ont admis qu'il n'existait qu'une unité tectonique dans cette colline, dont la série aurait été caractérisée par une grande épaisseur de calcaires (épaisseur cumulée des calcaires des deux unités), et l'existence de niveaux microbréchiques au coeur -apparent- de la masse calcaire.

- (5) une alternance de calcaires fins, à silex et Radiolaires, et de bancs holosiliceux de jaspes et de radiolarites. Un banc calcaire, d'aspect microbréchique, s'y intercale ; il s'agit d'une intramicrosparite qui rappelle, par son microfaciès, les bancs calcaires à Involutinidés remaniés, situés au sein des pélites de l'unité inférieure d'Agrilia sous-jacente (1a) ;
- (6) et (7), un ensemble broyé où l'on reconnaît un mélange de pélites et de roches éruptives, en contact anormal avec des calcaires massifs (7) d'âge crétacé supérieur.

Cette coupe permet de confirmer l'existence d'une importante formation de radiolarites rouges, à la partie supérieure des calcaires à silex du Norien, mais elle montre également la variabilité de ces niveaux supérieurs d'une coupe à l'autre.

c. LES AFFLEUREMENTS DE KALAMAKION.

De beaux affleurements de calcaires à silex existent au Nord du village de Kalamakion, facilement accessible depuis le col de Fourca (800 m d'altitude environ), sur la route Lamia-Farsala, par une piste non goudronnée mais d'assez bonne qualité (fig. 45).

Parmi les associations de Conodontes observées dans cette formation de calcaires siliceux, l'une d'elles a permis de dater le Carnien terminal-Norien basal, grâce à *Epigondolella nodosa* (Hayashi) associé à *Gondolella* sp. (dét. Kauffmann).

Une très belle coupe, permettant d'étudier la partie supérieure des calcaires à silex, est visible à la sortie nord du village de Kalamakion ; malheureusement, les quelques échantillons traités n'ont pas permis de déterminer si les derniers bancs calcaires appartenaient ou non au Trias.

3. AUTRES AFFLEUREMENTS.

Des séries semblables à celles qui affleurent près de Lamia existent en divers secteurs de l'Othrys occidentale, au Sud de la plaine de Xinias, mais aussi au Nord, le plus souvent à proximité des unités ophiolitiques. J'exclurai ici les séries du secteur de Grammeni-Archanion, qui présentent certaines particularités (*cf. infra* ; paragraphe V, D).

a. AFFLEUREMENTS SITUÉS AU SUD DE LA PLAINE DE XINIAS.

Entre la route Lamia-Farsala et le méridien du village de Moschokarya, de nombreuses séries, constituées des trois termes lithologiques habituellement présents dans les unités de Loggition (laves, calcaires siliceux, pélites), apparaissent dans de nombreuses petites fenêtres tectoniques creusées au sein de l'unité supérieure des pillow-lavas de Fourca, à l'Ouest du secteur considéré. Je les ai moi-même reconnus au mont Paliokasarma, 4 km à l'Ouest de Kalamakion, alors que Courtin (1979) a pu les dater du Norien grâce aux Conodontes, dans le secteur de Moschokarya.

Je rattacherai à cet ensemble, les deux petits affleurements situés au Nord du village d'Ag. Paraskevi, à l'Est de Lamia, dans une sorte de boutonnière limitée de toutes parts par les calcaires massifs du Crétacé supérieur (+). Ces terrains sont assez recristallisés, mais on y reconnaît, de bas en haut, des pillow-lavas, des calcaires à Conodontes triasiques et des pélites violacées associées à des radiolarites.

Fait exceptionnel pour le massif de l'Othrys, ces séries chevauchent une unité péridotitique ; il s'agit probablement de terrains appartenant à la série de l'unité d'Agrilia, dont le contact avec l'unité péridotitique de la colline de Profitis Ilias, près de Lamia, masqué par des terrains récents, pourrait bien être, par extrapolation, un contact chevauchant (partie Tectonique).

(+) Hynes (1972, Ph. D. non publié) place ces terrains dans un ensemble qu'il nomme "Magnisia Melange".

b. AFFLEUREMENTS SITUES AU NORD DE LA PLAINE DE XINIAS.

Mes propres observations, assez succinctes il est vrai, et celles rapportées par Courtin (1979) permettent de considérer que les séries constituant la partie orientale de la colline du Stroggili (639 m), isolée au sein de la plaine de Xinias, au Sud-Est de Domokos, représentent des séries pélagiques de type Loggitsion, à calcaires siliceux très probablement triasiques.

Des affleurements plus intéressants existent au Nord-Ouest de la plaine de Xinias, dans le mont Katsichorachi. Il s'agit d'un ensemble d'écaillés soulignant le front des zones internes et qui représentent, par ailleurs, les affleurements les plus septentrionaux des séries indubitablement de type maliaque et même de type "Loggitsion". Après que j'y aie reconnu les principaux faciès caractéristiques de ces séries maliaques les plus "pélagiques", et notamment les calcaires siliceux à Conodontes, Courtin (1979) a effectué une étude détaillée de ces séries et montré l'existence de plusieurs unités tectoniques superposées. Les associations de Conodontes rapportées par cet auteur permettent de dater le Norien inférieur (d'après Kozur) à *Gondolella hallstattensis* (Mosher) et *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi).

D. LE TRIAS PELAGIQUE DU SECTEUR GRAMMENI-ARCHANION (OTHRYS OCCIDENTALE).

Les séries triasiques décrites ci-dessous appartiennent à des unités tectoniques qui occupent, par rapport à l'unité supérieure des pillow-lavas de Fourca, la même position structurale que les unités de Loggitsion dites de Kalamakion et d'Agrilia, mais présentent des séries possédant quelques particularités stratigraphiques.

La région de Grammeni-Archanion est devenue classique à la suite de la découverte par Mitzopoulos et Renz (1938) d'Ammonites du Trias moyen et du Carnien dans des blocs de calcaires rouges noduleux, situés entre les villages de Grammeni, à l'Est, et d'Archanion, à l'Ouest. Une étude plus approfondie des séries de ce secteur a été effectuée par Koch et Nicolaus (1969), à l'occasion du lever de la carte à 1/50 000 de Sperkhias (Kallergis *et al.*, 1970), et surtout par Courtin (1979). Pour ma part, j'ai, dans un premier temps, étudié succinctement la transversale Kastri-Grammeni-Trilofon, et mis en évidence à cette occasion des Conodontes d'âge triasique dans les calcaires de la colline de Grammeni et dans divers blocs isolés de faciès ammonitico-rosso. Cette étude préliminaire a été poursuivie et développée par Courtin, qui a mis en évidence dans ce secteur, des séries de type pélagique (Tourla) ou partiellement néritique (Trilofon ; paragraphe II, C), et précisé la stratigraphie des séries déjà signalées, telles que les séries de Grammeni et de Kastri. En m'appuyant sur les descriptions faites par Courtin, j'ai moi-même effectué de nouvelles observations qui confirment ou précisent localement les résultats obtenus par cet auteur.

Les principaux faits établis par les différents auteurs seront signalés à l'occasion de l'étude de chacune des coupes.

1. LA SERIE DE GRAMMENI (UNITE INFERIEURE).

La coupe décrite a été levée approximativement sur la ligne de crête de la colline située entre le village de Grammeni, au Nord, et la chapelle Profitis Ilias, au Sud.

a. DESCRIPTION.

Du Nord au Sud, on rencontre successivement (fig. 56 A) :

- (1) une unité chevauchante de pillow-lavas violets, amygdalaires, de 300 à 400 m d'épaisseur ;
- (2) un ensemble chaotique constitué de pélites, de radiolarites et de blocs de laves spilitiques et de calcaires ; la partie supérieure de cet ensemble semble avoir subi une tectonisation importante ;
- (3) une alternance (50 à 80 m) de radiolarites rouges, de calcaires siliceux fins, brun-vert, de calcaires d'aspect microbréchiq ue et de grès jaunâtres ;

- (4) des calcaires gris ou roses, sublithographiques, à silex et intercalations siliceuses rouges. Les Conodontes que j'ai pu extraire des échantillons prélevés ont permis de dater le Norien moyen (élevé) - supérieur (basal) (dét. Kauffmann) : *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler), *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher) et *Hindeodella (Metapriioniodus) spengleri* (Huckriede). Courtin (1979) y signale des associations du Norien inférieur et du Norien (moyen ?) supérieur, à *Epigondolella bidentata*.
- (5) des radiolarites rouges et des pélites au sein desquelles s'observent des calcaires rouges noduleux et des calcaires fins ou finement graveleux à silex ;
- (6) des serpentines qui jalonnent une grande faille verticale, de direction NE-SW, passant près de la chapelle Profitis Ilias et séparant l'ensemble septentrional (niveaux 1 à 5) d'un ensemble méridional (7) ("série de Kastri" de Koch et Nicolaus, 1969) constitué de diabases-dolérites, de schistes violets radiolaritiques, de quelques bancs carbonatés, et d'une épaisse formation gréso-pélimitique, présente près de Kastri.

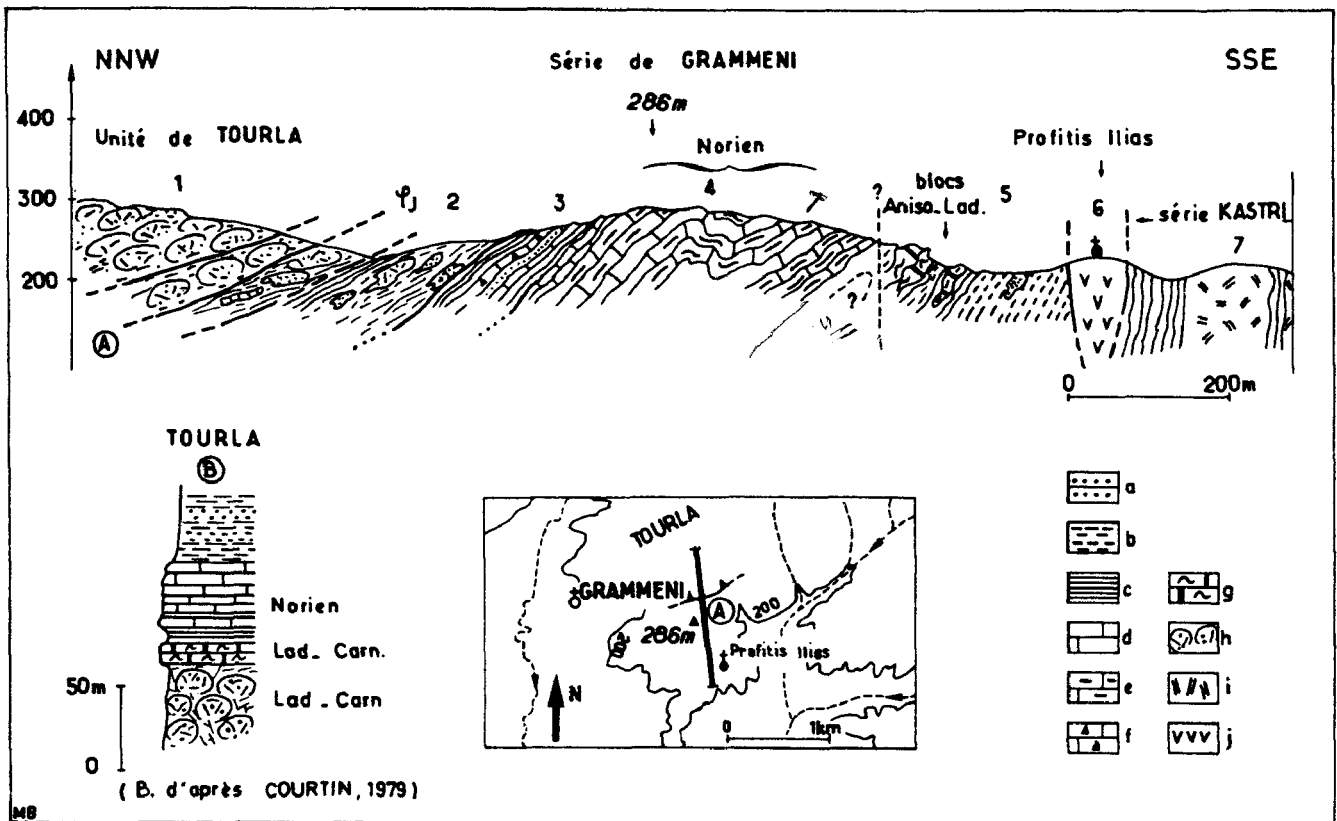


Fig. 56. - Trias maliaque des unités de Loggitsion. Série de Grammeni (A) et de Tourla (B) (Othrys occidentale). TL 10, fig. 45.

Coupe de Grammeni (A). - Numéros : voir texte. - a. grés. - b. pélites. - c. radiolarites. - d à g. Calcaires. - d. fins. - e. siliceux. - f. microbréchiques. - g. noduleux rouges. - h. pillow-lavas violacés. - i. diabases. - j. serpentines.

Colonne de Tourla (B) : même légende (d'après Courtin, 1979, légèrement modifié).

b. INTERPRETATION.

Koch et Nicolaus (1969) ont découvert, juste au Nord de la passée de serpentines, dans l'ensemble (5) qu'ils assimilent à des olistostromes, des blocs de calcaire rouge à Ammonites de l'Anisien-Ladinien moyen. Pour ces auteurs, les blocs observés sont des calcaires semblables à ceux d'Archanion (Renz et Mitzopoulos, 1938) et des calcaires rouges plus denses, typiques

des calcaires siliceux situés au sein des séries radiolaritiques. Quoi qu'il en soit, Koch et Nicolaus considèrent que les niveaux (4) et (5) appartiennent à une seule série continue, présentant de bas en haut, des termes aniso-ladiniens à Ammonites, repris sous forme d'olistostromes au cours du Trias moyen, des calcaires ladiniens à *Teutloporella* sp., et des calcaires à Halobies du Carnien (d'après la légende de la carte Sperkhias, levée par Kallergis *et al.*, 1970).

Pour Courtin (1979), ces blocs représentent également des olistolites, mais ceux-ci seraient resédimentés dans des formations plus récentes, probablement jurassiques.

Ces deux hypothèses sont plausibles : si des calcaires noduleux rouges, *pro parte* du Carnien, sont en effet connus en place dans le secteur étudié dans des séries triasico-jurassiques complètes, telles que la série de Profitis Ilias près de Lamia (Ferrière, 1979), de nombreux blocs de calcaires rouges du Trias moyen-supérieur existent également à l'état de blocs remaniés dans des formations du Jurassique supérieur, par exemple en Othrys centrale près de Prosiolia (Ferrière, 1974 b), ou encore dans cette même série de Profitis Ilias (Ferrière, 1979). Si, dans la première hypothèse l'origine des blocs doit être recherchée à proximité du lieu de formation des olistostromes triasiques, dans la seconde en revanche, diverses possibilités sont envisageables, dans la mesure où il s'agit de phénomènes de resédimentation se produisant lors de phases tectoniques majeures (mise en place des ophiolites). Ainsi, la distance parcourue par les blocs peut être très faible s'il s'agit de processus nés lors des premières compressions (écaillages intra-océaniques par exemple), ou très grande si les remaniements ont eu lieu après un déplacement important des différentes nappes ayant fourni les blocs.

c. CONCLUSIONS.

La série triasique de Grammeni rappelle très nettement les séries de même âge des unités plus orientales, dites unités de Loggitsion (Agrilia-Kalamakion). Une incertitude importante demeure toutefois quant à la présence ou non d'un Ammonitico-Rosso (ou, à la rigueur, d'un olistostrome remaniant de tels faciès) au Trias moyen -et peut-être même au Carnien- au sein de cette série de Grammeni.

2. LA SERIE DE TOURLA (UNITE SUPERIEURE).

La série de Tourla a été décrite par Courtin (1979), qui considère qu'il s'agit de la couverture de l'important ensemble de pillow-lavas situé au Nord de Grammeni. Selon cet auteur, la série de Tourla est constituée des termes suivants (fig. 56 B) :

- des pillow-lavas datés du Ladinien-Carnien moyen par des Ostracodes, des Radiolaires et des Conodontes dont *Lonchodina hungarica* Kozur et Mostler, extraits de calcaires rouges prélevés dans les méats existant entre les pillow-lavas ;
- un ensemble de calcaires en plaquettes et de radiolarites à Conodontes, du Norien. Les calcaires de base seraient des calcaires noduleux rouges, de type ammonitico-rosso, datés comme les laves sous-jacentes du Ladinien-Carnien ;
- une formation détritique périto-gréseuse, probablement jurassique.

Selon Courtin, les calcaires noduleux rouges du Ladinien-Carnien représenteraient les équivalents latéraux des blocs à Ammonites de même âge, signalés près d'Archanion par Mitzopoulos et Renz (1938). J'ai moi-même effectué un certain nombre de prélèvements à l'Est d'Archanion, dans des blocs de calcaires noduleux rouges, de type "ammonitico-rosso" ; les Conodontes extraits de ces blocs donnent des âges apparemment très récents, à savoir (Kauffmann) :

- le Carnien terminal-Norien moyen à *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Chirodella* sp., *Neohindeodella* sp., *Epigondolella* (forme juvénile) et *E. abneptis* (Huckriede) ;
- Le Norien supérieur à *Neohindeodella triassica triassica* (Muller), *N. dropla* (Spasov et Ganév), *Prioniodina excavata* Mosher, *Hindeodella* (*Metapriioniodus*) *anarusova* Kozur et Mostler, *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher) et *Epigondolella bidentata* Mosher.

Les âges de ces blocs sont, au moins dans les cas où des Conodontes ont pu être extraits, plus récents que ceux obtenus par Mitzopoulos et Renz d'après l'étude des Ammonites. Toutefois, bien que situés directement sur les pillow-lavas violacés amygdalaires, il pourrait s'agir de blocs appartenant à une unité tectonique différente de celle de Tourla ; celle de Trilofon par exemple, et ce d'autant plus qu'ils sont surmontés de grès, de laves, de radiolarites, formant un ensemble d'aspect chaotique.

Naturellement, un échantillonnage plus important doit être entrepris avant de proposer des conclusions définitives.

Les calcaires noduleux d'âge ladinien-carnien observés dans la série de Tourla auraient pu alimenter, selon Courtin (1979), les olistostromes -attribués au Trias (Koch et Nicolaus, 1969) ou au Jurassique (Courtin ; *op. cit.*)- de la série de Grammeni. Les âges obtenus sur les calcaires noduleux des séries de Tourla et de Grammeni sont en partie compatibles, mais pourraient être légèrement différents (Anisien-Ladinien d'après les Ammonites dans le premier cas ; Ladinien-Carnien moyen d'après les Conodontes dans le deuxième cas) ; ces différences d'âge éventuelles n'ont pas une signification particulièrement importante dans la mesure où les formations condensées présentent des variations d'âge importantes et rapides, d'un point à un autre.

En résumé, la série de Tourla se distinguerait plus ou moins nettement des séries dites "de Loggitsion" par un plus grand développement des laves triasiques et la présence d'un "ammonitico-rosso" lenticulaire (?) d'âge ladinien-carnien.

E. LES PELITES DES FORMATIONS TRIASIQUES DES SERIES DE LOGGITSION.

Un échantillonnage relativement important a été effectué sur les pélites des séries triasico-jurassiques de Loggitsion. Ces pélites, et plus particulièrement les argiles qu'elles contiennent, ont été étudiées en détail au laboratoire de sédimentologie du Professeur Chamley à Lille, par Holtzappfel.

En ce qui concerne les formations triasiques de la série de Loggitsion, quinze échantillons indubitablement de cet âge, ont été prélevés dans différents niveaux à l'Est de Neochorion, en Othrys centrale (fig. 57). D'autres échantillons, provenant des formations pélitiques recouvrant les calcaires à Conodontes, sont peut-être d'âge triasique, mais cela n'a pu être démontré.

Les résultats de cette étude (Holtzappfel, 1981 ; Holtzappfel et Ferrière, 1982) qui sont résumés sur la figure jointe (fig. 57) n'ont pu aboutir à la reconstitution précise des paléoenvironnements (bassin maliaque) du fait de l'existence d'une diagenèse importante, même dans les séries apparemment peu transformées de l'Othrys centrale et occidentale.

1. LES MINERAUX RECONNUS.

a. MINERAUX NON ARGILEUX : QUARTZ, FELDSPATH, GOETHITE ET OPALE.

Ces différents minéraux existent dans les formations sédimentaires associées aux laves de la base de la série. Quartz et feldspath sont présents dans les radiolarites, alors que seul le quartz est bien développé dans les pélites intercalées dans les bancs calcaro-siliceux à Conodontes du Carnien-Norien.

b. MINERAUX ARGILEUX.

- Illite : elle est présente dans tous les échantillons.

- Chlorite : elle apparaît toujours mal cristallisée et est absente des formations carbonatées et pélitiques du Trias supérieur.

- Interstratifiés irréguliers : ils sont presque toujours présents et constituent de 10 à 40 % de la fraction étudiée (10-14v ; 10-14s ; 14c-14s).

- Interstratifiés réguliers : deux types principaux ont été reconnus par Holtzappfel (*op. cit.*) : des interstratifiés réguliers de type 14c-14v et 14c-14s (corrensite) et d'autres, de type 14v-14s, correspondant en fait à une série continue de minéraux à comportement smectitique 14v-14s(s) ou vermiculitique 14v-14s(v) dominant.

Les corrensites sont particulièrement abondantes dans les termes volcano-sédimentaires supérieurs d'âge trias moyen-supérieur (p.p.).

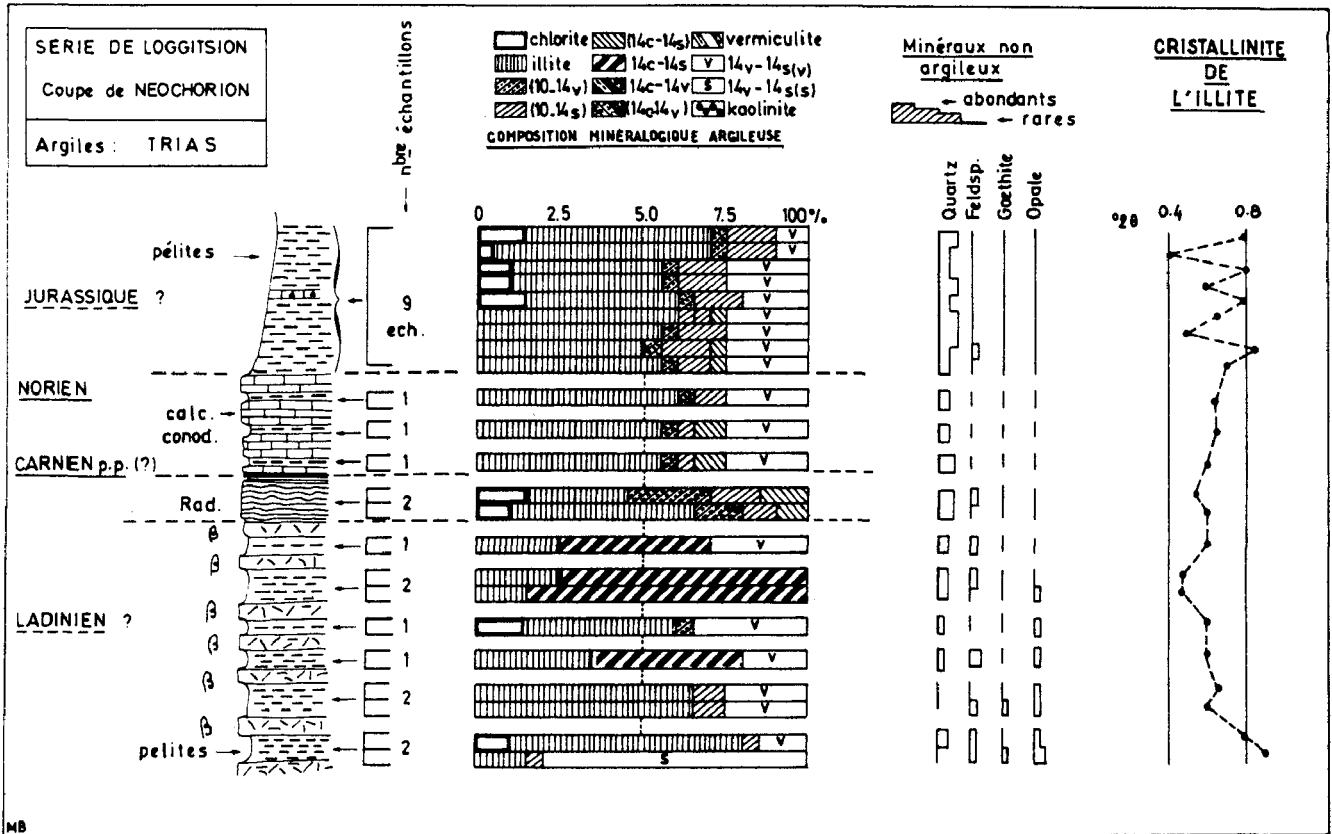


Fig. 57. - Analyse des argiles des formations pélitiques triasiques d'Othrys. La série de Loggitsion (d'après Holtzappfel 1981 et Holtzappfel et Ferrière, 1982).

2. INTERPRÉTATION.

a. VARIATIONS VERTICALES.

Le spectre des minéraux argileux varie en fonction de la nature lithologique des formations dans lesquelles s'intercalent les pélites étudiées.

Ainsi, pour la série triasique de Loggitsion, on distingue clairement :

- les pélites des formations volcano-sédimentaires (base de la série) qui, bien que variables dans le détail, sont les seules à contenir des corrensites ;
- les pélites des radiolarites, dépourvues d'interstratifiés réguliers et riches en irréguliers ;
- les pélites des formations carbonatées, proches de la composition de l'ensemble pélitique supérieur (Jurassique ?).

La cristallinité de l'illite ne montre pas de variations significatives du bas vers le haut de la série triasique, et même triasico-jurassique qui, rappelons le, est peu épaisse.

b. LE PALEOENVIRONNEMENT.

La diagenèse qui affecte les minéraux argileux, bien que variable selon les types lithologiques étudiés (elle est faible dans les radiolarites), est suffisante pour empêcher leur utilisation à des fins de reconstitution paléogéographique.

Cependant, si l'on se place dans un contexte de genèse de marge débutant par une phase de "rifting", on peut être surpris de la constance d'ensemble (verticalement) du spectre des minéraux argileux, notamment en ce qui concerne les pourcentages d'illite. Les seules variations importantes semblent en effet être liées à l'influence du phénomène effusif (richesse en corrensite ?) plutôt qu'à d'éventuelles variations d'approvisionnement en matériel argileux en fonction de l'évolution des apports continentaux.

F. CONCLUSIONS SUR LE TRIAS DES SERIES DE LA NAPPE DE LOGGITSION.

Les séries triasiques des unités de la nappe de Loggitsion sont remarquables par la constance des caractères qui s'y observent, de Pelasgia (Othrys orientale) au front des zones internes, quelle que soit, par ailleurs, la position structurale des unités tectoniques (Agrilia et Kalamakion par exemple) qui constituent cette nappe de Loggitsion.

De bas en haut, on reconnaît :

- des laves basaltiques associées à de rares trachytes, le plus souvent en pillow-lavas (100 à 200 m environ), caractérisées par leur couleur violette, l'importance des amygdales de calcite et la grande taille des coussins. Les études pétrographiques et géochimiques (cf. *infra* ; paragraphe IX) indiquent qu'il pourrait s'agir d'une série transitionnelle à tendance alcaline.

L'âge de ces laves est en général anté-norien, et plus précisément anté-carnien supérieur (Platania) d'après l'âge de leur couverture, ou ladinien-carnien moyen d'après la microfaune dégagée des méats de ces pillow ;

- des radiolarites rouges (5 à 10 m), en lits pluricentimétriques ;

- des calcaires siliceux à Conodontes (30 à 100 m environ), d'âge norien, ou localement carnien supérieur, et peut-être même plus ancien (Platania).

Ces calcaires passent progressivement vers le haut, à des radiolarites ou, plus souvent, des pélites violacées. La base de ces niveaux pélitiques ou radiolaritiques est encore, dans certaines coupes au moins, d'âge triasique.

Les principales variations reconnues ou envisageables concernent :

- l'ensemble effusif de base (Ladino-Carnien ?), qui peut être constitué de masses très importantes de pillow-lavas (série de Tourla, unité d'Agrilia...) associées à des coulées et des brèches pyroclastiques, ou qui peut se présenter sous la forme d'un volcano-sédimentaire où alternent des niveaux effusifs, des tufs et des sédiments siliceux (Neochorion) ;

- la présence éventuelle de calcaires de type "ammonitico-rosso" d'âge ladinien-carnien moyen à la base de la couverture calcaire des niveaux effusifs (série de Tourla, selon Courtin, 1979), ou d'âge aniso-ladinien, mais remaniés dans des formations de type olistostromes, également à la base de la série calcaire (série de Grammeni : Koch et Nicolaus, 1969).

La série triasique de Loggitsion est particulièrement intéressante dans la mesure où ses faciès indiquent une profondeur de dépôt relativement importante (voir conclusions générales relatives au Trias). Seules les séries pindiques ou celles de ses marges (Vardoussia) peuvent être comparées à cette série triasique de Loggitsion. Les termes de comparaison sont plus rares dans les zones internes ; les plus proches par leurs faciès semblent d'ailleurs pouvoir appartenir au même "bassin maliaque" : c'est le cas de certaines séries d'Eubée (Katsikatsos, 1979) et d'Argolide (Vrielynck, 1978, 1980).

VI. LE TRIAS DES SERIES SITUÉES EN BORDURE DU SPERCHIOS (SERIES DE PROFITIS ILIAS ET DE KASTRI)

Je décrirai successivement les affleurements de la colline de Profitis Ilias, située près de Lamia, où le Trias, quoique réduit, est bien caractérisé par les Conodontes (Ferrière, 1979), puis les affleurements de Kastri, près de Grammeni, dont l'âge n'est pas déterminé avec certitude. Il s'agit des "Kastri beds" de Koch et Nicolaus (1969) supposés du Permien-Trias inférieur (?), ou "série de Kastri" de Courtin (1979) qui admet un âge jurassique. Dans la mesure

où cette "série de Kastri" se rapproche plus d'un volcano-sédimentaire caractérisé par la contemporanéité approximative des processus sédimentaires et éruptifs que d'un "volcano-détritique" chaotique, où les différents éléments constitutifs sont en général repris et resédimentés, d'une part, et que dans le massif de l'Othrys, les formations volcano-sédimentaires sont surtout développées au Trias, alors que le "Volcano-Détritique" est bien connu au Malm, d'autre part, j'analyserai la série de Kastri dans ce paragraphe consacré au Trias.

A. LE TRIAS DE L'UNITE DE PROFITIS ILIAS.

La série de la colline de Profitis Ilias (374 m), qui borde à l'Ouest la ville de Lamia, présente de nombreuses particularités, tant sur le plan de sa position structurale, que sur le plan stratigraphique. Cette série triasico-jurassique, que j'ai décrite dans une publication antérieure (Ferrière, 1979), est en effet caractérisée par des faciès noduleux, des lacunes de sédimentation, et des brèches à galets pluricentimétriques.

1. COUPE AU SUD DE LA CHAPELLE PROFITIS ILIAS.

Une petite carrière, située vers 160 m d'altitude, 1,5 km au Sud de la chapelle qui marque le sommet de la colline, permet d'observer de bas en haut et du Sud vers le Nord (fig. 58) :

- (1) un ensemble complexe de radiolarites rouges, de grès, de pélites et de laves basaltiques, dans lequel s'intercale un important niveau de trachytes roses, formant relief dans le paysage ;
- (2) des pillow-lavas violets, altérés et écrasés, à amygdales de calcite ;
- (3) 15 à 20 m de calcaires noduleux rouges, roses ou jaunes, à joints stylolithiques, soulignés par des oxydes de fer et de manganèse de couleur plus sombre, à embryons d'Ammonites et Conodontes :
 - les niveaux de base sont datés du Carnien (dét. Kozur et Kauffmann) par *Neohindeodella* sp., *Prioniodina muelleri* (Tatge) et *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov) ;
 - les niveaux supérieurs contiennent (dét. Kauffmann) : *Neohindeodella triassica* (Mueller), *Chirodella gracilis* Mostler, *Epigondolella* juvénile, *E. primitia* Mosher et *E. abneptis* Huckriede, du Carnien supérieur-Norien inférieur ;
- (4) 10 m environ de calcaires bréchiques puis microbréchiques. Les bancs inférieurs contiennent des éléments calcaires à *Protopeneroptis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm, des éléments de calcaires noduleux rouges, provenant probablement du soubassement, et de nombreux éléments de calcaires néritiques à Algues et Involutines, du Trias supérieur. Ces bancs appartiennent déjà au Jurassique moyen-supérieur ; le Norien et le Lias sont donc absents.

2. VARIATIONS LATÉRALES.

De nombreux blocs décamétriques de calcaires gris-rose à silex et de calcaires noduleux rouges à Conodontes, apparaissent au sein de pélites et de radiolarites rouges, avec un pendage identique. Certains de ces blocs sont clairement resédimentés dans des sédiments d'âge jurassique supérieur, mais d'autres pourraient représenter des copeaux triasiques appartenant à la série triasico-jurassique décrite ci-dessus, et individualisés lors des phases tectoniques majeures. Les premiers seront analysés dans un paragraphe particulier ; je ne décrirai ici que les seconds, et plus particulièrement les blocs situés à l'Ouest des niveaux triasiques analysés précédemment (fig. 58), à une altitude comparable. Ces blocs présentent des faciès quelque peu variables :

- des calcaires fins, à Radiolaires et petits filaments contenant : *Gondolella tadpole* Hayashi, *Hibbardella lautissima* (Huckriede), *Prioniodina venusta* (Huckriede), *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Neohindeodella triassica* (Müller), *N. dropla* (Spasov et Ganey) et *Neohindeodella* sp. aff. *triassica riegele* (Mosher), du Cordevolien supérieur-Julien (partie inférieure et moyenne du Carnien) (dét. Kozur). Ce même niveau a également livré *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov) du Carnien (dét. Kauffmann) ;

- des calcaires plus noduleux, également à filaments, à *Epigondolella* cf. *abneptis* (Huckriede), *Neogondolella polygnathiiformis* (Budurov et Stefanov), *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Enantiognathus* sp. et *Neohindeodella* sp. du Carnien (dét. Kauffmann), ainsi que *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede), *Gondolella* sp. et *Gondolella navicula* Huckriede, de la limite du Carnien-Norien, selon Kozur.

En résumé, le Trias de la série de Profitis Ilias se révèle être formé de calcaires plus ou moins noduleux, à embryons d'Ammonites, du Carnien atteignant la limite Carnien-Norien, qui recouvrent des pillow-lavas violacés amygdalaires, des radiolarites et des trachytes.

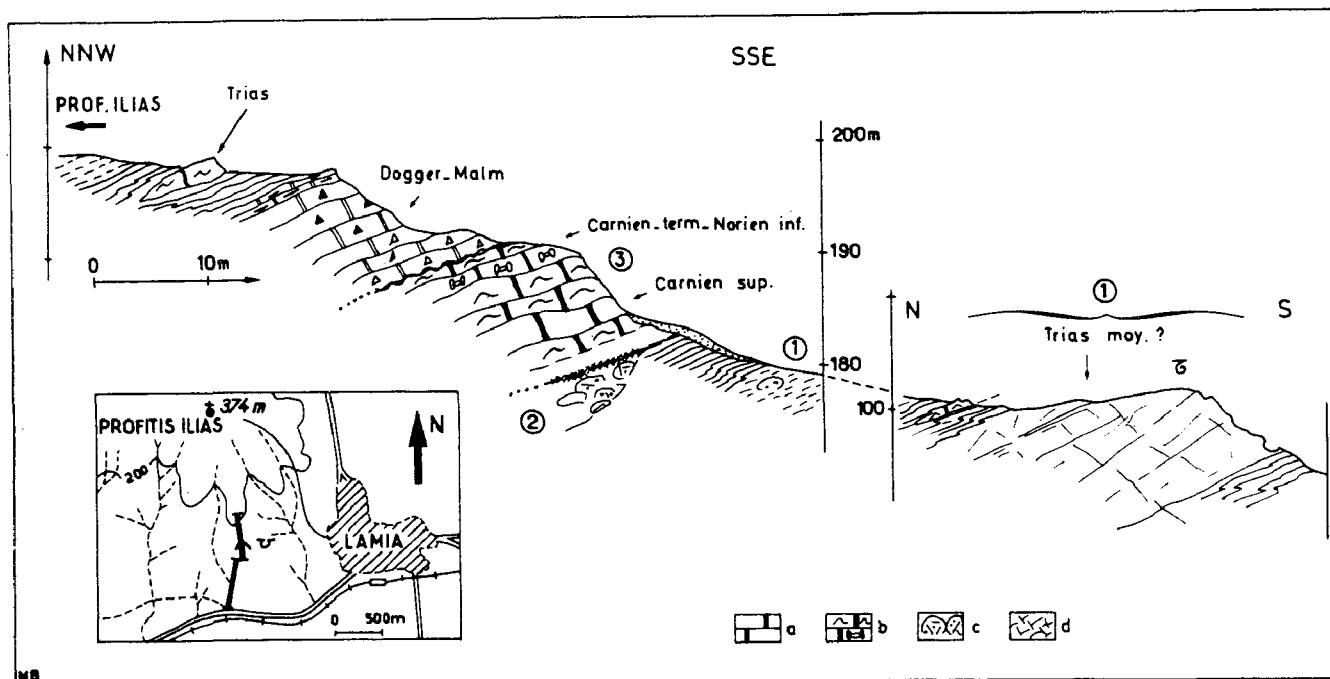


Fig. 58. - Trias maliaque, bordure Sperchios. Coupe de Profitis Ilias (Othrys occidentale). Tsp 1, fig. 45.

Numéros : voir texte. - a. calcaires fins, blancs ou roses. - b. calcaires noduleux à embryons d'Ammonites. - c. laves amygdalaires en pillow. - d. trachytes roses. Autres figurés : fig. 5.

B. LES AFFLEUREMENTS DE KASTRI.

J'ai déjà signalé la présence de ces affleurements particuliers, constitués d'une alternance assez régulière de diabases, de tufs, de grès, de pélites, de radiolarites et de rares niveaux carbonatés, dans le chapitre consacré au Paléozoïque, un âge permien-trias inférieur (?) -qui n'est en fait envisageable que pour une partie de ces affleurements- ayant été proposé par Koch et Nicolaus (1969), à titre d'hypothèse. Si Marinov *et al.* (carte de Lamia, 1967) considèrent qu'il s'agit d'une partie du "Shale-chert-ophiolitic complex", Courtin (1979) insiste sur les affinités qui existent entre la série de Kastri et la base non chaotique de la "Diabase-Radiolarite" du Malm, telle qu'elle est décrite dans les Dinarides yougoslaves par Rampoux (1966, 1970) et Cadet (1970) par exemple.

Cette dernière comparaison me paraît judicieuse, le nom même de la "Formation Diabase-Radiolarite" rappelant particulièrement bien la nature même des principaux termes lithologiques constituant la série de Kastri. Mais l'hypothèse d'un âge triasique (Trias moyen-supérieur) ne doit toutefois pas être négligée ; en effet, les seuls fossiles provenant de ces affleurements sont d'âge triasique, et les formations volcano-sédimentaires de cet âge, connues en Othrys présentent des types lithologiques voisins dont l'agencement (alternances régulières) est parfois comparable (coupe de Néochorion, en Othrys centrale). Des études détaillées, tant sur les roches éruptives que sur les Radiolaires, apporteront peut-être une solution à ce problème.

Sans pour autant rejeter les autres hypothèses, celle d'un âge jurassique notamment, j'analyserai donc la série de Kastri dans ce chapitre consacré aux formations triasiques, ne serait-ce que pour attirer l'attention sur une interprétation possible mais non encore envisagée.

1. COUPE DE KASTRI.

Cette coupe déjà publiée -de façon succincte- *in* Celet *et al.* (1980) est le résultat de mes propres observations et de celles de Courtin (1979).

Au Sud de la chapelle Profitis Ilias, installée sur un corps de péridotites serpentinisées, on rencontre deux ensembles lithologiques principaux (fig. 59) :

- (1) une formation essentiellement diabasique, à intercalations de jaspes et de radiolarites rougeâtres, à pendage subvertical ou pentées vers le Nord (60 à 90°). Quelques niveaux de laves et de pélites grises s'y ajoutent. Selon Courtin (1979), les diabases ont une structure subophitique et contiennent plagioclase, amphibole, opaques et épidote (abondante) ;
- (2) un ensemble de schistes argileux, de grès plus ou moins pélitiques, et de litharénites à débris de roches éruptives ("graywackes"), entrecoupé de niveaux de radiolarites et de calcaires dolomitiques (rares) rouges. Des niveaux à matrice pélitique et blocs décimétriques de calcaires, de grès, de laves, de radiolarites, de quartzites et de brèches effusives y sont signalés par Courtin (B, fig. 59). C'est dans cet ensemble que j'ai observé, à quelques centaines de mètres au Nord du village de Kastri, sur la colline supportant les pylônes de la ligne à haute tension (A', fig. 59), des calcaires à filaments et Conodontes du Trias moyen-supérieur (détermination en cours) dont le pendage sud (30 à 40°) semble indiquer qu'ils supportent des niveaux grés-grawackeux. Ces calcaires n'ont pu être retrouvés latéralement, si bien qu'il pourrait s'agir d'un bloc resédimenté (?).

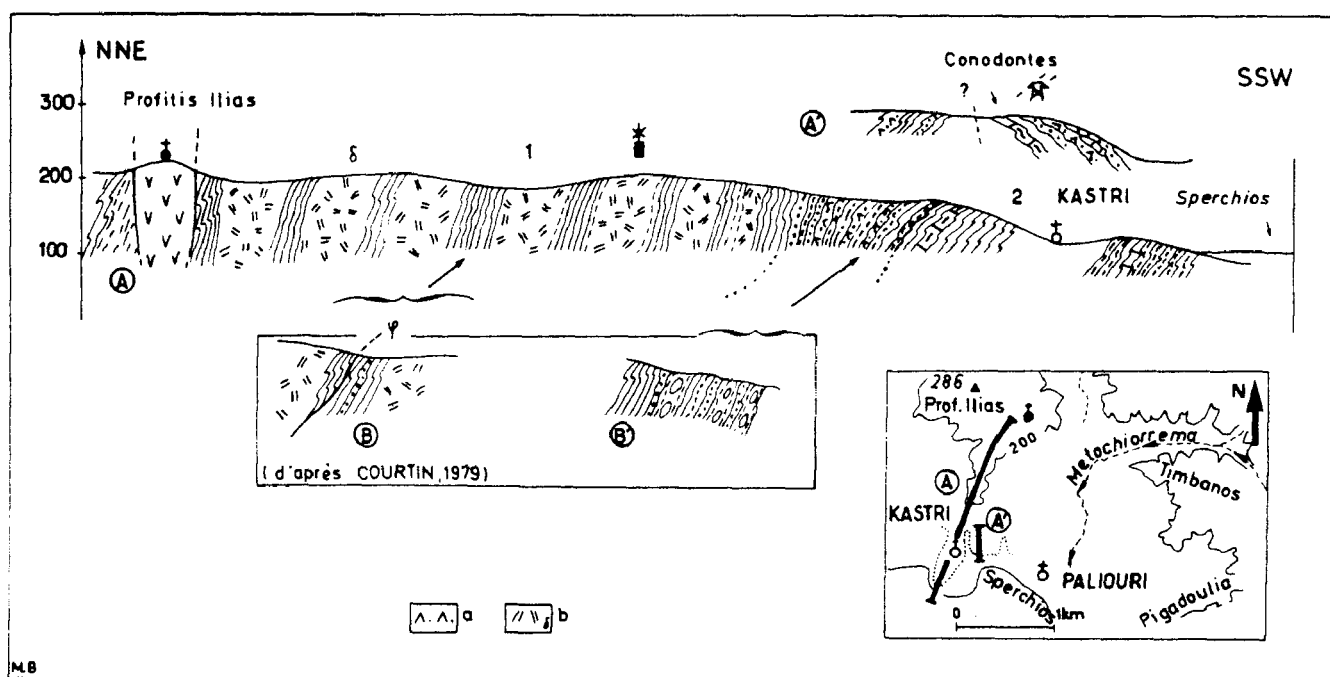


Fig. 59. - Trias de la série de Kastri, bordure du Sperchios (Othrys occidentale). Tsp 2, fig. 45.

Numéros dans le texte. - a. tufs, litharénite à débris éruptifs. - b. diabases. Autres figures : fig. 5.

2. VARIATIONS LATÉRALES.

Des observations de même nature peuvent être faites dans les collines situées à l'Est de Kastri (monts Pigadoulia, Timbanos et Marathos). Des précisions ont été apportées par Courtin (1979) qui signale, dans une matrice argilo-gréseuse, des blocs calcaires à débris d'Echinodermes, Dasycladacées, Foraminifères, et surtout *Baccanella floriformis* Pantic, connue du Ladinien au Norien. Ces affleurements montrent en outre, des intercalations fréquentes de diabases dans des niveaux schisto-radiolaritiques, qui confirment que les deux ensembles lithologiques distingués dans la coupe de Kastri appartiennent bien à une même série.

3. INTERPRÉTATION.

a. COMPARAISON AVEC LES AUTRES SÉRIES D'OTHRYS.

Des niveaux grésopélimitiques, graywackeux et radiolaritiques présentant des faciès proches de ceux de la série de Kastri s'observent quelques kilomètres au Nord de Grammeni, entre les pillow-lavas de Tourla et le village de Trilofon. Un "Complexe filonien" est présent à la partie supérieure de cet ensemble sédimentaire, mais une écaille harzburgitique importante s'intercale entre les deux. Une hypothèse simple est d'admettre que la série de Kastri correspond à la réunion de ces deux unités, redressées à la verticale en bordure du Sperchios pour des raisons tectoniques, en admettant, en outre, la disparition de l'écaille péridotitique vers le Sud. Dans cette hypothèse, la série de Kastri serait très probablement Jurassique (supérieur).

Une analyse détaillée met en revanche en évidence des différences assez marquées entre les affleurements du secteur de Trilofon et ceux de la série de Kastri. C'est ainsi que les alternances régulières de niveaux diabasiques et radiolaritiques ne semblent pas exister dans le complexe filonien situé près de Trilofon. Par ailleurs, il paraît peu probable que l'écaille harzburgitique ait pu disparaître aussi rapidement sans laisser de traces au sein de la série de Kastri ; à moins que celle-ci n'occupe une position structurale différente et ne constitue le corps serpentiniteux associé à la faille de la chapelle Profitis Ilias.

Une comparaison avec les ensembles formés de roches sédimentaires et éruptives d'âge jurassique moyen-supérieur présents en Othrys, révèle des différences majeures. Ces derniers sont essentiellement chaotiques, ce qui n'est pas le cas de la série de Kastri ; et leur base, qui ne présente pas ce caractère chaotique, est surtout pélimitique et radiolaritique et ne contient jamais de masses importantes de roches éruptives, et notamment de diabases ou dolérites.

Comme je l'ai déjà signalé, des ressemblances existent avec certaines formations volcano-sédimentaires triasiques d'Othrys, du point de vue de la nature lithologique des roches qui constituent ces deux ensembles (grès, pélites, radiolarites, diabases), et même de leur agencement (alternance régulière de roches éruptives basiques et de niveaux sédimentaires siliceux, comme à Neochorion en Othrys centrale). Toutefois, une différence importante subsiste : les formations volcano-sédimentaires triasiques connues en Othrys sont surtout riches en laves, alors que la série de Kastri est caractérisée par sa richesse en diabases-dolérites.

b. COMPARAISON AVEC DES FORMATIONS SITUÉES EN DEHORS DU MASSIF DE L'OTHRYS.

Les formations volcano-sédimentaires non chaotiques, riches en diabases, sont assez rares dans les Hellénides : la plus proche, par ses faciès, de la série de Kastri, pourrait être, comme l'a déjà signalé Courtin (1979), la formation à diabases et radiolarites de l'unité d'Aspro Vrissi, datée plus ou moins précisément du Lias-Dogger (Mercier, 1966).

4. CONCLUSIONS.

La série de Kastri, qu'elle soit triasique ou jurassique, présente un certain nombre de particularités par rapport aux autres séries connues en Othrys. Ces particularités pourraient trouver leur origine dans le fait que la série de Kastri, située en bordure du Sperchios, était probablement liée à la structure transversale dite "du Sperchios", connue dès le Trias (Ferrière, 1979) et assimilée par certains auteurs à une paléofaille transformante (Aubouin et Dercourt, 1975).

VII. LES BLOCS DE CALCAIRES PELAGIQUES TRIASIQUES RESEDIMENTES

A. GENERALITES,

Ce problème a été évoqué précédemment, non seulement lors de l'étude de certaines séries triasiques pélagiques (Grammeni, Profitis Ilias...), mais aussi à propos de l'analyse de certains blocs triasiques néritiques du secteur de Trilofon, dans la mesure où certains affleurements de petite dimension peuvent être assimilés soit à des blocs resédimentés, soit à des copeaux tectoniques jalonnant des contacts tectoniques majeurs. La limite entre ces deux types théoriques est d'ailleurs assez floue, puisque très souvent les blocs resédimentés le sont au cours de phases tectoniques importantes, et qu'ils proviennent de la destruction de nappes au cours de leur mise en place tectonique.

Les blocs néritiques d'âge triasique du secteur de Trilofon ont été décrits dans le paragraphe consacré au Trias néritique, bien que du point de vue structural et paléogéographique (?) il eût été plus logique de les analyser après les séries de type Loggitsion (ces blocs néritiques appartiennent en effet à des unités situées entre les unités ophiolitiques au sommet, et celles de Tourla-Grammeni à la base). Ce choix a été fait afin d'établir d'éventuelles affinités entre ces blocs néritiques de Trilofon et les calcaires pélagoniens, en raison des conséquences tectoniques majeures liées à la réponse à cette question. Je rappelle que, pour ma part, je considère qu'il existe des différences importantes entre ces deux types de calcaires néritiques. Comme, par ailleurs, Courtin (1979) considère que ces blocs sont en fait de simples copeaux tectoniques appartenant à une série particulière, la série de Trilofon, il ne m'a pas paru opportun de développer l'étude de ces blocs de Trilofon dans ce paragraphe consacré aux blocs resédimentés ; toutefois, il faut avoir présent à l'esprit que sur le terrain, il s'agit effectivement d'un ensemble de blocs métriques à décamétriques, souvent associés -tectoniquement il est vrai- à des radiolarites.

En conséquence, les blocs qui seront décrits dans ce paragraphe sont principalement constitués de calcaires "pélagiques" siliceux, gris ou roses, parfois noduleux, et contiennent généralement des Conodontes. Je distinguerai deux types d'affleurements : les blocs de calcaires pélagiques nettement étrangers à la série au sein de laquelle ils apparaissent (blocs des formations chaotiques du Malm des séries pélagoniennes, par exemple), et les blocs présentant des affinités marquées avec certains termes lithologiques, triasiques naturellement, des séries auxquelles ils appartiennent (cas des séries situées en bordure du Sperchios (fig. 60).

B. LES BLOCS NE PRESENTANT PAS D'AFFINITES AVEC LES FORMATIONS SOUS-JACENTES,

Il s'agit uniquement de blocs présents dans les formations chaotiques ("Volcano-Détritique") du Malm, appartenant aux unités tectoniques situées à la base du dispositif structural anté-crétacé supérieur d'Othrys. Les séries de Loggitsion les plus typiques ne possèdent en effet ni blocs resédimentés, ni formations chaotiques.

1. LES BLOCS DE CALCAIRES "PELAGIQUES" TRIASIQUES DES FORMATIONS VOLCANO-DETRITIQUES PELAGONIENNES.

De tels affleurements ont été observés en Othrys centrale, à proximité des huttes de bergers de Prosilia d'une part, et près de Pende Vrisses d'autre part.

a. LES AFFLEUREMENTS DE PROSILIA.

Les blocs calcaires sont situés quelques dizaines de mètres au-dessous de la source principale aménagée, utilisée par les bergers de Prosilia (fig. 60 A). Ils forment une masse de 20 à 30 m selon la plus grande longueur, de couleur claire (gris-blanc et rose) qui tranche sur le fond rouge foncé des radiolarites, grès et lavas (pillow-lavas...) du "Volcano-Détritique", supposé appartenir à l'unité pélagonienne inférieure (unité de Prosilia). Ces calcaires nettement resédimentés dans des pélites et radiolarites rouges, ont des faciès variables : blancs à silex roses, gris à filaments et Radiolaires, ou encore roses et noduleux.

Cinq échantillons ont livré des Conodontes. Deux des associations observées donnent des âges assez peu précis (Trias moyen-supérieur et Carnien supérieur-Norien) ; en revanche, les trois autres sont plus significatives. Ces dernières associations se répartissent comme suit (dét. Kauffmann) :

- *Enantiognathus* sp., *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Hindeodella* (*Metapriododus*) *pectiniformis* (Huckriede) et *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher), du Norien moyen-supérieur ;
- *Epigondolella bidentata* Mosher et *Epigondolella* sp., du Norien supérieur ;
- *Epigondolella bidentata* Mosher et *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher), du Norien supérieur.

b. LES AFFLEUREMENTS DE PENDE VRISSES.

Situés quelques centaines de mètres au NNW des sources de Pende Vrisses (fig. 60 A), sous l'unité de Chatala, ces affleurements chaotiques du Malm (?) appartiennent très probablement à l'unité pélagonienne supérieure (unité du Messovouni). Parmi d'autres blocs, existent des calcaires noduleux rouges, à Conodontes, du Norien supérieur (dét. Kauffmann) : *Prioniodina* (*Cypriodella*) *muelleri* (Tatge), *Epigondolella bidentata* Mosher et *Neogondolella navicula steinbergensis* (Mosher).

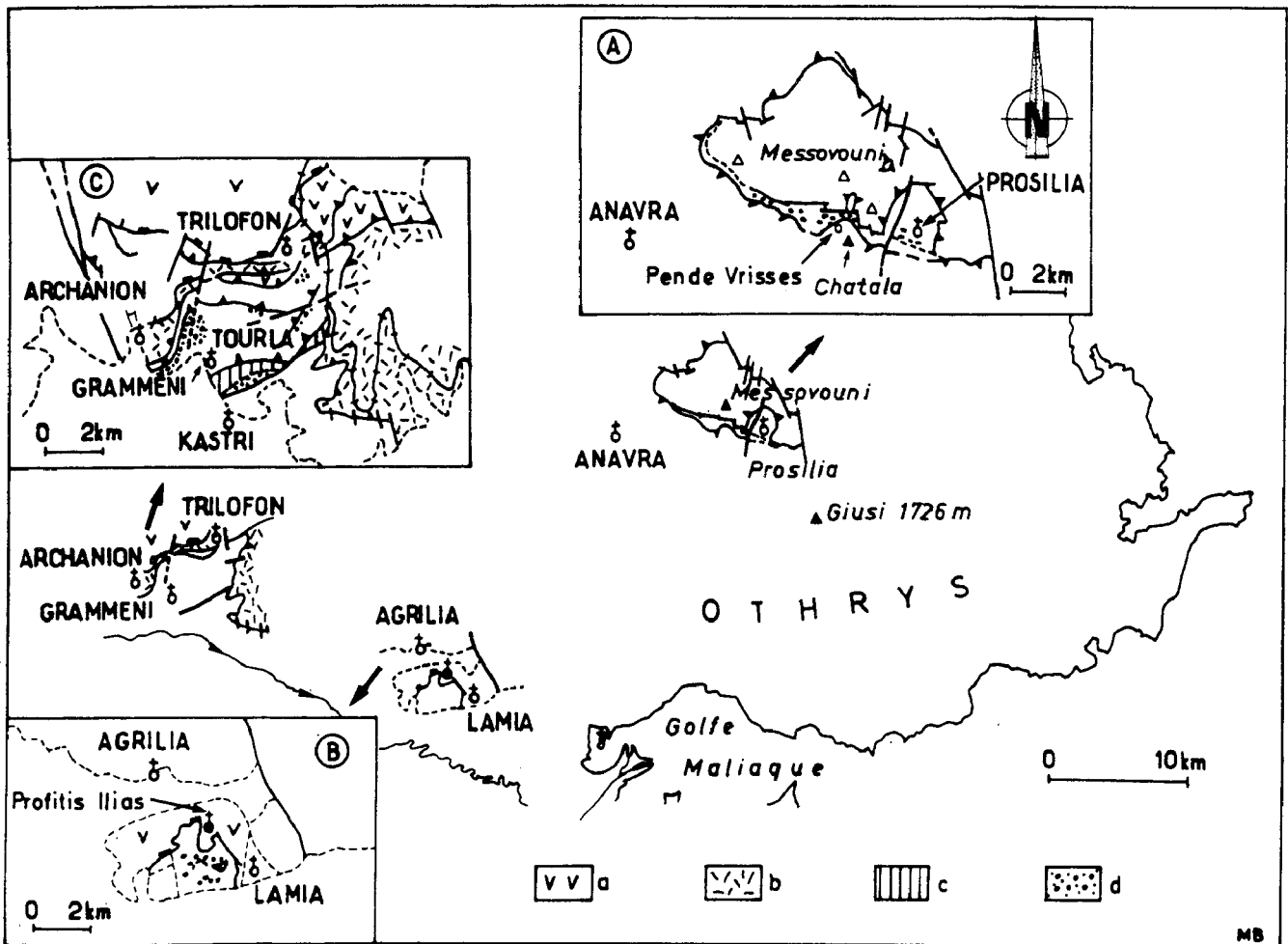


Fig. 60. - Trias. Blocs dispersés à Conodontes : principaux affleurements.

a. serpentinites - b. laves de l'unité de Fourca. - c. calcaires. - d. blocs isolés à Conodontes.

2. LES BLOCS RESEDIMENTES DANS LES SERIES MALIAQUES TYPIQUES.

a. SERIES DE PIRGAKI-GARMENI.

La reconnaissance des blocs resédimentés n'est pas évidente dans le cas des unités maliaques, dans la mesure où des klippes de calcaires triasiques appartenant aux unités de Loggitsion viennent reposer directement sur les formations volcano-détritiques jurassiques des unités de Pirkaki-Garmeni sous-jacentes. Ces formations sont surtout bien développées dans le secteur méridional de l'Othrys, près de Paleokerassea notamment.

Les seuls blocs de calcaires triasiques à Conodontes que j'ai pu observer avec certitude dans ces formations, proviennent des affleurements situés en bordure de la route à péage, au niveau du village de Raches.

b. SERIES DE LOGGITSION.

Les séries des unités de Loggitsion provenant de secteurs où ces unités sont bien individualisées -c'est-à-dire de Moschokarya à l'Ouest, à Pelasgia à l'Est- ne possèdent pas, au Jurassique, de formations chaotiques à blocs bien caractérisées.

3. CONCLUSIONS.

Les blocs présents dans le "Volcano-Détritique" pélagonien proviennent indubitablement de séries étrangères à cette zone isopique. Nous verrons, lors de l'étude de ces formations chaotiques, qu'elles sont liées à la mise en place des nappes ophiolitiques (Celet *et al.*, 1976), et que les blocs calcaires proviennent très probablement d'unités sédimentaires (maliaques ?) associées à ces ophiolites. Il s'agirait donc de véritables olistolites (Broquet, 1973 ; Foucault et Raoult, 1980).

C. LES BLOCS PRESENTANT DES AFFINITES AVEC LES FORMATIONS SOUS-JACENTES.

Ce type d'affleurement est cantonné aux séries situées en bordure du Sperchios, dans la colline de Profitis Ilias, près de Lamia, et plus à l'Ouest, dans le secteur Grammeni-Archanion (fig. 60 B et C).

1. LA COLLINE DE PROFITIS ILIAS (374 m).

J'ai décrit, dans le paragraphe consacré au Trias de cette série, des affleurements isolés de calcaires pélagiques à Conodontes qui pourraient être assimilés à des copeaux tectoniques issus de séries carbonatées plus complètes. Mais des blocs de même nature sont également présents quelques mètres au-dessus des calcaires microbréchiques du Dogger-Malm, dans des radiolarites et des pélites parfois accompagnées de grès (fig. 60 B).

L'analyse des contacts blocs-terrains environnants montre que ces calcaires roses à Conodontes, souvent noduleux, sont intimement associés aux radiolarites qui les contiennent. Il pourrait s'agir d'unités particulières, caractérisées par des séries limitées à des calcaires triasiques (peu épais !) et des radiolarites, chevauchant sur des séries sous-jacentes plus complètes ; mais l'absence d'indices en faveur d'un tel contact tectonique conduit à admettre qu'il s'agit en fait de blocs triasiques resédimentés dans les pélites et radiolarites jurassiques.

L'un des blocs situés quelques centaines de mètres à l'Ouest de la coupe type de Profitis Ilias a livré : *Chirodella dinodoïdes* (Tatge), *C. gracilis* Mostler, *Neohindeodella dropla* (Spassov et Ganév), *N. summesbergeri summesbergeri* Kozur et Mostler, *Metaprioniodus suevicus* (Tatge), du Norien.

Bien qu'il s'agisse de calcaires triasiques à Conodontes, resédimentés dans des niveaux supposés ou datés du Jurassique, des différences existent par rapport aux formations chaotiques du Malm de Prosilia et Pende Vrisses, en Othrys centrale (*cf. supra*) :

- l'aspect chaotique est ici nettement moins accentué, les blocs y sont plus rares et de nature lithologique moins variée, les éléments purement ophiolitiques étant absents par exemple, alors qu'une unité de péridotites recouvre ces séries de Profitis Ilias ;

- les niveaux contenant les blocs de calcaires triasiques sont souvent situés à proximité des calcaires microbréchiques jurassiques et d'épaisses formations pélitiques et radiolaritiques surmontent ces blocs, contrairement au "Volcano-Détritique" typique d'Othrys centrale.

Ainsi, les blocs présents dans cette colline pourraient provenir de séries de type Profitis Ilias, dont les éléments se seraient resédimentés à proximité de leur lieu d'origine, tout au début (au Malm inférieur ?) de la période de perturbations tectoniques dont l'apogée sera la mise en place tectonique des ophiolites.

2. LES AFFLEUREMENTS A "BLOCS" CALCAIRES DU SECTEUR GRAMMENI-ARCHANION.

Le problème est encore plus complexe ici, dans la mesure où les nombreux blocs de calcaires pélagiques à Conodontes triasiques appartiennent à des unités tectoniques différentes, dont on sait qu'elles sont anté-Crétacé supérieur et reprises au Tertiaire.

Je distinguerai deux types d'affleurements : ceux qui sont situés au Sud de Grammeni, entre le village et la chapelle Profitis Ilias, et ceux qui apparaissent plus au Nord (fig. 60 C).

a. LES BLOCS SITUES AU SUD DE GRAMMENI.

J'ai déjà évoqué ce problème lors de l'étude du Trias de la série de Grammeni ; je rappellerai simplement les hypothèses déjà proposées pour l'interprétation de ces blocs :

- les blocs aniso-ladiniens (d'après les Ammonites) appartiennent à des olistostromes intercalés à la base de la série triasique de Grammeni (Koch et Nicolaus, 1969) ;

- ces blocs sont resédimentés dans des formations jurassiques dépourvues d'éléments ophiolitiques (Courtin, 1979).

J'ai moi-même réétudié ces formations très récemment, mais la mauvaise qualité des affleurements ne m'a pas permis de lever l'indétermination entre ces deux hypothèses. Le pendage des couches qui surmontent les blocs au Nord de la chapelle Profitis Ilias est en faveur de la première hypothèse, mais la deuxième est également envisageable dans la mesure où un dispositif assez semblable pourrait exister plus à l'Est, dans la colline de Profitis Ilias, près de Lamia.

L'étude systématique des Conodontes des blocs apportera peut-être la solution à ce problème : la présence (éventuelle) du Norien supérieur par exemple dans ces blocs étant suffisante pour exclure la première hypothèse (voir aussi fig. 107 et paragraphe correspondant).

b. LES BLOCS SITUES AU-DESSUS DES PILLOW-LAVAS DE TOURLA.

Les blocs à Ammonites du Ladinien et du Carnien, décrits par Mitzopoulos et Renz (1938), près d'Archanion, ont été assimilés par Courtin (1979) aux calcaires noduleux de même âge, situés plus à l'Est sur les pillow-lavas triasiques de Tourla, et supposés représenter la base de la formation calcaire de la série de Tourla.

Pour ma part, j'ai observé dans cette même colline, sur des pillow-lavas violacés à amygdales calcitiques semblables à ceux de Tourla, des blocs de calcaires noduleux à Conodontes du Carnien-Norien, associés à des grès et des radiolarites constituant une formation chaotique. L'âge de cette formation et sa signification n'ont pu être déterminés du fait des conditions d'affleurement et de l'intense tectonisation qui affecte l'ensemble de ces terrains. Pour Courtin (1979), il pourrait s'agir de la terminaison de la série de Trilofon ; cet auteur considère en effet que la série de Trilofon, caractérisée par un Trias moyen et supérieur néritique - réduits à l'état de copeaux tectoniques - se termine par une formation chaotique grésopélitique (Jurassique ?) à "olistolites" de calcaires pélagiques roses à filaments, probablement triasiques.

D. CONCLUSION.

En conclusion, on peut classer les blocs de calcaires pélagiques triasiques resédimentés en plusieurs catégories :

- des blocs ayant subi un transport important, lors des phases tectoniques paléohellénique, et resédimentés de ce fait dans des formations chaotiques du Malm couronnant des séries qui peuvent être néritiques. Les exemples de Prosilia-Pende Vrisses appartiennent avec une quasi certitude à ce premier type ; ce pourrait être le cas de certains blocs situés dans la partie supérieure de la série de Trilofon.

Les catégories suivantes sont plus hypothétiques :

- des blocs resédimentés à proximité de leur lieu d'origine (ou au moins dans le même bassin que celui où ils se sont formés) :
 - au Jurassique : avant l'arrivée des nappes ophiolitiques et sédimentaires associées, mais au cours des premières manifestations de cette période de diastrophisme (au Malm inférieur probablement).
Ce serait le cas de certains blocs présents dans la colline de Profitis Ilias (probabilité non négligeable), ou encore des blocs situés au Sud de Grammeni dans l'hypothèse (envisageable) retenue par Courtin (1979) ;
 - au Trias (moyen) : c'est l'hypothèse envisagée par Koch et Nicolaus (1969) pour les blocs situés au Sud de Grammeni.

Enfin, il faut rappeler que certains "blocs" de calcaires pélagiques triasiques correspondent à des copeaux tectoniques appartenant initialement à des séries carbonatées plus complètes, même si elles n'atteignent pas toujours le Jurassique ; à titre d'hypothèse, on peut citer certains blocs de la colline de Profitis Ilias et -selon Courtin (1979)- les blocs à Ammonites situés au Nord-Est d'Archanion.

Quoi qu'il en soit, il faut remarquer la répartition particulière de ces blocs de calcaires pélagiques triasiques, souvent noduleux, soit en Othrys centrale dans les unités pélagoniennes et plus rarement dans les unités de Garmeni-Pirgaki d'une part, soit en bordure du Sperchios, dans la colline de Profitis Ilias et dans le secteur entre Grammeni-Archanion et Trilofon (6 km au Nord du Sperchios) d'autre part.

Nous verrons que la présence de tels blocs de calcaires pélagiques triasiques n'est pas rare dans les formations volcano-détritiques du Malm des zones internes des Hellénides, mais aussi des Dinarides s.s. (Celet *et al.*, 1977b). La présence de ces blocs en bordure du Sperchios et jusqu'à Trilofon constitue un des éléments permettant de conclure à l'existence de structures paléogéographiques particulières affectant le bassin maliaque : structure transversale dite du Sperchios et peut-être haut-fond correspondant aux affleurements de Trilofon, recoupant cette structure transversale (par rapport aux directions dinaro-helléniques) dans le secteur Grammeni-Archanion (voir fig. 181).

VIII. LES SERIES TRIASIQUES DU MASSIF DU KOZIAKAS

La chaîne du Koziakas (1 901 m) constitue la bordure occidentale de la plaine quaternaire de Trikkala. Le massif principal, ou massif du Koziakas s.s., correspond à la partie septentrionale de cette chaîne entre la vallée du Penée au Nord, et les gorges de Pili au Sud : c'est ce secteur que j'ai étudié plus particulièrement.

A. HISTORIQUE.

Les premiers travaux concernant le Koziakas sont l'oeuvre de Philippson (1895, 1898) qui rattache ce massif à la sous-zone de l'Othrys, au sein de la "zone de la Grèce orientale moyenne". Renz (1930), puis Blumenthal (1931) considèrent que les calcaires oolithiques du Koziakas

représentent un lambeau de nappe du Parnasse-Kiona charrié sur des séries et type pindique (radiolarites et série du Thimiama). La carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954) est le reflet de ces premiers travaux : l'ensemble Koziakas-Thimiama y est attribué au Crétacé supérieur ; toutefois, au front occidental de cet ensemble, des affleurements de Trias-Jurassique sont figurés, Renz (1930) ayant reconnu en ce lieu des calcaires à Halobies.

Aubouin (1957, 1959) place au contraire -et avec raison- les radiolarites et les calcaires oolithiques dans une même série qu'il date du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur par des Trocholines (*Trocholina cf. elongata* Henson et *T. cf. alpina* Leupold) ; des liaisons avec la série Crétacé supérieur du Thimiama sont alors envisagées.

Une nouvelle génération de travaux, relatifs au massif du Koziakas ou aux chaînons plus méridionaux (Itamos, Kakavakia, massif de Seklisa-Daphnosplia), apparaît à partir de 1972 : Savoyat et Lalechos (carte de Kalabaka, 1972), Ferrière (1974 c), Scandone et Radoicic (1974) (+), Courtin (1977), Jaeger et Chotin (1978 a, b, 1979), Ardaens (1978), Jaeger (1979, 1980), Papanikolaou et Sideris (1979).

Les auteurs de la carte de Kalabaka (Savoyat et Lalechos, 1972) attribuent les séries du Koziakas au Lias-Tithonique : ils notent la présence de *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, du Lias (remaniée ?) dans des calcaires graveleux-oolithiques, et surtout *Conicospirillina basi-liensis* Mohler, du Malm.

Par la suite, j'ai pu mettre en évidence (Ferrière, 1974 c) le Jurassique moyen-supérieur à *Protopenneroplis striata* Weynschenk, des faciès à *Vidalina martana* Farinacci (?) et Lagénidés rappelant certains faciès du Lias d'Othrys (à *Involutina liassica*), mais aussi et surtout le Trias supérieur, à l'Est comme à l'Ouest du Koziakas, sous deux faciès différents, l'un à Conodontes, l'autre à Involutinidés. Peu après, Scandone et Radoicic (1974) (+) confirment ces observations : ils citent en particulier *Galeanella tollmanni* (du Rhétien ou Norien supérieur s.l.) dans des microbrèches qu'ils attribuent, pour des raisons peu évidentes, au Lias inférieur ou moyen. En dehors du Trias supérieur à *Halobia* sp. et du Jurassique moyen-supérieur à Foraminifères, les âges proposés par ces auteurs, pour les différents niveaux, sont d'ailleurs d'une précision que les fossiles cités ne permettent pas toujours d'obtenir. Enfin, Ardaens (1978) précise la stratigraphie des niveaux calcaro-siliceux à Conodontes du Trias supérieur, dans la région de Vitouma et du mont Skoumbo.

En résumé, les données paléontologiques relatives au Trias du Koziakas restent assez fragmentaires. Les fossiles cités sont : des Halobies, sans précisions spécifiques (Renz, 1930 ; Scandone et Radoicic, 1974), des Involutinidés (Ferrière, 1974 c) et des Conodontes (Ferrière, 1974 c ; Ardaens, 1978) indiquant le Trias supérieur.

Les affleurements à Involutinidés seront décrits en premier lieu, puis je détaillerai les niveaux à Conodontes. La logique d'exposé adoptée correspond approximativement à une transversale du chaînon principal du Koziakas, effectuée d'Ouest en Est (fig. 61).

B. COUPES DANS LE SECTEUR DE GLYKOMILIA (KATO PERLIANGO) : LES FACIES A INVOLUTINIDES.

En partant de Glykomilia vers l'Est, c'est-à-dire en remontant le versant occidental du massif du Koziakas, sur le flanc d'un petit sommet coté 984 m, on relève la succession suivante, d'Ouest en Est (coupe A, fig. 62) :

- (1) une alternance de grès et de pélites jaunâtres, appartenant à l'ensemble de flysch paléocène-éocène qui se développe vers l'Ouest ;
- (2) des pélites siliceuses, à bancs de calcaires siliceux ou carbonatés très peu épais (10 à 20 cm) ;
- (3) une masse de calcaires à pendage ouest, assez massifs (80 cm à 1 m), de couleur claire, souvent bréchiques, datés du Norien dans sa partie occidentale par des Involutinidés ;

(+) Cette publication a été déposée en 1974 (le 12 juillet), mais le manuscrit définitif n'a été remis qu'en 1975 (le 24 février).

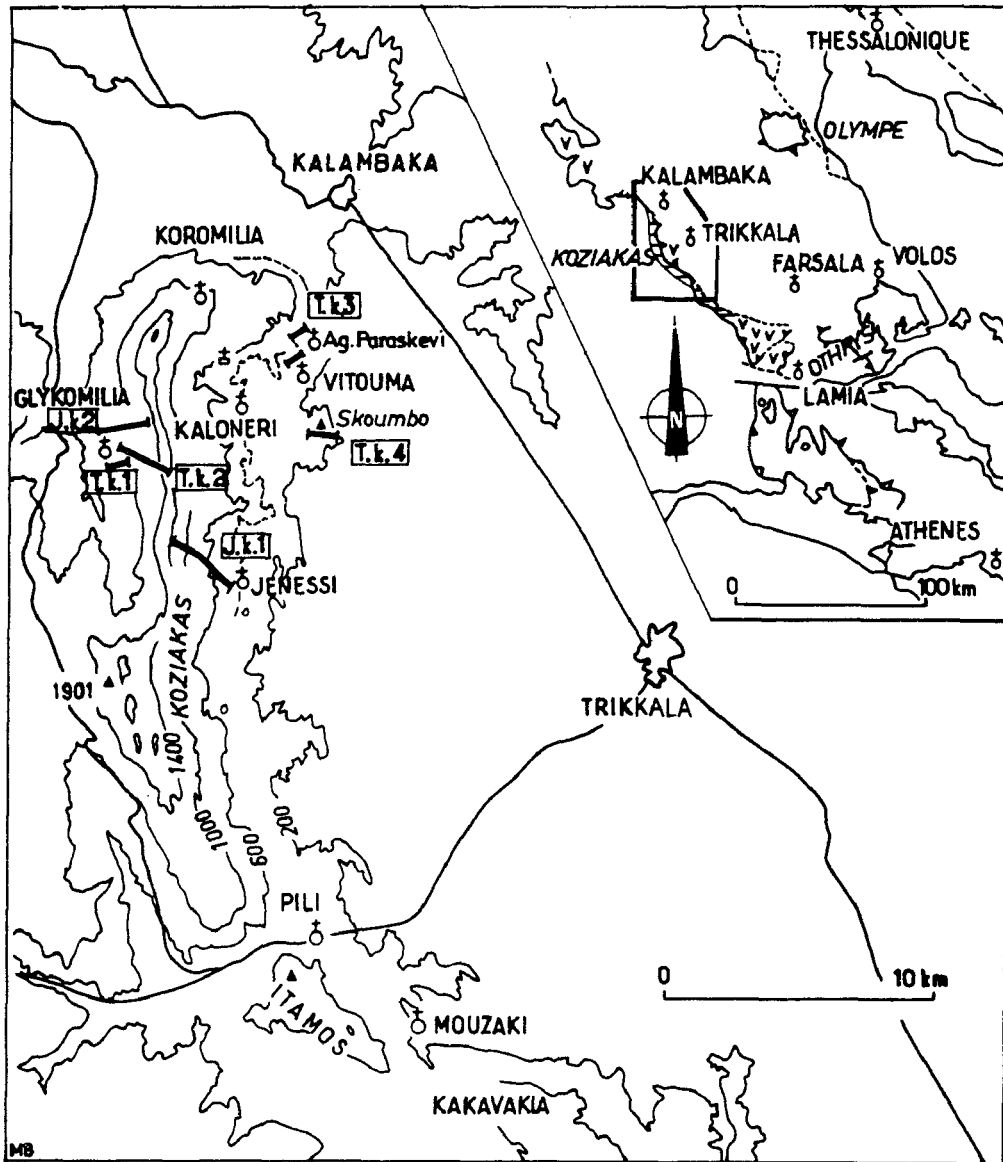


Fig. 61. - Trias et Jurassique du Koziaikas. Situation des coupes décrites (Tk 1 à 4 et Jk 1 et 2).

- (4) des calcaires gris à silex, oolithiques et bréchiques, datés du Jurassique moyen-supérieur par des Foraminifères dont *Protopeneroplis striata* Weynschenk.

Des contacts tectoniques tangentiels, plus ou moins nets, séparent ces différents ensembles.

La coupe B (fig. 62) représente le détail d'une partie de l'ensemble calcaire (3). D'Ouest en Est, à partir des niveaux pélitiques (2), on note :

- (3a) 5 m de biosparites, à grain parfois grossier (jusqu'à 5 mm), à Algues, Lituolidés, Duostominidés, Trochamminidés et Involutinidés dont *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser, *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk) et *I. sinuosa pragoïdes* (Oberhauser), du Norien ;
- (3b) 5 m de calcaires fins, biogènes, à Algues et Foraminifères encroûtants ;
- (3c) un banc de calcaires (50 cm) à oncolithes ou oolithes micritisés et ciment de calcite cristalline (oosparite), à petits Foraminifères non déterminables ;

- (3d) 4 m de calcaires bréchiques polygéniques, contenant des éléments de calcaires à Involutinidés du Trias supérieur ;
- (3e) 5 m de calcaires d'aspect bréchique, clairs à taches brunes : c'est une biosparite à Algues et Involutines de couleur ambrée, dont *Involutina* gr. *sinuosa* ;
- (3f) quelques mètres d'affleurements médiocres ;
- (3g) vient ensuite une épaisse masse (plusieurs dizaines de mètres) de calcaires bréchiques polygéniques, de couleur claire, à éléments jaunâtres ou rougeâtres, riches en éléments à Involutines, où s'intercalent quelques niveaux fins ou à tendance oolithique. Cet ensemble va jusqu'au pied de l'unité de calcaires du Dogger-Malm (4, coupe A). Ces derniers niveaux sont au moins du Norien et peut-être plus récents -du Jurassique inférieur par exemple- puisqu'ils remanient des éléments à Involutines du Norien et notamment : *Involutina tumida* (?) (Kristan-Tollmann) et *I. sinuosa* gr. *oberhauseri*.

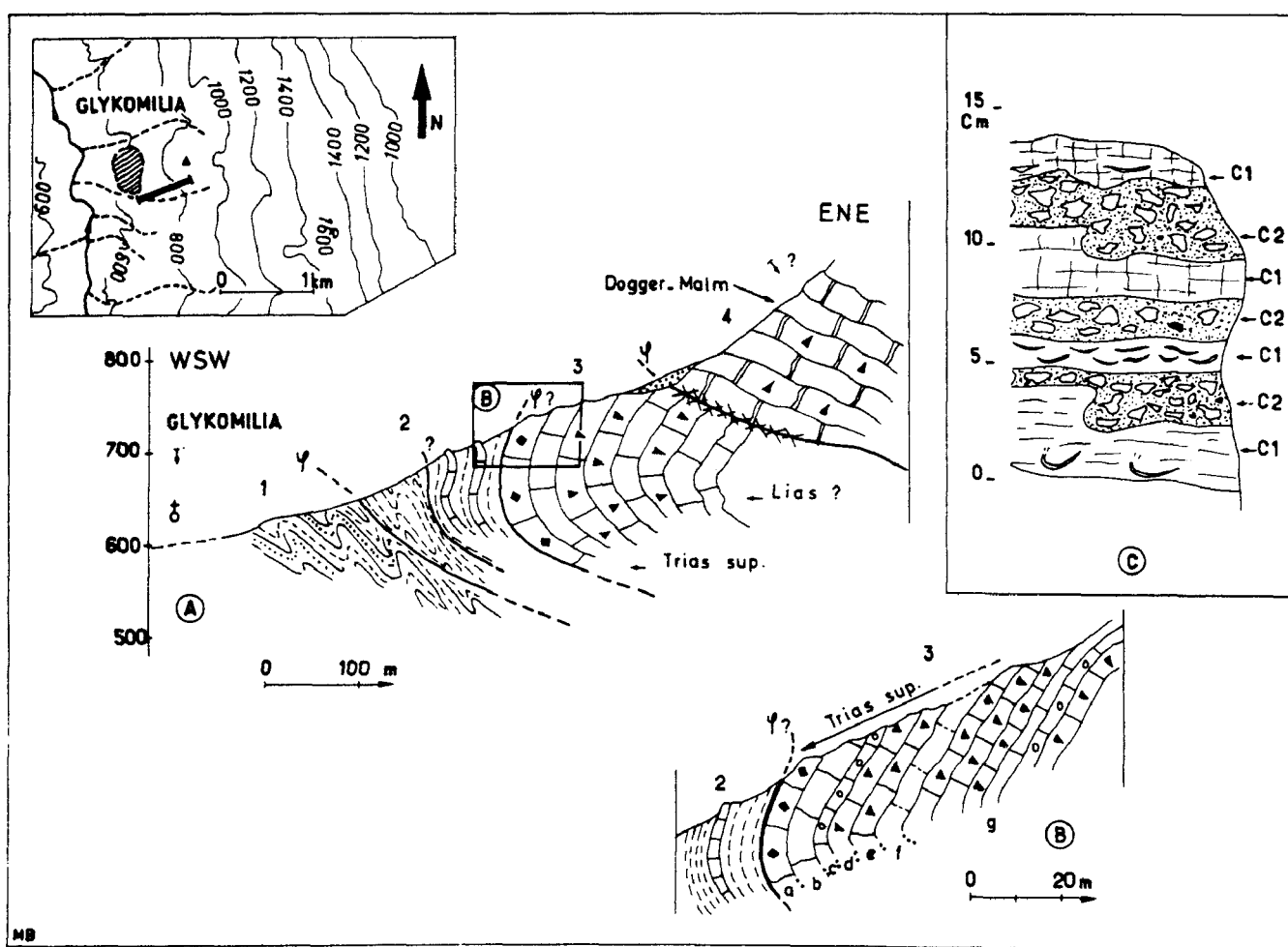


Fig. 62. - Trias du Koziakas. Coupe de Glykomilia (Koziakas W). Tk 1, fig. 61.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Un détail d'un banc calcaire de 15 m d'épaisseur, observé 100 m environ au Nord de la coupe décrite ci-dessus (fig. 62 C), permet d'observer une alternance de lits clairs, parfois à petites coquilles (C 1) et de lits sombres à taches noirâtres (C 2) :

- les lits clairs sont des biosparites à Dasycladacées, Duostominidés, Endothyriidés et Involutinidés dont *Involutina* sp. et *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser ;

- les lits sombres sont des biomicrosparites à Algues, Duostominidés et Involutines de couleur ambrée. Ce niveau a livré : *Involutina sinuosa sinuosa* (Weyschenk), *I. sinuosa pragoïdes* (Oberhauser), *I. cf. communis*, *I. tenuis* (Kristan), *I. gr. gaschei* et *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser, du Norien (Rhétien).

Ces descriptions montrent que, en dehors des brèches calcaires remaniant des calcaires à Involutines - dont certaines sont jurassiques-, il existe de véritables niveaux triasiques (biosparites et biomicrosparites homogènes) à Involutinidés, dont l'épaisseur peut atteindre 20 à 40 m. Ces calcaires rappellent, de façon particulièrement nette, les niveaux triasiques de l'unité de Chatala en Othrys centrale, et notamment ceux de Likorrachi (fig. 23).

C. COUPE DE LA CRETE DU KOZIAKAS ; FACIES A CONODONTES ET ROCHES EFFUSIVES (?).

Cette coupe représente la prolongation, vers l'Est, de la coupe précédente, à partir de la crête de calcaires du Jurassique moyen-supérieur (4, fig. 62 et 1, fig. 63), selon une direction quelque peu différente toutefois, la coupe des sommets étant effectuée du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Sur ce parcours, où les difficultés topographiques sont assez nombreuses, on rencontre successivement (fig. 63) :

- (1) une crête formée de calcaires gris, assez massifs, bréchiques, oolithiques, ou en bancs plus minces, à grain fin, souvent siliceux, datés du Jurassique moyen-supérieur par divers Foraminifères ;
- (2) un col où affleurent des radiolarites rouges, au sein desquelles s'intercalent des roches effusives porphyriques, violacées, à grandes lattes de plagioclases (1 à 2 cm), déjà signalées par Aubouin (1959) ;

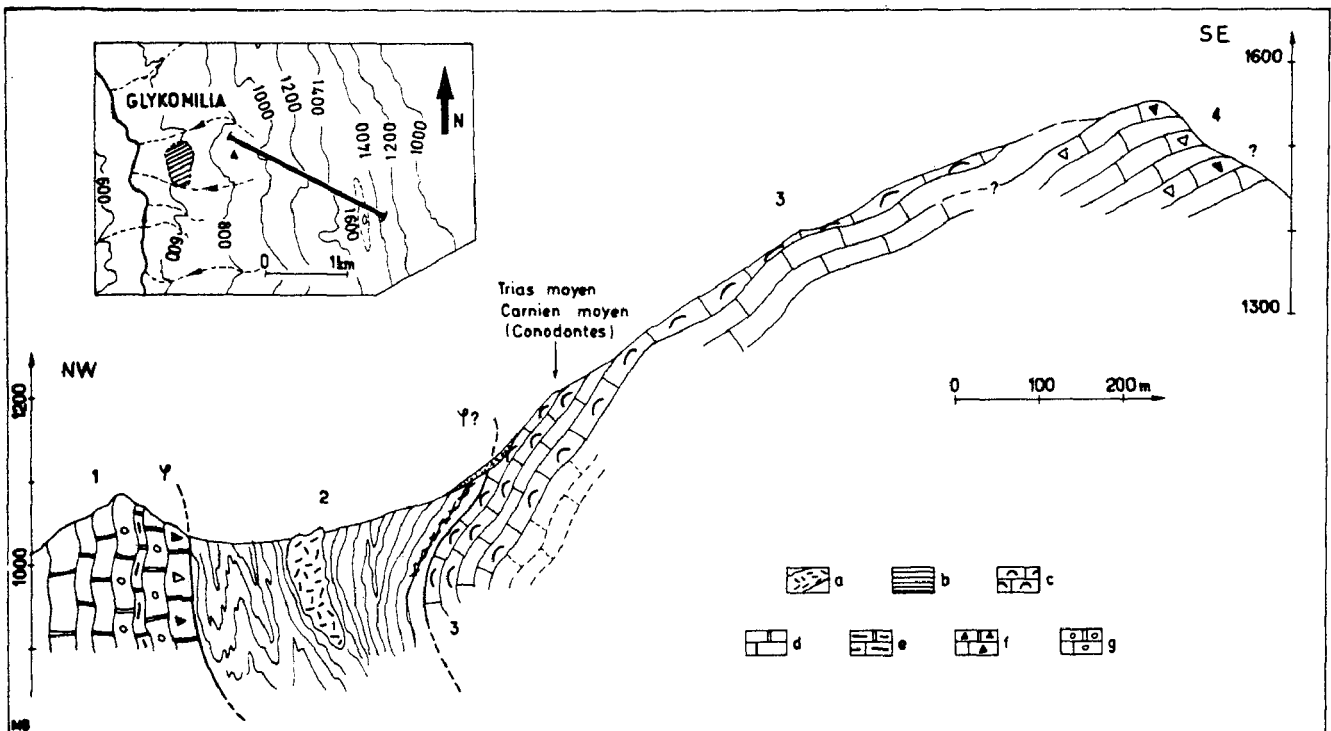


Fig. 63. - Trias du Koziakas. Coupe de la crête principale. Tk 2, fig. 61.

Numéros dans le texte. - a. laves (triasiques ?). - b. radiolarites. - c à g. Calcaires (barre unique : Trias-Lias (?), barre double : Jurassique). - c. à filaments. - d. fins, gris ou roses (Trias). - e. siliceux. - f. bréchiques et/ou microbréchiques. - g. à oolithes.

(3) et (4), la crête principale, constituée de calcaires à pendage ouest, que l'on peut subdiviser en deux ensembles :

- l'ensemble (géométriquement) supérieur (3), formé de calcaires lités, roses et gris : ce sont des biomicrites à filaments courbes et Radiolaires, des biopelsparites, en partie recristallisées, à filaments rigides et petits Foraminifères ; quelques niveaux plus bréchiques montrent des éléments calcaires à Algues et nombreux Foraminifères encroûtants.

Les calcaires à filaments ont pu être datés grâce aux Conodontes et notamment : *Neohindeodella triassica kobayashii* (Igo et Koike) du Trias moyen-supérieur, et surtout *Prioniodina venusta* (Huckriede), du Trias moyen-Carnien moyen (dét. Kozur) ;

- l'ensemble inférieur (4), qui constitue une partie de la crête vers 1 550-1 600 m, et dont on ne peut étudier que quelques bancs, les autres formant l'importante falaise à regard oriental qui constitue le flanc oriental du massif du Koziakas. Ces bancs sont des calcaires gris, bréchiques, polygéniques, à Algues et belles oolithes remaniées. Je n'y ai pas observé d'éléments à Involutinidés ni aucun autre fossile permettant de préciser leur âge. Toutefois, de tels faciès sont fréquents dans les niveaux jurassiques du Koziakas, notamment à la base (vers 1 300 m d'altitude) de cette même falaise à regard oriental.

Discussion : la série calcaire (3 et 4) est apparemment en série inverse : Trias moyen à Carnien moyen à sa partie supérieure, Jurassique à sa partie inférieure, au pied de la falaise (+). Quant au contact de ces calcaires avec les radiolarites (2), je n'ai pu l'observer clairement, du fait de la présence d'éboulis. Cependant, la présence de calcaires roses à filaments et Conodontes au contact de ces radiolarites permet de penser qu'il pourrait s'agir d'un contact stratigraphique. Dans ce cas, les corps éruptifs situés au cœur des radiolarites seraient d'âge triasique, comme cela est connu en Othrys par exemple (Ferrière, 1972, 1974 b), mais aussi dans le Pinde (Aubouin, 1959 ; Fleury, 1980) ou le Vardoussia (Ardaens, 1978 ; Celet *et al.*, 1978).

D. COUPES A L'EST DU KOZIAKAS DANS LE SECTEUR VITOUMA-SKOUMBO : FACIES A CONODONTES.

Sur le flanc oriental du massif du Koziakas, affleurent des radiolarites, des laves (pillow-lavas) et des péridotites qui forment les avants-monts compris entre 400 et 600 m d'altitude environ. La partie septentrionale de ce flanc oriental est différente et constituée de calcaires gris, bréchiques ou fins, intercalés de bancs siliceux, en partie d'âge triasique.

C'est dans ce secteur du village de Vitouma, juste au Nord de ce dernier, que j'ai pu mettre en évidence des jaspes et des calcaires à filaments et Conodontes du Carnien-Norien, plongeant sous le complexe ophiolitique (Ferrière, 1974 c). L'étude de cette coupe (fig. 64) a été reprise et détaillée par Ardaens (1978), qui signale également l'existence de tels niveaux au mont Skoumbo (409 m), deux kilomètres plus au Sud. Les coupes de détail (fig. 64 A et B) sont celles qui figurent dans le travail d'Ardaens (1978), auxquelles j'ai associé les répartitions des associations de Conodontes déterminées par Kauffmann.

1. COUPE DE VITOUMA-AGIOS PARASKEVI.

Cette coupe montre une alternance de bancs calcaires, de 20 à 30 m d'épaisseur, et de niveaux holosiliceux de jaspes et radiolarites (fig. 64 A et B). Les calcaires sont gris ou crèmes, parfois à silex, de type intrasparites ou biomicrites à filaments, avec ou sans Radiolaires ; quelques niveaux plus bréchiques s'y intercalent.

Les associations de Conodontes permettent de caractériser le Carnien avec certitude, mais des niveaux plus anciens et plus récents (Norien) pourraient exister (fig. 64) (dét. Kauffmann) :

(+) Naturellement, on peut toujours postuler l'existence de contacts tangentiels importants au sein de la falaise, mais aucun fait d'observation ne vient étayer cette hypothèse.

- (1) *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov), du Carnien ;
- (2) *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Neogondolella navicula* (Huckriede), *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur) et *E. permica* (Hayashi), du Carnien supérieur-Norien inférieur ;
- (4) *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (Tatge), *Neogondolella tačpole* (Hayashi), et *N. polygnathiformis* (Budurov et Stefanov), du Carnien ;
- (5) les calcaires intercalés dans les jaspes rouges ont livré notamment *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede), connue jusqu'au Carnien supérieur P.P.

Les répartitions mentionnées pour les différentes associations citées montrent que (5) est plus ancien que (2), et que, par conséquent, la série est probablement inverse, si les niveaux (3) des coupes A et B sont bien équivalents.

Pour ma part (Ferrière, 1974c), j'ai également observé des Conodontes du Norien, dans une coupe située quelques centaines de mètres au Nord de la coupe B (fig. 64) : *Epigondolella permica* (Hayashi), *E. postera* (Kozur et Mostler), *Neogondolella navicula steinbergensis* Mosher et *Prioniodina* sp., du Norien moyen (élevé) au Norien supérieur (basal) (dét. Kauffmann).

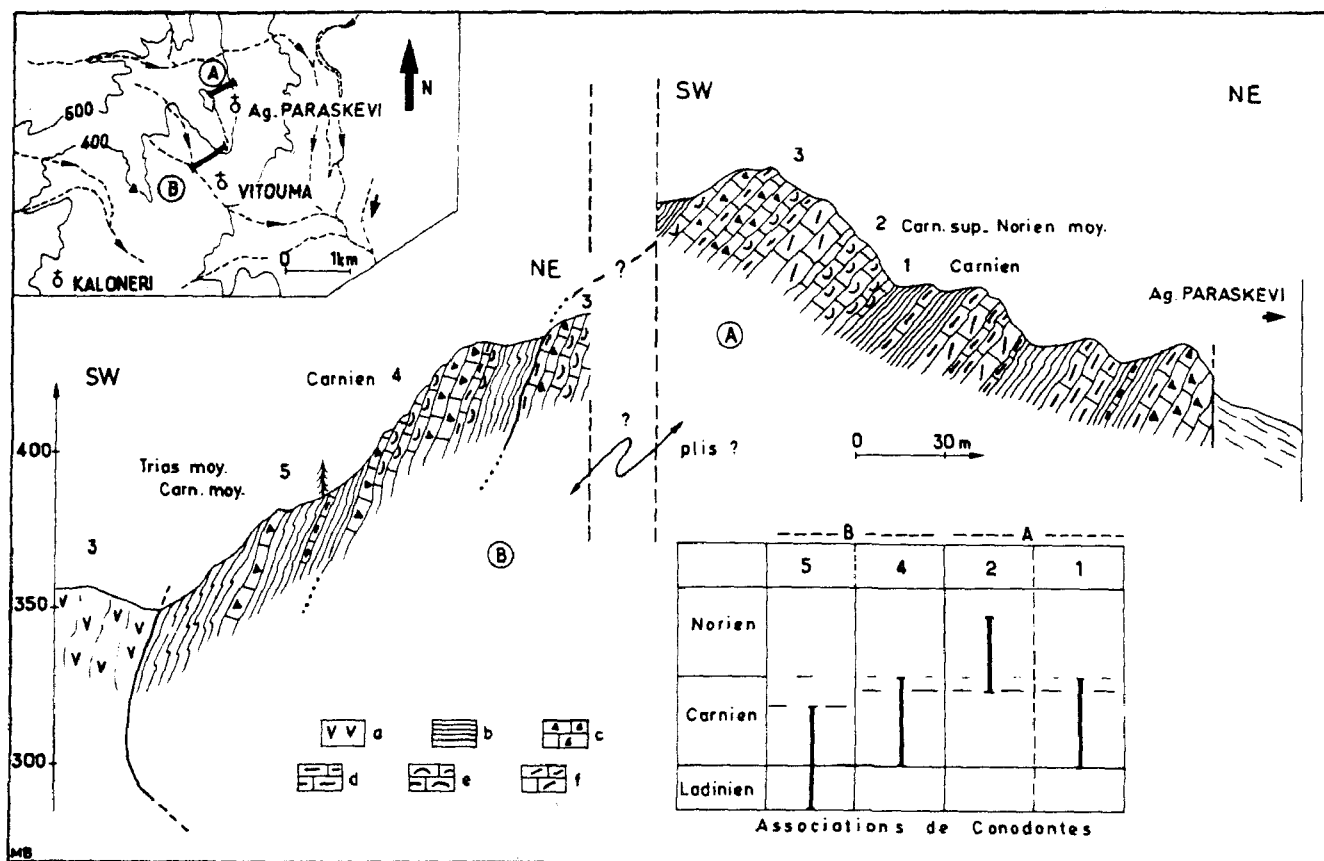


Fig. 64. - Trias du Koziakas. Coupe de Vitouma (Koziakas E). Tk 3, fig. 61. D'après Ferrière (1974) et Ardaens (1978), légèrement modifié.

Numéros dans le texte. - a. serpentinites. - b. radiolarites. - c à f. Calcaires. - c. graveleux à (micro)bréchiq.ues. - d. siliceux. - e. à filaments. - f. dolomitiques.

2. LES AFFLEUREMENTS DU MONT SKOUMBO (409 m).

La coupe du mont Skoumbo et le tableau de répartition des espèces de Conodontes importantes du point de vue stratigraphique (fig. 65), résumant les données publiées par Ardaens (1978). Différents niveaux, compris entre le Carnien et le Norien terminal, sont ainsi mis en évidence.

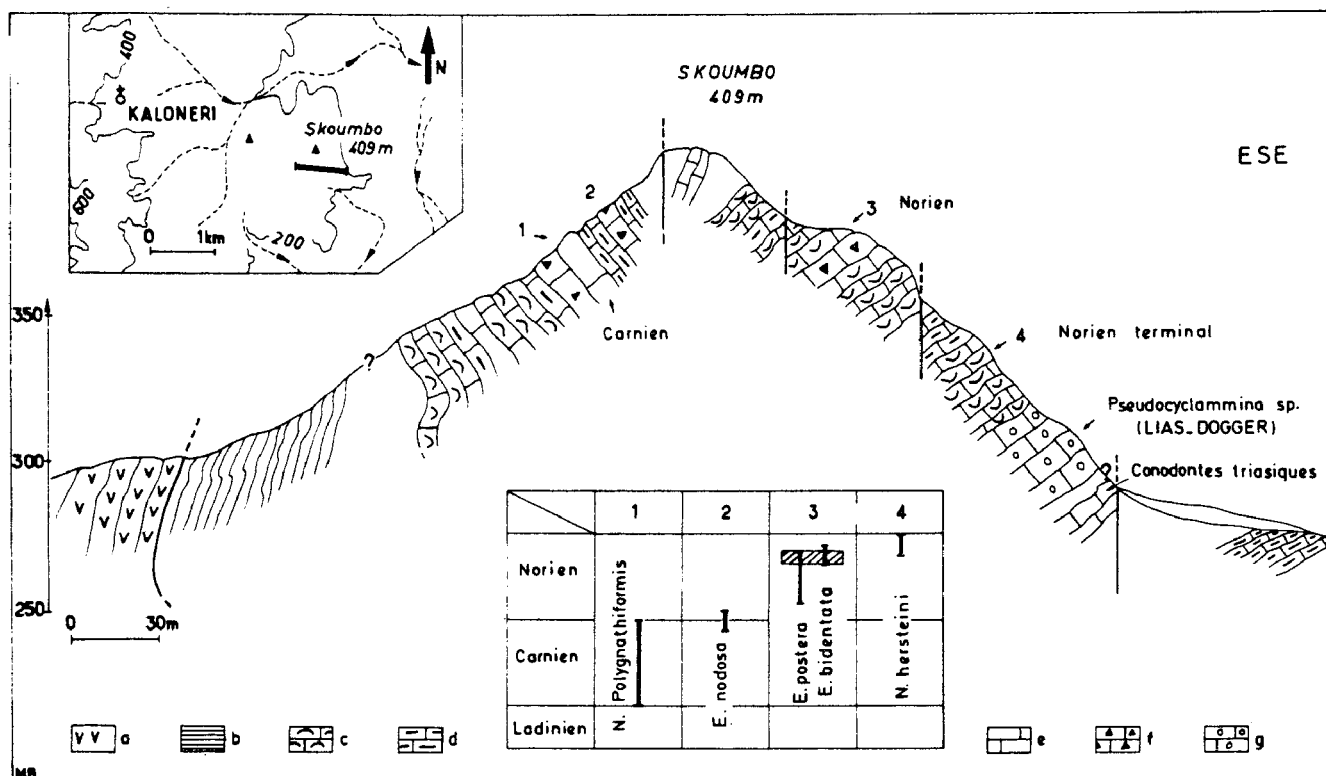


Fig. 65. - Trias du Koziakas. Coupe du mont Skoumbo (Koziakas E). Tk 4, fig. 61.
D'après Ardaens (1978), légèrement modifié.

Numéros dans le texte. - a. serpentinites - b. radiolarites. - c à g. Calcaires. - c. à filaments. - d. à silex. - e. fins. - f. graveleux à (micro)bréchiq. - g. à oolithes.

Les répartitions stratigraphiques des Conodontes portées sur ce tableau indiquent une évolution des âges d'Ouest en Est, les plus anciens se trouvant du côté occidental.

E. VARIATIONS LATÉRALES.

Des lames minces effectuées dans des échantillons prélevés près de Mouzaki ont révélé la présence de nombreux spécimens de *Galeanella pantioae* Zaninetti et Brönnimann (dét. personnelle) dans un faciès finement graveleux. Des faciès semblables, associés à des calcaires à Foraminifères encroûtants, existent également, plus au Nord, dans le secteur de Vitouma-Ag. Paraskevi mais des sections indubitables de Galéanelles n'ont pu être reconnues.

F. CONCLUSIONS.

Les observations faites dans le massif du Koziakas ont permis de mettre en évidence plusieurs niveaux triasiques dans le secteur septentrional du massif :

- des calcaires à Involutines, du Norien, dans l'unité occidentale (Ferrière, 1974 c) ;
- des calcaires gris et roses, à filaments et Conodontes, du Trias moyen-Carnien moyen, représentant la couverture probable de radiolarites intercalées de corps effusifs, au coeur du massif (unités intermédiaires) ;
- des calcaires gris ou crèmes, à silex, intercalés de jaspes, à Conodontes du Carnien et du Norien (jusqu'au Norien terminal) dans les unités orientales (Ferrière, 1974 c ; Ardaens, 1978).

Des calcaires à filaments, très probablement triasiques, ont également été cités dans des secteurs plus méridionaux, dans les gorges de Pili notamment (Renz, 1930 ; Jaeger, 1979) et dans les massifs de l'Itamos et du Kakavakia (Jaeger, 1979), au front occidental de ces différentes unités.

IX. LES ROCHES EFFUSIVES TRIASIQUES

A. GENERALITES.

Des roches effusives triasiques ont été reconnues dans les unités maliaques du massif de l'Othrys d'une part (Ferrière, 1972, 1974 b) et dans les unités du Koziakas, d'autre part (paragraphe VIII de ce chapitre). En Othrys, ces formations éruptives triasiques sont présentes dans l'unité de Garmeni-Rachi et surtout dans les unités de Loggitsion, où elles ont été étudiées plus en détail (fig. 66).

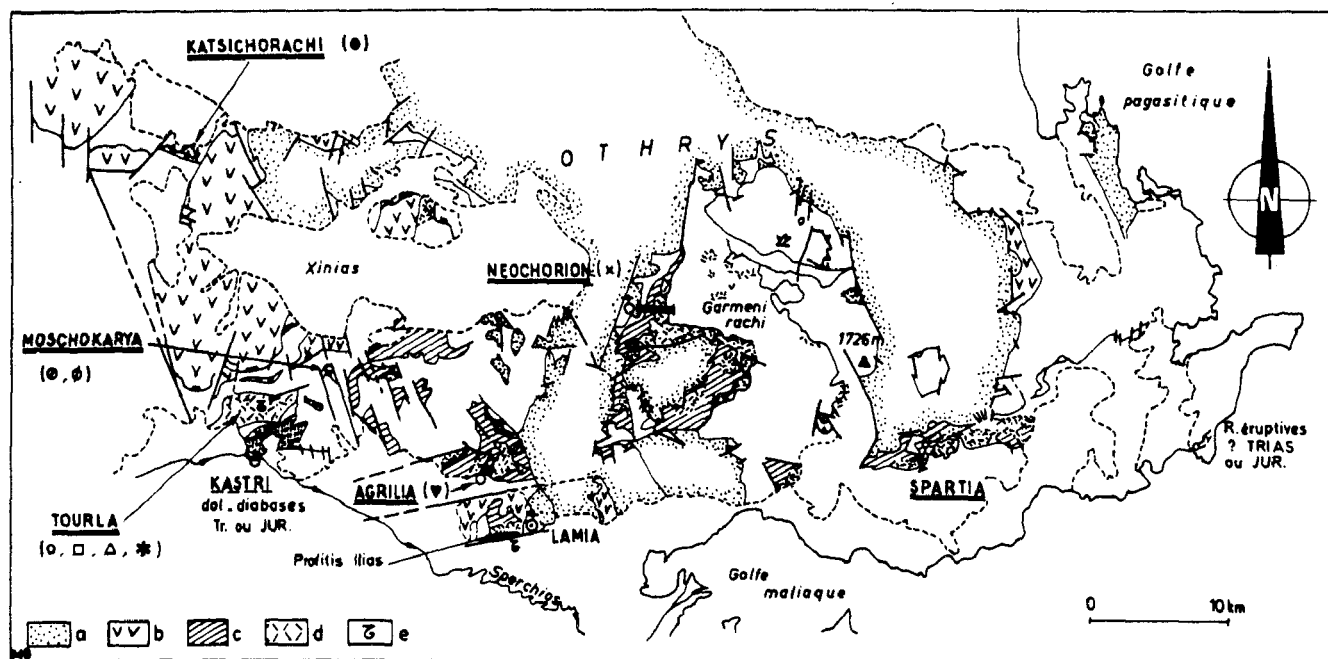


Fig. 66.- Carte de répartition des laves triasiques des séries maliaques.

a. Crétacé supérieur. - b. Ophiolites (sauf laves de Fourca laissées en blanc). - c. limite de Loggitsion. - d. laves triasiques des séries maliaques de Loggitsion et de Garmeni Rachi. - e. trachyte de Profitis Ilias (près de Lamia) et de Tourla.

Les résultats présentés ci-dessous résultent en grande partie d'un travail en collaboration avec H. Lapière, du laboratoire de Pétrographie de l'Université de Nancy, pour les problèmes d'ordre géochimique (analyses globales à la microsonde électronique). Par ailleurs, j'emprunterai de nombreux résultats à Courtin (1979), qui a étudié en détail les laves triasiques de la partie externe de l'Othrys occidentale (laves de Tourla, de Moschokarya et du Katsichorachi, appartenant à des séries de type Loggitsion). Une partie de l'étude exposée ci-dessous a fait l'objet d'une publication préliminaire (Lapière *et al.*, sous presse), mais de nouvelles études sont en cours, dans le cadre de la thèse de troisième cycle de M. Berard-Bergery, tant sur les laves d'Othrys occidentale (pillow-lavas d'Agriolia, trachytes de la série de Profitis Ilias près de Lamia) que sur celles du Koziakas. Enfin, l'analyse des éléments traces sera bientôt effective grâce au concours de L. Beccaluva (Parma, Italie).

Historique succinct : des laves triasiques associées à des séries pélagiques ont été signalées depuis longtemps dans les Hellénides, en Argolide (Milch et Renz, 1911 ; Dercourt, 1962), ou dans les séries du Pinde (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959). En revanche, les laves triasiques d'Othrys ont été regroupées dans des formations mal définies, dites "Serpentin-Schiefer-Hornstein Formation", ou "Shale Chert Ophiolitic Complex" (Philippon, 1895 ; Renz, 1955 ; Marinos, 1956 ; Marinos *et al.*, 1957 à 1967), ou plus récemment encore, dans les complexes ophiolitiques s.s. (Koch et Nicolaus, 1969 ; Kallergis *et al.*, 1970). Ce n'est que depuis une dizaine d'années que ces laves ont été distinguées en tant que formations lithologiques interstratifiées dans les séries triasiques d'Othrys : dans l'unité de Garmeni-Rachi tout d'abord (Ferrière, 1972), puis dans les unités sus-jacentes par Hynes *et al.* (1972), Beck (1972) et Ferrière (1974 b). Les datations obtenues étaient d'ailleurs assez peu précises au départ : Paléozoïque terminal-Trias inférieur (?) pour la base (Ferrière, 1972) ; Carnien-Norien pour la couverture (Beck, 1972). Les découvertes de microfossiles ont permis par la suite de préciser ces âges (Ferrière, 1974 b ; Courtin, 1979).

A la suite de ces différents travaux, et si l'on admet que les laves des unités de Garmeni et de Loggitsion sont contemporaines, un âge anisien terminal-carnien p.p. peut être retenu, c'est-à-dire que les laves considérées se seraient mises en place, pour l'essentiel, au cours de la période ladinienne.

Les études pétrographiques et géochimiques sont encore plus récentes. Les résultats obtenus par Hynes (1974 a) et Nisbet (1973, non publié) ayant révélé des divergences, ces études ont été poursuivies dans le cadre de la collaboration rappelée ci-dessus (Lapierre *et al.*, sous presse). Le détail de ces résultats sera exposé dans le paragraphe consacré à la géochimie des laves triasiques.

Outre l'adjonction de nouveaux affleurements, j'ai essayé, par rapport à cette publication commune, de mettre en évidence les effets des différents types de correction effectués sur les analyses brutes, et choisi d'analyser les roches éruptives triasiques par groupes d'affleurements géographiques, afin de dégager d'éventuelles variations latérales.

Avant de commencer cette étude, il est bon de rappeler que les divergences d'opinion sur la nature de ces laves sont importantes, puisque, selon les auteurs, ces roches éruptives seraient de nature "faiblement alcaline à océanique" ou "calc-alcaline à océanique" (Hynes, 1974 a ; Smith *et al.*, 1975), caractéristiques d'arcs insulaires (Cameron *et al.*, 1980), ou appartiendraient à une série de type basaltes transitionnels-trachytes alcalins (Lapierre *et al.*, sous presse).

Quoi qu'il en soit, il ne faut pas oublier que ces laves marquent une période de fracturation et d'ouverture, puisqu'elles correspondent à l'apparition des faciès pélagiques maliagues (Ferrière, 1972, 1974 b). Le problème à résoudre revient à déterminer si cette ouverture s'apparente à une évolution de type Rift-mer rouge, de type mer marginale à l'arrière d'une zone de subduction, ou à quelque autre évolution géodynamique.

B. QUELQUES ASPECTS DE L'EFFUSIF TRIASIQUE SUR LE TERRAIN.

Malgré l'abondance des laves triasiques en Othrys, les coupes intéressantes sont assez rares. Ces laves constituent, en effet, la base des unités tectoniques de Loggitsion et reposent le plus souvent sur le "Volcano-Détritique" chaotique du Malm des unités sous-jacentes dont elles se distinguent parfois difficilement.

Les affleurements décrits (fig. 67 A et B) ont été choisis principalement en raison de leurs positions géographiques distinctes et de la diversité des faciès qui s'y rencontrent. Les laves de Tourla (Courtin, 1979) et de Neochorion ont fait l'objet d'études géochimiques particulières, alors que les formations éruptives de la coupe de Spartia n'ont pas encore été analysées.

Les trois coupes choisies appartiennent respectivement à l'Othrys orientale, centrale et occidentale ; elles seront classées dans cet ordre.

1. COUPE DE SPARTIA (OTHRYS ORIENTALE).

Cette coupe a été levée sur le flanc méridional du mont Kati-Chorafis (772 m), un kilomètre environ à l'Ouest de l'ancien village de Spartia (fig. 67 A).

Sur les calcaires siliceux de la série de Loggitsion, on observe 100 à 200 m d'un ensemble constitué principalement de laves violacées que l'on peut attribuer au Trias d'après le contexte géologique, bien qu'aucune microfaune n'ait été découverte au sein de cet ensemble effusif.

De bas en haut, on note successivement (fig. 67 A) :

- (1) plusieurs dizaines de mètres de laves rougeâtres, à vésicules calcitiques blanches, à débit en pillow-lavas. Ces laves correspondent au type le plus représenté au sein des séries effusives triasiques ;
- (2) un ensemble de même épaisseur constitué de laves aphyriques et surtout de roches semi-effusives altérées, de couleur brunâtre. Au microscope, on reconnaît des plagioclases et des pyroxènes (texture intersertale) et des minéraux secondaires tels que chlorite et calcite ;
- (3) des laves violacées, à vésicules calcitiques plus ou moins bien développées, à débit en pillow-lavas dans lesquelles s'intercalent des bancs de jaspes rouge lie de vin. Certaines laves porphyriques montrent des phénocristaux de pyroxènes et de plagioclases au sein de microlithes de plagioclases et d'un verre transformé secondairement. Ces laves sont parfois très rouges (hématite abondante) ;
- (4) une alternance de laves en coulées et de débris effusifs correspondant pour partie à des hyaloclastites ;
- (5) une brèche pyroclastique à éléments de roches effusives, épaisse d'un mètre environ. Dans les éléments, existent des laves porphyriques à phénocristaux et microlithes de pyroxène et plagioclase associés à de la calcite ;
- (6) des laves violacées, assez altérées, à niveaux siliceux rougeâtres en bancs discontinus. Les laves recueillies sont surtout aphyriques et pauvres en pyroxènes.

En résumé, dans cette coupe dominant les types effusifs basiques alors que les formations pyroclastiques et sédimentaires sont rares.

2. COUPE DE NEOCHORION (OTHRYS CENTRALE).

Les affleurements de Neochorion, qui ont été décrits dans le paragraphe consacré à l'étude stratigraphique du Trias des unités de Loggitsion présentent de nombreuses intercalations sédimentaires constituées de bancs siliceux et pélitiques, décimétriques à métriques, parfois à Radiolaires (fig. 51). Il s'agit là d'un ensemble de type "volcano-sédimentaire" très caractéristique.

Les termes effusifs peuvent être regroupés en deux ensembles principaux :

- des roches semi-effusives basiques et surtout des laves violacées, en pillow-lavas à amygdales de calcite, représentées principalement à la base de la formation "volcano-sédimentaire" triasique ;
- des niveaux de laves et de roches doléritiques, associées à des tufs, des hyaloclastites et des niveaux sédimentaires formant des passées à débit en boules du fait de l'altération des roches éruptives.

Du point de vue minéralogique, les types éruptifs rencontrés ne présentent pas de particularités notoires par rapport à ceux de la coupe précédente. Les niveaux riches en tufs et hyaloclastites s'avèrent particulièrement difficiles à étudier de ce point de vue.

Des contacts intimes, non tectonisés, peuvent être observés entre les laves à amygdales de calcite et les sédiments siliceux intercalés. En lame mince, ce contact paraît plus sombre du fait de sa richesse en minéraux opaques et présente des taches particulières chloriteuses ou calcitiques, aux formes géométriques, correspondant à des pseudomorphoses de phénocristaux, d'olivine notamment.

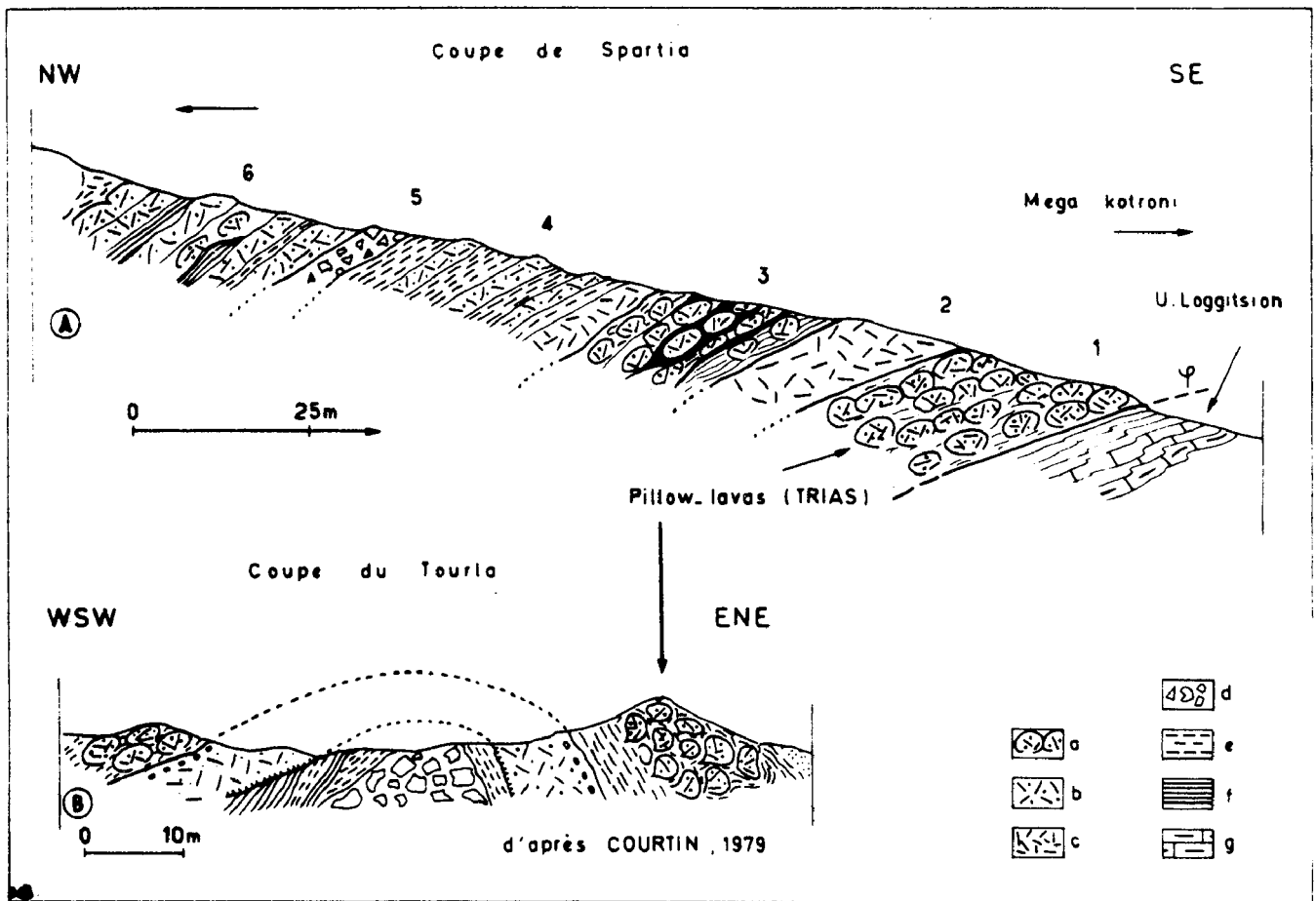


Fig. 67. - Coupe dans les formations effusives triasiques d'Othrys.

A. Coupe de Spartia (Othrys centrale). - B. Coupe de Tourla (Othrys occidentale). Coupe B d'après Courtin (1979).

a. pillow-lavas. - b. autres coulées. - c. roches basiques à tendance doléritique. - d. brèches volcaniques, pyroclastites. - e. hyaloclastites et pélites. - f. radiolarites et pélites. - g. calcaires siliceux (série de Loggitsion).

3. COUPE DU MASSIF DE TOURLA (OTHRYS OCCIDENTALE).

Cette coupe (fig. 67 B), levée au sein d'un puissant ensemble de roches effusives triasiques (300 à 400 m d'épaisseur), a été décrite par Courtin (1979). Outre les termes lithologiques déjà signalés dans les coupes précédentes, cet auteur note l'existence de coulées massives présentant des différenciations verticales, ainsi que la présence -non visible sur la coupe- de trachytes roses formant des pitons isolés.

4. APERÇU SUR LES AUTRES SÉRIES ÉRUPTIVES TRIASIQUES.

Certaines séries d'affinités maliaques possèdent des termes éruptifs originaux. C'est le cas de la série de Profitis Ilias qui montrent d'épaisses formations trachytiques (fig. 58), et de la série de Kastri riche en diabases et dolérites (fig. 59). Cependant, dans ce dernier cas, l'âge des formations n'est pas établi avec certitude.

5. LES COUPES : BILAN DES OBSERVATIONS.

Bien que les coupes décrites appartiennent à des secteurs distincts du massif de l'Othrys, peu de variations ont pu être notées entre les différents ensembles effusifs triasiques des unités de Loggitsion, si ce n'est au niveau de la richesse en termes sédimentaires intercalés.

Les principaux types lithologiques rencontrés définissent parfois une formation volcano-sédimentaire constituée de fréquentes alternances de roches pélitiques ou siliceuses, de tufs, de hyaloclastites et de roches effusives basiques.

L'essentiel des laves est représenté par des coulées basaltiques à débit en pillow-lavas ou, plus rarement, massives, associées à de rares trachytes.

C, LES PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES OBSERVES DANS LES ENSEMBLES EFFUSIFS ("VOLCANO-SEDIMENTAIRES") TRIASIQUES DES UNITÉS MALIAQUES.

Les faits rapportés ci-dessous correspondent, pour partie, aux travaux effectués par Courtin (1979) sur les roches éruptives de la partie externe de l'Othrys occidentale et, pour partie, à mes propres observations sur les affleurements de Spartia, de Neochorion et sur quelques affleurements dispersés. Il s'agit uniquement des résultats de l'analyse macroscopique et microscopique, les problèmes géochimiques étant détaillés par la suite.

1. PROBLEMES DE NOMENCLATURE.

Les roches éruptives rencontrées dans les formations triasiques ont été regroupées au sein de deux familles sur des critères essentiellement minéralogiques : les roches basiques, basaltiques ou doléritiques, et les roches trachytiques.

Les analyses géochimiques montrent que les taux de silice des roches basaltiques, par exemple, sont souvent inférieurs à 45 % mais il s'agit là de transformations secondaires que divers types de corrections permettent d'éliminer plus ou moins bien.

Ces transformations, qui entrent dans le cadre général des phénomènes de spilitisation, affectent le verre mais aussi les minéraux, et notamment les feldspaths qui sont albitisés.

L'utilisation des normes est utile pour définir ces roches, mais il ne faut pas oublier que celles-ci sont établies sur des analyses corrigées dont on ne connaît pas toujours avec précision la valeur de la correction appliquée et qu'elles sont, par ailleurs, très sensibles aux variations des alcalins (cf. spilitisation).

Dans les diagrammes habituels fondés sur l'indice de différenciation de Thornton et Tuttle (1960) revus par Maury (1976) ou sur le pourcentage normatif d'anorthite en fonction de l'indice de coloration (Irvine et Baragar, 1971) -cf. *infra*- les points représentatifs des échantillons tombent principalement dans le domaine des hawaïtes pour les termes les plus basiques, mais ils n'occupent pas celui des basaltes alcalins, ce qui est surprenant si l'on tient compte des associations minéralogiques primaires observées dans ces laves.

2. LES ROCHES EFFUSIVES BASIQUES.

Ce sont incontestablement les roches les plus abondantes au sein de l'effusif triasique. Ces roches sont surtout constituées de plagioclases, de clinopyroxènes et de minéraux opaques, alors que l'olivine est plus rare et toujours altérée. Outre des minéraux tels que sphène et apatite, existent de façon constante des minéraux secondaires de type calcite et chlorite.

Du fait des conditions d'affleurement, il n'est pas toujours possible de préciser les relations entre les divers types de roches observées sur le terrain. Cette remarque est surtout valable pour les roches subvolcaniques de type doléritique qui peuvent appartenir soit à des coulées, soit à des intrusions sécantes ou non. C'est pourquoi elles ont été regroupées avec les "roches basaltiques" sans distinction particulière. Cependant, en raison de leurs affinités chimiques, certaines dolérites à pyroxène alcalin seront présentées avec les trachytes.

Les laves basiques se présentent essentiellement sous l'aspect de coulées à débit en pillow-lavas auxquelles sont associées des coulées plus massives, des intrusions en sills et dykes, et le cortège habituel des brèches pyroclastiques, hyaloclastites et tufs divers, souvent difficiles à distinguer.

a. LES COULEES.

a1. Les coulées à débit en pillow-lavas.

a1.1. Caractères généraux.

Les pillow-lavas triasiques sont caractérisés par leur taille importante (métrique), leur couleur violacée, témoignant de leur richesse en hématite, et l'importance, en taille et en nombre, des vésicules calcitiques, nettement supérieure à celle des pillow-lavas "ophiolitiques" de l'unité de Fourca sus-jacente.

Les méats entre les coussins sont occupés par du matériel pélitique, des hyaloclastites et localement, par des calcaires roses contenant parfois des Conodontes (série de Tourla : Courtin, 1979).

Comme dans la plupart des coussins, la lave est franchement microlithique au coeur et aphyrique en bordure où se développent les vésicules de calcite. A ces structures concentriques, s'ajoutent des structures radiales soulignées par des fractures, des prismations frustes ou même l'allongement des amygdales de calcite.

a1.2. Les minéraux.

Il s'agit essentiellement de plagioclase albitisé et zéolitisé (?), d'olivine épigénisée en calcite et opaques, et de clinopyroxène parfois bien conservé. De tels pyroxènes sont présents dans les termes inférieurs de la coupe de Neochorion (fig. 51), dans l'ensemble de la coupe de Spartia (fig. 67 A), ainsi que dans les coussins de grande taille de Tourla (fig. 67 B, et Courtin, 1979).

La mésostase, pauvre en verre, renferme de la chlorite et de la calcite et probablement de l'hématite et de la magnétite (en aiguilles).

Les bordures des pillow-lavas présentent des vésicules frangées de chlorite.

a2. Les coulées massives.

a2.1. Caractères généraux.

Présentes tant à l'Est qu'à l'Ouest du massif de l'Othrys, les coulées massives ont surtout été étudiées en détail dans le massif de Tourla en Othrys occidentale.

Ces coulées, épaisses de quelques mètres, se reconnaissent par la dissymétrie de leurs bordures : partie sommitale mamelonnée, à vésicules calciques et textures de dévitrification ; partie basale de type "bordure figée", à prismation fruste.

Le coeur de la coulée montre une texture microlithique et/ou doléritique (ophitique ou intersertale).

a2.2. Les minéraux.

On y reconnaît (Courtin, 1979) :

- des plagioclases de type oligoclase-andésine (An 30-40), à liseré albitique, très fréquemment altérés en calcite et chlorite ;
- des pyroxènes de type augite, pléochroïque, rose ou mauve, subautomorphes, parfois en gerbes ;
- des opaques et du sphène ;
- des minéraux secondaires présents dans la mésostase, tels que calcite, chlorite et smectites.

a3. Les coulées (?) de leucobasalte.

Des roches particulières, de teinte claire, qui formeraient des coulées, ont été signalées au Sud du massif de Tourla (Courtin, *op. cit.*). Il s'agit de leucobasaltes porphyriques à plagioclases de type labrador et pyroxènes.

b. LES INTRUSIONS.

Elles sont rares et correspondent à des sills à bordures figées symétriques, d'une part, et des dykes associés parfois à des brèches d'intrusion recoupant les coulées, d'autre part.

Selon Courtin (1979), dans le massif de Tourla les intrusions contiennent des minéraux semblables à ceux des coulées adjacentes.

c. LES BRECHES.

On peut distinguer différents types de brèches selon leur mode de formation ou la taille des éléments qui les composent.

Les brèches les plus grossières forment des passées, épaisses de 5 à 10 m, au sein des coulées et sont constituées de fragments mal classés de laves en coussins à ciment basaltique ou carbonaté.

Les termes les plus fins que l'on peut rattacher à cet ensemble sont des hyaloclastites formés de petits fragments basaltiques et de débris de verre souvent altérés, associés à des pérites grises ou rougeâtres (secteur de Neochorion, par exemple).

3. LES AUTRES TYPES DE ROCHES.

Ce sont des roches peu représentées sur le terrain mais intéressantes du point de vue de l'analyse des séries magmatiques.

a. LES PICRITES.

Ces roches affleurent dans le vallon situé au Nord d'Agrilia, à la base des pillow-lavas triasiques de l'unité inférieure de la nappe de Loggitsion (Unité d'Agrilia). Ses rapports avec les laves triasiques environnantes sont peu nets car tectonisés.

Les olivines ont été analysées à la microsonde ; elles correspondent à des olivines riches en Mg (Fo 91 à 92 %).

b. TRACHYTES ET IOLERITES A PYROXENES ET AMPHIBOLES ALCALINS.

b1. Les trachytes.

Ils sont présents sous forme de petits pitons isolés à la partie supérieure des pillow-lavas de Tourla (Courtin, 1979) et en plus grande quantité dans la colline de Profitis Ilias, à l'Ouest de Lamia (Hynes, 1972 et fig. 58) où ils semblent constituer la base triasique de la série de Profitis Ilias située en bordure du Sperchios (Ferrière, 1979).

La roche est dure, de couleur rose à gris-brun et contient des phénocristaux (1 à 5 mm) de feldspath rosé.

Au microscope, on reconnaît une texture trachytique typique, à phénocristaux et microlithes de sanidine et d'albite, ainsi que de minuscules cristaux (0,1 à 0,3 mm) d'aegyryne, d'augite aegyrynique et d'arfvedsonite (*cf. infra*). Le quartz apparaît en plages interstitielles ou en filonnets et la calcite présente est très nettement secondaire (Lapierre *et al.*, sous presse).

b2. Les dolérites à pyroxènes et amphiboles alcalins.

Elles ont été signalées dans l'unité supérieure de la nappe de Loggitsion, à proximité du village de Moschokarya (Courtin, 1979).

La roche, de couleur gris-vert, parfois de texture subophitique, est constituée de lattes d'andésine, de clinopyroxènes et de minéraux secondaires. Les clinopyroxènes apparaissent bordés d'une frange verdâtre d'augite aegyrinique et d'aegyrine. Des pyroxènes verts, sodiques, et des amphiboles de type arfvedsonite en minuscules cristaux (0,1 à 0,05 mm) soulignent le caractère sodique de la roche.

Les minéraux secondaires, calcite, chlorite et pistachite sont abondants.

4. BILAN.

Les séries volcaniques triasiques d'Othrys sont constituées, pour l'essentiel, de roches basaltiques et plus accessoirement de trachytes.

Les basaltes les moins transformés présentent des caractères alcalins plus ou moins marqués alors que les trachytes sont, eux, nettement peralcalins.

Les termes intermédiaires étant absents, le problème des relations entre les termes basaltiques et les trachytes se pose. L'association constante tant dans la série de Tourla que dans celle de Profitis Ilias, des trachytes et des laves basaltiques datées du Trias, plaide en faveur de l'existence d'un lien étroit entre ces différentes roches effusives. Nous verrons (*cf. infra*) que l'étude géochimique apporte également des arguments qui renforcent cette hypothèse.

D. GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES.

1. GENERALITES.

Les premières études géochimiques effectuées sur les laves d'Othrys, d'âge triasique ou supposées tel, sont dues à Hynes (1974 a). Cet auteur admet qu'il s'agit de roches sous-saturées en silice de la lignée alcaline nées sur une "bordure de plaque d'accrétion". Cependant, Hynes participe par la suite à une note plus générale (Smith *et al.*, 1975) où il semble admettre, avec Nisbet, que les roches ignées de la "Formation d'Agrilia" sont intermédiaires entre des roches calco-alcalines et des roches océaniques.

Plus récemment, des données fragmentaires relatives à cette "Formation d'Agrilia" ont été intégrées par Nisbet dans des publications traitant de sujets divers (Nisbet et Pearce, 1977 ; Cameron *et al.*, 1979, 1980). Dans ces différentes publications, les auteurs contestent les résultats obtenus par Hynes (1974 a) et proposent, avec plus ou moins de netteté, des "affinités d'arc insulaire" pour ces laves (Cameron *et al.*, 1980, p. 186). Malheureusement, les localisations précises des échantillons ne sont pas fournies et des doutes importants subsistent, étant donné la diversité des formations contenant des roches éruptives en Othrys (formations volcano-sédimentaires triasiques ; "Volcano-Détritique" chaotique du Malm et Ophiolites).

Devant ces résultats contradictoires, dont les conséquences au niveau des interprétations géodynamiques sont particulièrement importantes, il est apparu nécessaire de reprendre et de poursuivre l'étude géochimique de ces laves sur des échantillons datés, avec certitude, du Trias.

Naturellement, les résultats présentés dans ce paragraphe doivent être eux aussi utilisés avec prudence, et ce pour diverses raisons :

- les données géochimiques, disponibles pour le moment, ne sont pas représentatives de l'ensemble des affleurements triasiques de l'Othrys, les roches effusives des secteurs oriental, et à moindre titre central, n'ayant pas encore été analysées en détail ;

- certaines méthodes d'analyses n'ont pu être menées à leur terme à ce jour : les éléments traces sont en cours d'étude ;

- les méthodes utilisées sont, de par la nature même des échantillons analysés, sujettes à discussion : l'exploitation des analyses géochimiques sur roche totale se heurte au fait que les laves ont subi des transformations secondaires très marquées (spilitisation, calcification...) et les résultats relatifs à l'analyse des pyroxènes se révèlent être variables, non seulement en fonction de la position du point analysé au sein du minéral, mais aussi... selon les auteurs considérés (Hynes, 1974 a ; Cameron *et al.*, 1980 ; Lapierre *et al.*, sous presse).

Quoi qu'il en soit, le contexte sédimentaire au sein duquel apparaissent les roches effusives triasiques des séries maliaques d'Othrys, indique qu'il s'agit d'une ouverture, quel que soit le mécanisme de celle-ci (fracturation intra-continentale, ouverture d'une mer marginale, etc...), et il est intéressant non seulement de situer le magmatisme en fonction de cet environnement géodynamique, mais aussi en fonction des autres ensembles magmatiques connus dans le secteur considéré ou dans des secteurs helléniques comparables.

2. LES ANALYSES CHIMIQUES GLOBALES.

Des diagrammes utilisant les analyses sur roche totale figurent dans la publication en commun relative aux laves triasiques d'Othrys occidentale (Lapierre *et al.*, sous presse). J'ai repris ici trois des diagrammes les plus classiques -deux diagrammes normatifs et le diagramme alcalins-silice- que j'ai modifiés en distinguant les divers groupes d'affleurements, en associant des affleurements nouveaux et en remplaçant les différents types d'analyses recalculées (correction de la "perte au feu" - P.F.* et correction du CaO* d'après la teneur en CO₂ de l'échantillon considéré) afin de visualiser les effets de ces corrections.

A ces diagrammes, peu fiables étant donné le caractère spilitique des roches étudiées, j'ai ajouté les projections chimico-minéralogiques de de La Roche et Leterrier (1973) et de de La Roche (1974) qui permettent de distinguer certaines modifications secondaires ou de les minimiser selon le type de projection retenu. J'ai, par ailleurs, effectué quelques comparaisons entre des moyennes établies sur des groupes de laves triasiques, ophiolitiques et océaniques.

a. PROBLEMES LIES AUX TRANSFORMATIONS SUBIES PAR LES LAVES TRIASIQUES.

a1. Généralités sur la spilitisation.

Si l'on se réfère à la définition des spilites proposée par Rocci (*in* Girod *et al.*, 1978, p. 214) : "roche(s) mésocrate(s) à texture magmatique, à albite + chlorite ± pyroxènes + minéraux accessoires, se présentant en coulées massives, sills, intrusions, et fréquemment, mais pas exclusivement, en pillow-lavas, brèches, lapillis et tufs", la majeure partie des laves triasiques d'Othrys correspond à des spilites.

Ces roches posent de nombreux problèmes dans la mesure où elles "présentent des caractères géométriques (structure et texture) typiques des roches ignées et analogues à ceux des basaltes et andésites, mais (...) possèdent des paragenèses minérales identiques à celles des roches métamorphiques de basses températures" (Girard, 1981).

De nombreux travaux consacrés à ces roches ont été rassemblés ou résumés dans des ouvrages ou publications synthétiques (Amstutz, 1968, 1974 ; Rocci *in* Girod *et al.*, 1978 ; Girard, *op. cit.*). Les hypothèses relatives à l'origine de ces spilites apparaissent contradictoires puisque certains auteurs admettent une origine primaire à partir d'un magma basaltique (Benson, 1913 *in* Girard, *op. cit.*), alors que d'autres rejettent cette interprétation et envisagent une origine secondaire par "réarrangements dans le domaine du subsolidus de matériel basaltique en présence d'eau (...) selon la réaction suivante":



Les divers processus de transformation sont classés par cet auteur de la façon suivante :

- hydrothermalisme syn-magmatique ou tardi-magmatique : les phénomènes hydrothermaux seraient contemporains de la mise en place du magma basaltique. Le métamorphisme océanique appartient pour l'essentiel à ce type ;

- hydrothermalisme et métamorphisme postérieurs à la mise en place du magma : ce type comprendrait notamment le métamorphisme océanique des zones de fracture et le métamorphisme dans les marges actives "au niveau de la zone de Benioff".

a2. Nature des transformations affectant les laves basiques.

De telles transformations ont été décrites en détail sur les roches effusives et semi-effusives de l'ensemble ophiolitique corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1978) et un résumé plus théorique des transformations subies par les paragenèses primaires proposé par Girard (1981) :

- Olivine puis Orthopyroxène → Chlorite + Oxydes de Fer ;
- Plagioclases calciques → calcite + épidote + chlorite (saussuritisation),
→ albite + calcite + épidote ;
- Amphibole et biotite → Chlorite + carbonates + Oxydes de Fer ;
- Magnétite et ilménite → hématite et sphène (ou leucoxène) ;

Les clinopyroxènes sont très résistants mais peuvent s'altérer en épidote ou en amphibole (actinote).

Effets des transformations au niveau de la composition chimique (éléments majeurs) des roches totales : le tableau proposé ci-dessous est extrait de Chikaoui (1981) et cité par Girard (*op. cit.*).

	Augmentation des teneurs	Diminution des teneurs	Constance des teneurs
.Minéraux primaires conservés + peu de min. ^x secondaires	Na, K	Mg, Ca	Al, Mn, Fe, Ti, P
.Min. ^x primaires + min. ^x secondaires abondants	Na, K, Fe, (Ti, P)	Mg, Ca	Al, Mn
.Min. ^x secondaires très abondants :			
Ab	Na	K, Ca	Al, (Mg)
Chlor.	(Mg), Na, K	Ca	Al
Séricite	K	Fe, Mg, Ca, Na, Mn, P	Al, Ti
± reliques de min. ^x primaires + carbonates	Ca, Na	Mg, K, (Si, Al)	

Tabl. II 8: variations des teneurs en éléments majeurs en fonction de degrés croissants d'altération (1 à 3).

Parenthèses : éléments dont la variation n'est pas toujours évidente.

Les faits rapportés ci-dessus montrent l'extrême mobilité de la plupart des éléments majeurs, notamment des alcalins et du calcium.

a3. Les corrections effectuées sur les analyses brutes.

Les corrections appliquées sont les corrections utilisées classiquement pour ce type de laves et notamment les laves en pillow-lavas splitisés, à savoir :

- correction de CaO en fonction de la teneur en CO_2 pour tenir compte de l'enrichissement éventuel des laves en calcite ; cela est particulièrement nécessaire pour les laves du cortex des pillow-lavas ;

- correction de la Perte au feu : elle consiste à éliminer les éléments volatils. Cette correction ne modifie pas les rapports entre les différents oxydes, contrairement à la première qui modifie CaO de façon privilégiée ;

- le choix de $\text{FeO}_3 = 1,5$ % intervient dans le calcul des normes.

Un certain nombre de modifications subies par les roches depuis leur genèse n'est donc pas pris en compte.

Cependant, les diagrammes faisant intervenir les alcalins (directement ou par l'intermédiaire des normes) ne seront proposés qu'à titre de comparaison dans la mesure où ces éléments sont très mobiles.

Les variations de SiO_2 n'ont pu être appréhendées de façon simple mais dans l'ensemble, et même après les diverses corrections, les valeurs obtenues paraissent conformes aux valeurs observées habituellement.

Par ailleurs, la variabilité des éléments pourra être appréciée par référence au diagramme de présentation des valeurs absolues des différents oxydes par rapport à MgO et aux histogrammes associés. Celles-ci montrent particulièrement bien la stabilité de certains éléments tels que Ti, Al ou Mg et la mobilité de certains autres, Ca et K notamment.

b. PRESENTATION DES ANALYSES GLOBALES (ELEMENTS MAJEURS) (fig. 68 A et B et tabl. II 9, A à F).

b1. Variations des teneurs des différents oxydes en fonction de MgO.

Ces diagrammes permettent de visualiser les variations des teneurs en oxydes en fonction des paramètres suivants :

- la nature chimique des roches ; exemples : les trachytes sont nettement séparés des roches basiques (MgO/SiO_2) ;

- les groupes d'affleurements considérés ; exemple : les échantillons de Neochorion analysés sont plus siliceux et moins riches en titane que ceux d'Othrys occidentale, pour un même type de correction ("Perte au feu par exemple : voir histogrammes joints aux diagrammes MgO/Oxydes ; fig. 68 B) ;

- les types de corrections effectuées sur les analyses brutes. Pour les laves triasiques d'Othrys, la correction sur CaO est plus importante que celle portant uniquement sur les éléments volatils, même pour des échantillons apparemment pauvres en amygdales calcitiques (cœur des pillow-lavas). Un échantillon (7B 794) a été choisi pour montrer l'importance des variations des teneurs en oxydes en fonction de ces corrections : par exemple, sur le diagramme MgO/SiO_2 , la teneur en silice passe de 40,72 % (analyse brute) à 51,20 % (CaO^*) en passant par 46,17 % (Perte au feu) ; le cumul des deux corrections (sur CaO en fonction de CO_2 et sur la "Perte au feu" restante) mène à 53,09 % de SiO_2 .

Les variations d'ensemble peuvent être facilement observées en comparant les histogrammes établis sur les analyses des laves d'Othrys occidentale corrigées, soit sur CaO^* (histogrammes sur l'axe des abscisses des diagrammes MgO/Oxydes ; fig. 68 A), soit sur la "Perte au feu" totale (histogrammes séparés des diagrammes MgO/Oxydes ; fig. 68 B).

Après correction, il apparaît que les valeurs de TiO_2 sont assez bien groupées, par rapport à K_2O par exemple, où l'échelle des abscisses est identique. Ces valeurs sont de l'ordre de 1,25 à 2 % (CaO^* ou PF^*).

Les teneurs en Al_2O_3 s'étalent entre 14,5 % et 20 % et se regroupent entre 16,5 % et 19 % (CaO^*) ou 15,5 % et 17,5 % (PF^*).

Les teneurs en Na_2O , assez fortes, témoignent de la spilitisation des échantillons.

Quoi qu'il en soit, les effets des corrections sont importants et déterminent une augmentation des pourcentages d'oxydes (sauf pour CaO bien sûr dans la correction de CaO^*). Par rapport à d'autres analyses, la somme des deux corrections semblent conduire à des valeurs exagérées. De même, la correction de CaO^* en fonction du CO_2 paraît mener parfois à des valeurs anormalement faibles de CaO (pseudomorphoses éventuelles en calcite de minéraux contenant Ca).

OTHRYIS W		TOURLA : PILLOW-LAVAS (O)											
TRIAS		BB-794				Gr. 1a		Gr. 5		Gr. 6		Gr. 7	
ANALYSES GLOBALES	brute	○	○	○	○	*	*	*	*	*	*	*	
		P.F. - **	CaO - *	P.F. + CaO									
SIO ₂	40,77	46,17	51,20	53,09	40,46	51,15	42,14	46,77	36,95	48,94	35,07	48,87	
Al ₂ O ₃	13,23	14,98	16,61	17,22	15,50	19,60	15,20	16,87	13,88	18,38	13,25	18,46	
Fe ₂ O ₃ (t)	7,58	8,58	9,52	9,87	7,18	9,08	8,11	9,00	6,63	8,78	6,30	8,78	
MnO	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,10	0,12	0,13	0,05	0,06	0,05	0,07	
MgO	3,93	4,45	4,93	5,11	3,19	4,03	4,71	5,23	3,68	4,87	3,53	4,92	
CaO	16,11	18,24	5,91	6,13	11,94	0,29	9,97	5,00	16,00	3,05	17,36	2,19	
Na ₂ O	3,71	4,20	4,65	4,82	5,57	7,04	3,79	4,21	3,54	4,68	3,65	5,09	
K ₂ O	1,57	1,70	1,97	2,04	1,75	2,21	1,96	2,18	1,83	2,42	1,68	2,34	
TiO ₂	1,29	1,46	1,58	1,64	1,32	1,67	1,33	1,48	1,28	1,69	1,27	1,77	
CO ₂	8,96	-	-	-	9,20	-	4,29	-	10,76	-	12,41	-	
P.F.	2,74	-	3,44	-	3,81	4,82	7,97	8,85	5,16	6,83	5,29	7,17	
TOTAL	99,95	99,93	99,88	99,99	100,00	99,99	99,59	99,72	99,76	99,70	99,86	99,86	
MINÉRALOGIE NORMATIVE													
Q	-	-	11,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Or	-	-	37,74	-	13,07	-	12,84	-	14,31	-	13,84	-	
Ab	-	-	18,59	-	51,32	-	30,57	-	39,55	-	42,92	-	
An	-	-	8,81	-	1,29	-	20,69	-	15,14	-	10,82	-	
Cpx	-	-	-	-	-	-	3,53	-	-	-	-	-	
Opx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ol	-	-	12,80	-	13,77	-	14,75	-	13,50	-	14,07	-	
Neph	-	-	0,84	-	4,39	-	2,62	-	-	-	-	-	
Ma	-	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	
Ilm	-	-	3,00	-	3,15	-	2,79	-	3,21	-	3,34	-	
CO _r	-	-	-	-	5,15	-	-	-	2,50	-	3,59	-	

Tabl. II. 9 A. - Analyses des roches volcaniques triasiques d'Othrys (Tabl. A à E).

Localisation des échantillons : voir fig. 66. Les symboles utilisés sont représentés à la fois sur les tableaux, sur la figure 66 et sur les diagrammes.

Corrections : La colonne de gauche correspond pour chaque échantillon à l'analyse brute (C.R.P.G. de Nancy, analyse par quantométrie). Les autres colonnes représentent des valeurs corrigées.

Pour l'éch. (8B-794) tous les types de correction sont représentés avec les symboles associés. La correction de CaO en fonction de la teneur en CO₂ est notée CaO* ou *. La correction de la "Perte au Feu" (élimination des éléments volatils) est notée P.F.*.

Les analyses ont été obtenues grâce au concours de Lapiere (Nancy). Les analyses brutes relatives aux laves triasiques de la partie externe de l'Othrys occidentale proviennent du travail de Courtin (1979).

OTHRYIS W		MASSIF DE TOURLA											
TRIAS		PILLOW-LAVAS (O)								LEUCORASALTE Δ		COUTÉE MASSIVE ●	
ANALYSES GLOBALES	brute	BB-44a		BB-44b		BB-632		7B-478		7B-517		8B-795	
		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			CaO - *		*		*		*		*		*
SIO ₂	39,05	48,58	39,06	49,48	38,19	51,11	47,76	47,92	48,29	49,45	42,47	48,81	
Al ₂ O ₃	14,06	17,49	13,64	17,27	14,08	18,84	15,07	15,12	17,98	18,41	13,23	15,20	
Fe ₂ O ₃ (t)	7,76	9,65	7,11	9,01	6,40	8,57	10,86	10,89	6,92	7,09	8,48	9,75	
MnO	0,08	0,10	0,10	0,12	0,05	0,07	0,20	0,20	0,08	0,08	0,13	0,14	
MgO	3,84	4,78	4,19	5,30	2,03	2,72	4,67	4,68	3,96	4,06	5,40	6,20	
CaO	14,95	4,85	15,34	4,52	16,78	3,55	6,49	6,32	9,63	8,52	14,32	8,12	
Na ₂ O	3,81	4,74	2,81	3,55	2,39	3,20	5,20	5,21	4,39	4,49	3,63	4,17	
K ₂ O	2,03	2,53	2,21	2,79	2,66	3,56	1,39	1,39	1,08	1,10	1,60	1,83	
TiO ₂	1,29	1,60	1,45	1,83	1,25	1,67	2,32	2,32	1,70	1,74	1,43	1,64	
CO ₂	8,68	-	9,25	-	11,10	-	0,15	-	1,03	-	5,70	-	
P.F.	5,04	6,27	4,63	5,87	4,85	6,49	5,21	5,22	4,45	4,56	3,75	3,74	
TOTAL	100,59	100,59	99,79	99,74	99,78	99,78	99,32	99,27	99,51	99,50	99,64	99,60	
MINÉRALOGIE NORMATIVE													
Q	-	-	-	-	-	3,77	-	-	-	-	-	-	
Or	-	14,91	-	16,56	-	21,00	-	8,22	-	6,51	-	10,83	
Ab	-	30,82	-	30,00	-	26,96	-	32,55	-	34,35	-	26,00	
An	-	18,98	-	22,44	-	17,62	-	13,74	-	26,79	-	17,32	
Cpx	-	4,22	-	-	-	14,54	-	14,53	-	12,55	-	18,73	
Opx	-	-	-	9,66	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ol	-	14,35	-	8,79	-	-	-	11,26	-	6,73	-	11,85	
Neph	-	4,96	-	-	-	-	-	6,22	-	1,95	-	5,01	
Ma	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	
Ilm	-	3,04	-	3,48	-	3,17	-	4,41	-	3,31	-	3,12	
CO _r	-	-	-	0,17	-	3,26	-	-	-	-	-	-	

Tabl. II. 9 B. - Analyses des roches volcaniques triasiques d'Othrys.

Légende : voir Tabl. II. 9 A.

OTHRYS W TRIAS	TOURLA						MOSCHOKARYA				
	DYKE □		SILL □		PILLOW-LAVAS ∅						
	8B-793a (bord.)		8B-793b (coeur)		8B-796		8B-359a (bord.)		8B-359b (coeur)		
	*	*	*	*	*	br.	*	*	*		
ANALYSES ROCHES (% pds)	SiO ₂	47,41	50,69	46,83	50,10	43,76	48,92	46,34	50,04	46,19	50,45
	Al ₂ O ₃	16,70	17,85	16,11	17,23	14,79	16,53	17,16	18,53	17,41	19,01
	Fe ₂ O ₃ (t)	5,52	5,90	7,23	7,73	9,87	11,03	9,42	10,17	9,50	10,38
	MnO	0,09	0,09	0,12	0,13	0,12	0,13	0,17	0,18	0,18	0,20
	MgO	4,20	4,49	5,89	6,30	4,59	5,13	3,18	3,43	3,59	3,92
	CaO	8,18	4,89	9,28	6,03	12,55	7,44	9,53	5,81	8,95	4,61
	Na ₂ O	5,91	6,32	4,27	4,57	3,13	3,49	4,76	5,14	4,64	5,07
	K ₂ O	1,73	1,85	0,98	1,05	1,50	1,67	0,86	0,93	0,97	1,06
	TiO ₂	1,62	1,73	1,46	1,56	1,52	1,69	1,40	1,51	1,40	1,53
	CO ₂	2,83	-	2,86	-	4,63	-	3,26	-	3,72	-
	P.F.	5,33	5,70	4,64	4,96	3,19	3,57	4,02	4,34	3,50	3,82
	TOTAL	99,52	99,51	99,67	99,66	99,65	99,60	100,10	100,08	100,05	100,05
MINERALOGIE NORMATIVE (P.F.)	Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Or	10,94	-	6,15	-	9,88	-	5,44	-	6,21	-
	Ab	38,87	-	38,54	-	29,50	-	42,58	-	42,76	-
	An	14,87	-	23,41	-	24,46	-	24,75	-	22,83	-
	Cpx	7,51	-	4,41	-	4,17	-	3,45	-	-	-
	Opx	-	-	5,21	-	10,28	-	-	-	7,42	-
	Ol	7,86	-	11,15	-	11,40	-	13,15	-	3,99	-
	Neph	7,88	-	-	-	-	-	0,42	-	-	-
	Ma	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	-
	Ilm	3,29	-	2,96	-	3,21	-	2,87	-	2,89	-
	Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,17

Tabl. II. 9 C. - Analyses des roches volcaniques triasiques d'Othrys.

Légende : voir Tabl. II. 9 A.

OTHRYS W TRIAS	KATSICHORACHI		MOSCHOK.		TOURLA		LEFKA		KOROMILORACHI		AGRILIA
	Coulée massive ●		Dolérite alcal. ∅		Trachytes *		Trach. *		Trach. *		Picrite ▼
	8B-311		7B-135		7B-474		7B-427		7B-304		7B-305
	brute	Corr. CaO : *		*		P.F. **					
ANALYSES ROCHES OXYDES (% pds)	SiO ₂	49,56	50,54	45,51	57,35	64,83	67,49	64,40	56,51	68,80	41,72
	Al ₂ O ₃	14,45	14,74	14,38	18,12	16,04	16,70	17,52	17,02	14,27	5,03
	Fe ₂ O ₃	9,78	9,97	5,44	6,86	5,76	6,00	3,03	7,86	4,59	9,05
	MnO	0,08	0,08	0,07	0,09	0,19	0,20	0,13	0,11	0,05	0,13
	MgO	6,79	6,92	2,51	3,16	0,13	0,14	0,19	2,02	0,20	28,04
	CaO	5,59	4,60	13,26	2,19	0,70	0,73	0,37	3,89	0,61	4,08
	Na ₂ O	3,83	3,91	6,58	8,29	9,58	9,97	6,03	4,95	5,60	0,13
	K ₂ O	2,71	2,76	0,17	0,21	0,14	0,14	5,79	2,85	4,64	0,08
	TiO ₂	1,41	1,44	1,07	1,35	0,41	0,43	0,32	1,30	0,36	0,30
	CO ₂	0,85	-	9,05	-	-	-	-	-	-	-
	P.F.	4,26	4,34	1,58	1,99	4,02	-	1,97	3,35	0,72	4,02
	TOTAL	99,31	99,30	99,62	99,61	101,80	101,80	99,75	99,86	99,84	101,18
MINERALOGIE NORMATIVE (P.F.)	Q	-	-	-	-	5,17	-	5,73	2,93	16,02	5,17
	Or	16,62	-	1,24	-	0,83	-	34,25	16,86	27,44	9,83
	Ab	33,43	-	70,06	-	80,97	-	50,96	41,84	47,33	80,97
	An	14,01	-	10,92	-	0,34	-	1,74	15,76	0,06	0,34
	Cpx	7,46	-	-	-	2,77	-	-	2,96	2,59	2,77
	Opx	-	-	0,15	-	4,32	-	1,47	10,87	2,50	4,32
	Ol	17,99	-	9,68	-	-	-	-	-	-	-
	Neph	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ma	2,18	-	2,18	-	2,18	-	2,18	2,18	2,18	2,18
	Ilm	2,76	-	2,55	-	0,78	-	0,61	2,47	0,68	0,78
	Cor	-	-	0,24	-	-	-	0,68	-	-	-

Tabl. II. 9 D. - Analyses des roches volcaniques triasiques d'Othrys.

Légende : voir Tabl. II. 9 A.

OTHYRS centrale	NEOCHORION (X)									
	COULEES						PILLOW-TYPIQUES		DOLERITE	
	F4-298		F4-299		F4-303		F5-84		F5-85	
TRIAS	br.	P.F.*	br.	P.F.*	br.	P.F.*	br.	P.F.*	br.	P.F.*
SiO ₂	46,60	51,97	47,41	52,35	51,58	55,95	52,97	55,39	50,86	53,15
Al ₂ O ₃	12,68	14,14	12,62	13,94	13,86	15,03	13,45	14,06	15,88	16,59
Fe ₂ O ₃ (t)	5,59	6,23	6,52	7,20	7,19	7,80	8,18	8,55	8,16	8,53
MnO	0,39	0,43	0,20	0,22	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14	0,15
MgO	6,45	7,19	5,88	6,49	5,30	5,75	5,50	5,75	7,17	7,49
Na ₂ O	4,95	5,52	4,98	5,50	5,76	6,25	4,97	5,20	4,79	5,01
K ₂ O	0,75	0,84	0,79	0,87	0,71	0,77	1,39	1,45	0,10	0,10
TiO ₂	0,89	0,99	0,86	0,95	0,86	0,93	0,97	1,01	1,30	1,36
P.F.	10,32	-	9,40	-	7,81	-	4,36	-	4,31	-
TOTAL	99,87	99,86	99,49	99,48	100,04	100,04	99,83	99,93	99,96	99,96

Tabl. II. 9 E. - Analyses des roches volcaniques triasiques d'Othrys.

Légende : voir Tabl. II. 9 A.

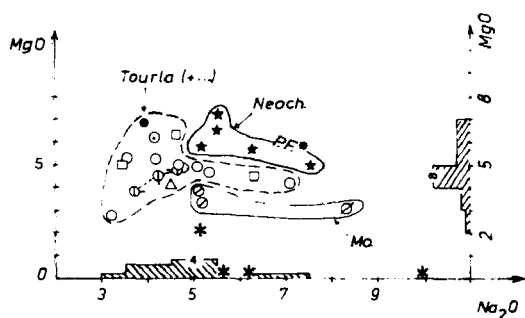
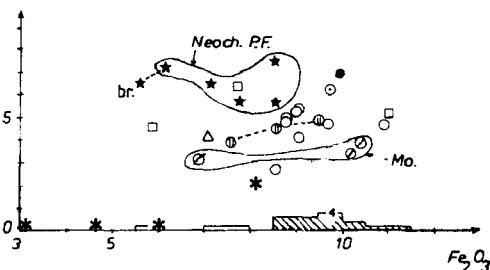
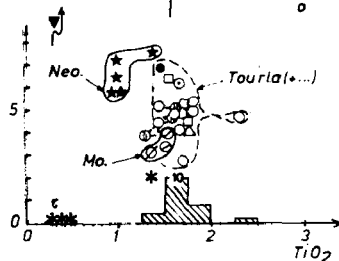
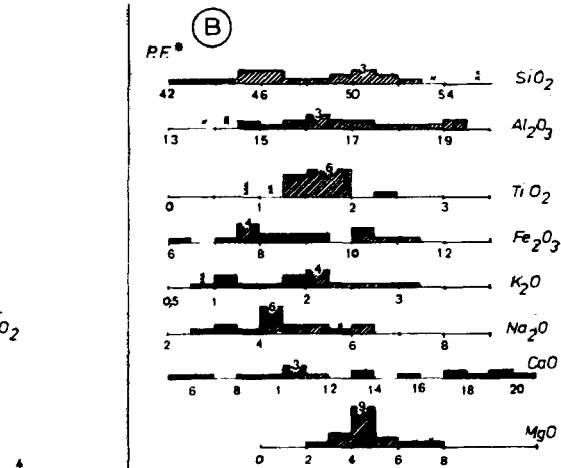
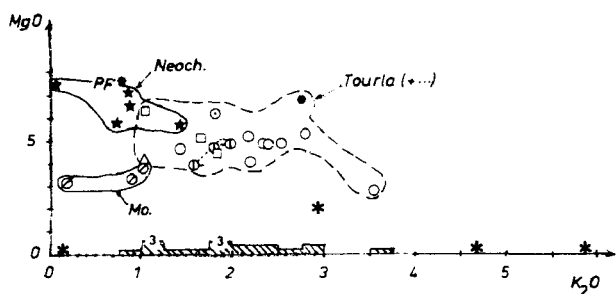
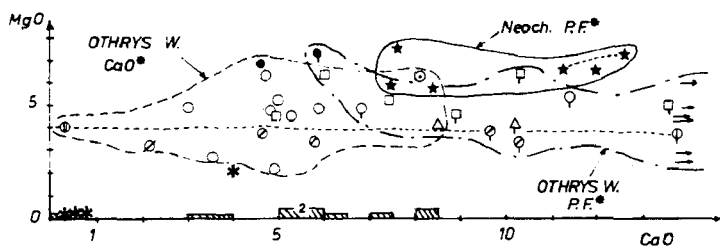
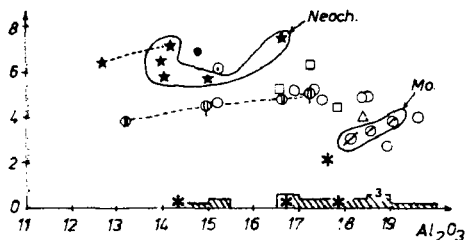
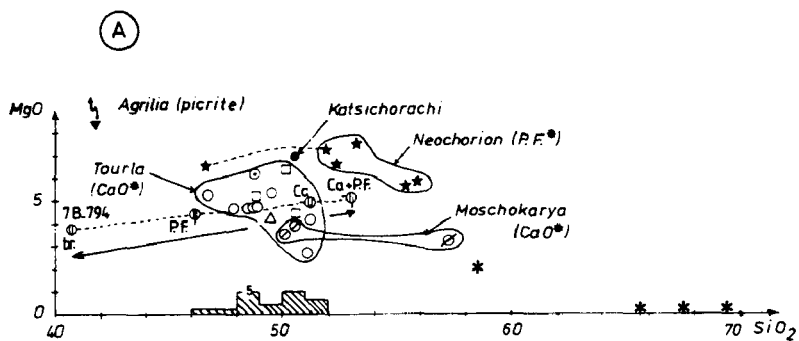
TRIAS	OTHYRS W + NEOCH.		NEOCH.	OTHYRS - W				TRIAS		OTHYRS	Laves océaniques diverses		
			(R.b.)	(R.b.)			(R.b.)	Pinde N(1) Mamonia(2)	FOURCA	Alc(3)	Thol(4)	Arc.	
Moyennes : R.basiques (R.b.)			5	17			17		pillow-			Ins. (5)	
ech. n = 22							M3 =	(P.F.)	ophiol.				
Correct. br.	P.F.	P.F.	M1=P.F.	CaO*	M2=CaO*avec	M1 + M2	(P.F.)	(P.F.)	(M1 + M 2)	(P.F.)	(P.F.)	(P.F.)	
				P.F.=0		2			2				
SiO ₂	44,53	49,19	53,76	47,85	49,59	52,51	50,18	49,43	51,77	50,84	47,85	49,56	49,22
Al ₂ O ₃	14,73	16,32	14,75	16,78	17,42	18,45	17,62	18,02	15,39	15,83	18,19	17,11	18,27
Fe ₂ O ₃ (T)	7,74	8,55	7,66	8,81	9,14	9,67	9,24	9,65	10,88	9,79	10,72	9,61	10,01
MnO	0,12	0,14	0,21	0,12	0,11	0,12	0,12	0,17	0,26	0,10	0,16	0,17	-
MgO	4,62	5,09	6,53	4,67	4,82	5,10	4,89	7,11	6,02	6,80	4,83	7,20	6,37
CaO	11,23	12,62	9,58	13,51	5,04	5,85	9,68	9,19	9,76	9,88	8,73	11,77	12,00
Na ₂ O	4,29	4,74	5,50	4,52	4,68	4,95	4,74	4,14	2,99	4,16	4,03	2,74	1,70
K ₂ O	1,51	1,64	0,81	1,88	1,98	2,10	1,99	0,95	0,98	0,59	1,68	0,16	0,47
TiO ₂	1,37	1,42	1,05	1,53	1,67	1,78	1,66	1,33	1,97	1,34	2,90	1,50	0,93
P.F.	11,02	-	-	-	5,31	-	-	-	-	-	P ₂ O ₅ 0,93	0,16	P.F. 0,93
TOTAL	101,16	99,71	99,85	99,67	99,76	100,53	100,12	99,99	100,02	99,51	100,02	99,98	99,90

Tabl. II. 9 F. - Roches volcaniques triasiques d'Othrys. Comparaisons de quelques valeurs moyennes.

Les différentes colonnes concernant les laves triasiques d'Othrys correspondent aux moyennes suivantes - Othrys W + Neoch. (Neochorion) : 22 éch. de roches basiques, Moyennes établies sur les analyses brutes (colonnes : br) ou corrigées pour la "Perte au Feu" (colonne P.F.*). Neoch. (Neochorion) : 5 éch. de roches basiques, Moyennes sur analyses (P.F.*). Othrys W (occidentale) : 17 éch. de roches basiques, De gauche à droite les moyennes ont été établies sur les analyses corrigées pour la perte au feu (colonne P.F.* M₁), pour CaO (colonne CaO*), et pour CaO* en éliminant le reliquat de Perte au Feu (M₂).

Les autres colonnes représentent : les laves ophiolitiques de Fourca en Othrys (voir 2ème partie, chap. IV) ; des laves triasiques du Pinde du Nord (1) (Terry, 1979) et de Mamonia (2) (Bechon, 1979) ; des laves océaniques alcalines (3) et tholéitiques (4) (d'après Engel et al., 1965 ; in Terry (1979) et d'arcs insulaires (d'après Manson (1968) ; in Ohnenstetter et Ohnenstetter (1978)).

Pour l'analyse des comparaisons voir texte.



Tauria				Katsik.	Maschok.		(Tauria +...)	Agrilia	Neochorion (P.F.**)	Corrections (exemple)
○ a	□ b	△ c	⊙ d	● e	○ f	○ g	* h	▼ i	* j	○ An. brute
pillow	β. subdol.	leucoβ	coulée	coulée β.	pillow	dol. alc.	trachytes	picrite	laves. δ. pillow	○ Part. au feu (P.F*)
88.793	78.517	88.795	88.311				(%)	F8.315		○ CaO*
										○ (P.F.+CaO)*

← Histogrammes (éch. a à f) → P.F.*

b2. Analyses de quelques moyennes relatives aux éléments majeurs.

L'établissement de moyennes chimiques relatives aux éléments majeurs n'a bien évidemment qu'une valeur limitée, cependant celles-ci révèlent de façon claire les effets des divers types de correction appliquée aux analyses (sur les pourcentages de silice, par exemple) et permettent de comparer de façon simple des ensembles effusifs différents.

Ainsi, Terry (1979) donne des moyennes des laves triasiques -supposées alcalines- associées tectoniquement aux nappes ophiolitiques du Pinde septentrional, ainsi que des moyennes des laves ophiolitiques et diverses moyennes de laves alcalines et tholéitiques océaniques.

Il m'a paru intéressant de comparer les ensembles effusifs d'Othrys à ces différentes associations magmatiques, dont certaines, celles du Pinde septentrional, sont assez proches du secteur étudié, tout en y associant d'autres formations éruptives triasiques, telles que celles de Chypre et des associations d'arcs insulaires (tabl. II 9 F).

La confrontation de ces différentes moyennes permet de dégager les quelques faits suivants :

- les corrections effectuées ont des conséquences qui ne sont pas négligeables : ainsi, la correction de CaO en fonction de la teneur en CO₂ entraîne une modification de l'ordre de 8 % (sur CaO) pour la totalité des roches basiques triasiques d'Othrys, et même de 10 % pour le groupe des pillow-lavas.

L'élimination des éléments volatils, sans correction du taux de CaO, donne des résultats intermédiaires entre les analyses brutes et les analyses recalculées en corrigeant CaO ;

- pour un même type de correction (élimination des volatils -PF* - par exemple), des différences majeures existent entre des affleurements distincts appartenant à des séries de même type : c'est le cas pour les affleurements de Neochorion, en bordure occidentale de l'Othrys centrale, et ceux d'Othrys occidentale s.s. Cependant, le nombre d'analyses provenant du premier secteur cité est encore insuffisant pour qu'il soit possible de conclure avec certitude, et ce d'autant plus que les affleurements de Neochorion constituent un ensemble volcano-sédimentaire typique, alors que les affleurements d'Othrys occidentale étudiés sont plus riches proportionnellement en termes effusifs ;

Fig. 68 A et B. - Laves triasiques d'Othrys. Variation des teneurs en oxydes en fonction de MgO. D'après les valeurs corrigées en CaO* (sauf indications contraires).

L'influence des divers types de correction a été figurée par des tirets reliant les points figuratifs d'un échantillon témoin, de Tourla, (7B-794) correspondant à un échantillon moyen. On voit que l'influence de ces corrections est très importante (MgO /SiO₂ par exemple).

Pour le diagramme MgO /CaO les nuages de points correspondent aux analyses corrigées en CaO* (en fonction de CO₂) d'une part, en tenant compte de la perte au Feu (P.F.*) d'autre part.

Légende valable pour toutes les figures relatives aux laves triasiques.

Corrections. Les points figuratifs sans barre supplémentaire externe sont des valeurs corrigées en CaO.

Roches basiques d'Othrys occidentale et centrale. Massif de Tourla : a à d. - a. pillow-lavas. - b. faciès intrusifs subdoléritiques (dykes, sills). - c. "leucobasaltes". - d. coulée Katsichorachi. - e. coulée massive Moschokarya. - f. pillow-lavas Neochorion (Othrys centrale). - j. laves diverses (pillow, coulées plus massives, laves subdoléritiques). - Types pétrographiques particuliers. - g. dolérite (sub)"alcaline" (Moschokarya). - h. roches trachytiques (Tourla, Lefka, Koromilarachi). - i. picrite (Agrilia).

Histogramme de fréquence sur les pourcentages d'oxydes des roches basiques triasiques d'Othrys occidentale.

A. - CaO*. établis à partir de valeurs corrigées en CaO* (ech. a à f). Seul l'axe des abscisses est utilisé (sauf pour MgO). Les valeurs des fréquences maximales sont reportées sur l'histogramme même.

B. - P. F.*. établis à partir des valeurs corrigées en éléments volatils (P. F.*). Les croix représentent les laves de Neochorion ajoutées sur cet histogramme aux laves basiques d'Othrys occidentale (a à f).

- les comparaisons avec d'autres ensembles effusifs ne peuvent être établies qu'après avoir effectué des corrections de même nature, c'est-à-dire, dans le cas des données rapportées par Terry (1979), après élimination des volatils essentiellement. Il existe cependant des différences importantes au niveau des teneurs en CaO, qui ne peuvent être tenues pour significatives, puisque les corrections de CaO en fonction de la teneur en CO₂, entraînent des variations extrêmes. Pour que les comparaisons soient plus aisées, j'ai ramené l'analyse moyenne au même taux de CaO que celui qui figure dans les analyses de Terry (*op. cit.*) pour les laves triasiques, ce qui revient pratiquement à retenir pour l'Othrys, une moyenne des deux types de correction appliquée (élimination des volatils et correction de CaO). Cette dernière valeur n'a pas de signification très précise mais elle permet une comparaison objective avec les laves de Fourca, qu'il n'aurait pas été logique de ramener au taux de CaO d'une analyse quelconque de lave triasique.

Il apparaît ainsi que les laves triasiques d'Othrys et du Pinde du Nord sont assez comparables à quelques exceptions près : les laves d'Othrys sont légèrement plus riches en titane et nettement plus potassiques ; en revanche, le taux de magnésium y est plus faible ;

- par rapport aux laves en pillow-lavas -supposés ophiolitiques- de l'unité de Fourca (2e partie, chapitre IV) qui surmonte les unités de Loggitsion, les laves triasiques d'Othrys sont plus riches en TiO₂, Al₂O₃ et surtout K₂O, et corrélativement appauvries en MgO. Indépendamment de la signification de ces différents ensembles effusifs d'Othrys, il est clair que ces constatations justifient la séparation de ces deux ensembles, ce qui était prévisible d'après les observations de terrain, mais méritait d'être établi avec plus de rigueur ;

- enfin, une première observation montre que, par rapport aux moyennes des laves alcalines et tholéitiques retenues par Terry (1979, auteurs cités ; tabl. II 9 F), les laves triasiques d'Othrys ont des valeurs en aluminium, magnésium, potassium et sodium qui se rapprochent plus des premières (laves alcalines) que des secondes (laves tholéitiques). En revanche, les taux de titane (même en tenant compte des corrections au niveau du CaO) sont plus proches de ceux des laves tholéitiques, quoique légèrement plus importants que ces derniers.

Par rapport aux laves d'arcs insulaires retenus par Ohnenstetter et Ohnenstetter (1978, auteurs cités), les laves d'Othrys apparaissent nettement plus riches en titane.

c. LE DIAGRAMME ALCALINS/SILICE (fig. 69 A).

Dans ce diagramme dont on connaît la valeur limitée pour des laves spilitisées, les roches éruptives d'Othrys occidentale se regroupent dans le domaine des séries alcalines tel qu'il a été défini par Mac Donald et Katsura (1964) et Irvine et Baragar (1971) et plus particulièrement dans le champ des laves moyennement alcalines de Schwarzer et Rogers (1974). Les laves de Neochorion (5 analyses) se placent cependant dans le domaine intermédiaire entre les champs alcalin et subalcalin.

d. LES DIAGRAMMES NORMATIFS (fig. 69 B, C et D).

Ces diagrammes sont basés sur la composition normative C. I. P. W. en pourcentage pondéral. Leur signification est également limitée dans le cas des roches spilitisées (mobilité des alcalins).

Dans les diagrammes triangulaires de Yoder et Tilley (fig. 69 C), les roches effusives triasiques se répartissent dans les triangles Ne-Di-Ol, mais aussi Di-Ol-Hy. On note en particulier une assez grande dispersion des points correspondant aux pillow-lavas du fait des altérations (albitisation et calcitisation).

Dans le diagramme triangulaire normatif Ol' (Ol + 3/4 Cpx) - Ne' (Ne + 3/5 Ab) - Q' (Q + 2/5 Ab + Opx) d'Irvine et Baragar (fig. 69 D), les échantillons analysés se placent plutôt dans le champ des laves alcalines mais très près de la courbe discriminante séparant les domaines alcalin et subalcalin.

La nomenclature fondée sur le pourcentage d'An normatif ($An = \frac{100 An}{An + Ab + \frac{3}{5} Ne}$) et l'index de coloration (CI = Ol + Opx + Cpx + Nt + Ilm + Hm) montre que les termes basiques correspondent surtout à des Hawaïtes, mais il faut tenir compte des effets parfois exagérés des corrections de CaO et de la spilitisation des échantillons (fig. 69 B).

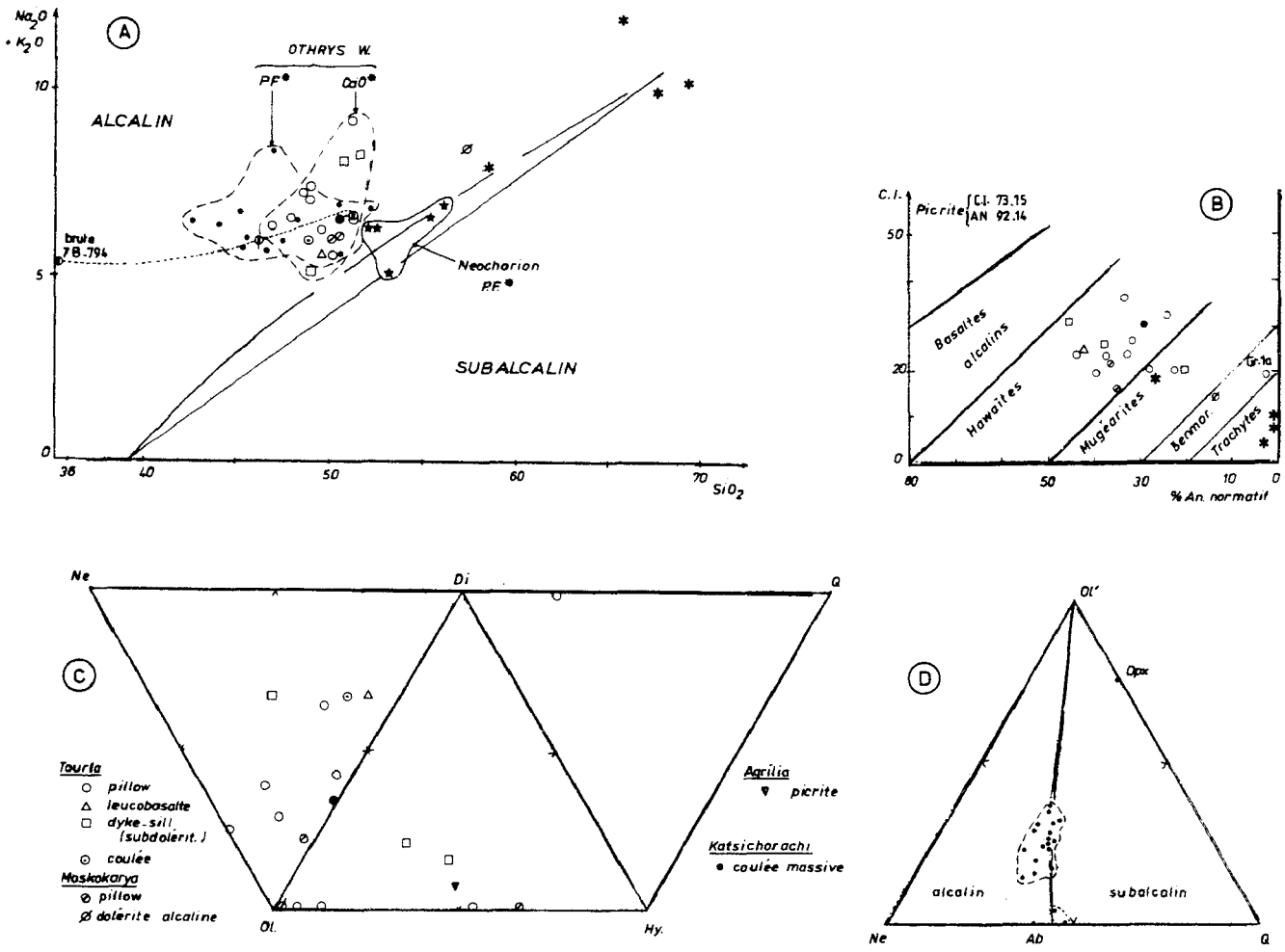


Fig. 69. - Laves triasiques d'Othrys.

A. Variation des alcalins en fonction de SiO_2 . Légende (cf. fig. 68).

Les valeurs représentées sont les valeurs corrigées CaO^* mais les petits "points" représentent les analyses des laves d'Othrys occidentale après correction de la "Perte au Feu" (P.F.*). Quel que soit le type de correction retenu, les points occupent le champ alcalin, mais ce diagramme n'a qu'une valeur limitée étant donné le caractère spilitique des laves considérées.

B à D. - Légende (cf. fig. 68). Ces diagrammes ont une valeur limitée vu la mobilité des alcalins.

B. Diagramme C.I. (Colour-Index) / % An normatif. -

$CI = Ol + Opx + Cpx + Ilm + Mt + Hm$

% An normatif = $100 \% An / (An + Ab = 5/3 Ne)$

Les roches basiques d'Othrys correspondent essentiellement à des Hawaïtes d'après ce diagramme. Cependant les abscisses sont probablement déplacées vers les valeurs inférieures du fait de la spilitisation.

C. Diagramme de Yoder et Tilley (1962) (cf. texte).

D. Diagramme. - $Ol' - Ne' - Q'$ (Irvine et Baragar, 1971) (cf. texte).

$(Ol' = Ol + 3/4 Opx \quad Ne' = Ne + 3/5 Ab \quad Q' = Q + 2/5 Ab + Opx)$

Les diagrammes B et D ont été repris de Courtin, 1979 et Lapierre et al., (sous presse).

e. LES DIAGRAMMES CHIMICO-MINERALOGIQUES DE DE LA ROCHE ET LETERRIER (1973), DE DE LA ROCHE (1974) ET DE BEBIEN *et al.* (1977).

Ces diagrammes ont été établis à partir des analyses corrigées (CaO^* et PF^*).

e1. Le diagramme $[\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2 \text{Ca}/3)] f[\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})]$ (fig. 70 A).

Il est théoriquement peu sensible aux effets de l'albitisation du plagioclase dans la mesure où les points figuratifs Ab et An sont proches l'un de l'autre sur l'axe des abscisses. La correction de CaO qui intervient de façon comparable en abscisses et en ordonnées, entraîne en revanche un glissement important des points vers le haut et la droite du diagramme.

Les points représentant les roches effusives triasiques restent cependant dans un secteur proche du domaine restreint des basaltes, au-dessous de la droite An-Ol, c'est-à-dire dans le champ sous-saturé.

Les laves du secteur de Neochorion apparaissent quelque peu décalées vers le haut par rapport aux autres laves, pour une correction identique (PF^*), du fait probablement d'une plus grande richesse en silice des premières nommées pour des taux comparables de CaO.

e2. Le diagramme $[6 \text{Ca} + 2 \text{Mg} + \text{Al}] f[11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})]$ (fig. 70 B).

Dans cette projection du tétraèdre de Yoder et Tilley, les minéraux du plan critique sont alignés suivant la diagonale du premier quadrant qui sépare donc les domaines alcalin et tholéitique.

Les volcanites triasiques se placent pour l'essentiel dans le domaine de laves alcalines. Naturellement, la correction de CaO déplace l'ensemble des points représentatifs vers le bas parallèlement à l'axe des ordonnées ($6 \text{Ca} + 2 \text{Mg} + \text{Al}$) ; certains franchissent même la droite de séparation des champs "saturé" et "sous-saturé". Là encore, si l'on considère les analyses corrigées pour la "Perte au feu", les laves de Neochorion sont décalées par rapport à celles de la partie externe de l'Othrys occidentale, ce qui correspond semble-t-il à leur plus faible carbonatation (en moyenne) et leur plus grande richesse (relative) en silice.

Les trachytes se retrouvent tous dans le domaine tholéitique alors que la tendance évolutive de la lignée alcaline saturée représentée par les auteurs rejoint des trachytes situés au-dessus de cette droite (T., fig. 70 B). Il apparaît que c'est surtout par un déplacement parallèle à l'axe des abscisses que se fait le franchissement de la diagonale ; par conséquent, la cause de cette position singulière est à rechercher dans les pourcentages relatifs des éléments représentés en abscisses : la mobilité (forte) des alcalins par exemple. Cependant, les trachytes restent proches de la diagonale de référence et ne s'approchent pas des courbes de différenciation des séries tholéitiques ou calco-alcalines (Th et CA, fig. 70 B).

Globalement, les analyses corrigées (CaO^*) se placent assez bien sur la courbe de différenciation des séries "alcalines saturées" ("S. alc. s.", fig. 70 B).

e3. Diagramme de Bebien *et al.* (1977).

Bien que les effets de l'albitisation soient minimisés par ce type de projection, une dispersion importante des points figuratifs apparaît sur ce diagramme dont l'interprétation est malaisée.

f. BILAN.

Dans les différents diagrammes établis d'après les analyses chimiques des volcanites triasiques d'Othrys, les points représentatifs de ces dernières occupent le champ des séries alcalines et plus particulièrement des séries "alcalines saturées", notamment si l'on tient compte des valeurs corrigées pour CaO (en fonction de la teneur en CO_2).

Il est remarquable de constater que les laves triasiques présentes dans l'édifice tectonique ophiolitique du Pinde du Nord (Terry, 1979) sont tout à fait comparables, d'après l'analyse des diagrammes précédemment évoqués, aux laves triasiques d'Othrys. Il est vrai qu'il s'agit très probablement d'ensembles effusifs homologues, simplement entraînés en écailles sous la nappe ophiolitique dans le cas du Pinde septentrional.

Les corrections envisagées ne concernent que les éléments volatils (Perte au feu, PF^*) ou CaO^* . Les autres transformations secondaires éventuelles n'ont pas été quantifiées : c'est le cas notamment pour la silice et les alcalins dont on connaît la grande mobilité. Des doutes subsistent donc quant aux affinités réelles de ces volcanites triasiques déduites des analyses globales. C'est pourquoi il est nécessaire d'étudier les témoins les moins transformés des roches initiales et notamment les restes des associations minérales primaires (l'étude des traces est en cours).

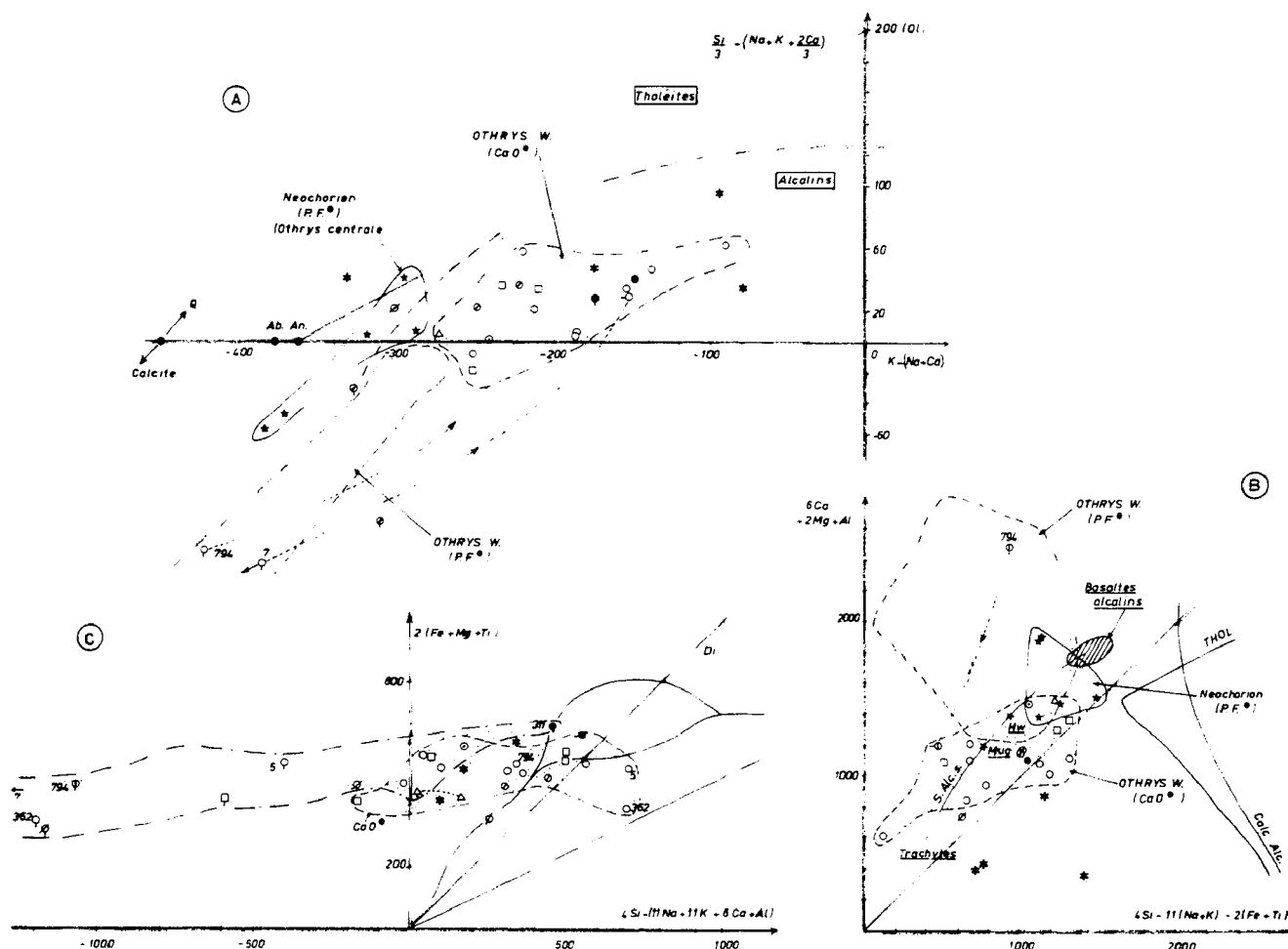


Fig. 70. - Laves triasiques d'Othrys. Diagrammes chimico-minéralogiques.

A. Diagramme de de La Roche et *al.*, (1974). - B. de La Roche et Leterrier, (1973). - C. Bébien et *al.*, (1977).

Légende : fig. 68.

Paramètres en miliatomes-grammes dans 100 gr de roche

A. On notera dans le diagramme (A) les effets importants de la correction de CaO^* et le bon regroupement des points après correction, ce qui justifie pour partie au moins ce type de traitement sur les analyses brutes des laves d'Othrys.

B. Dans le diagramme (B) les roches basiques restent dans le domaine des séries alcalines et suivent plus précisément la droite d'évolution des séries alcalines saturées, en dehors des trachytes. Ces derniers sont toutefois assez loin des courbes d'évolution des séries tholéïtiques et calco-alcalines.

C. Diagramme de Bébien. Les éléments les plus mobiles (dont Ca) étant en abscisses, les effets de correction de CaO^* entraînent des déplacements des points parallèlement à cet axe.

3. ANALYSE MINÉRALOGIQUE A LA MICROSONDE.

Ces études réalisées par Lapierre à Nancy (+) concernent principalement les pyroxènes -minéraux les mieux conservés parmi les espèces bien représentées- et accessoirement, les amphiboles et les feldspaths (tabl. II 10 A à E).

a. LES FELDSPATHS (tabl. II 10 A et B).

- Trachytes (7B 304-305) : les phénocristaux et les microlithes présents sont des albites qu'accompagnent de rares anorthoses ;
- Dolérite à aegyrine et arfvedsonite, dite dolérite alcaline (7B 135) : le seul feldspath observé est l'albite en petits cristaux alors que les grandes lattes des plagioclases sont profondément altérées ;
- Leucobasalte (7B 517) : les feldspaths correspondent à du labrador (An 52-62) ;
- Basalte en coulée massive (8B 311) : les phénocristaux sont également du type labrador (An 50) mais les microlithes sont plus ou moins albitisés ;
- Basalte subdoléritique intrusif (8B 793 b) : outre les phénocristaux de plagioclase (An 46-52) albitisés sur les bordures, on note la présence de minuscules baguettes de feldspath alcalin (Or 99,67) au sein de minéraux secondaires.

Les autres faciès, et notamment les laves à débit en pillow-lavas, montrent des feldspaths albitisés et souvent très altérés.

En résumé, il semble que les associations minéralogiques primaires devaient être constituées de labrador pour les roches basaltiques et d'anorthose pour les trachytes. Par ailleurs, l'albite se développe dans tous les types effusifs rencontrés.

b. LES AMPHIBOLES (tabl. II 10 C).

Ce sont de minuscules cristaux (0,10 mm), présents dans la mésostase des roches les plus différenciées, qui correspondent du point de vue chimique à des arfvedsonites, d'après la classification de Leake (1978) (Lapierre *et al.*, sous presse).

c. LES CLINOPYROXENES.

L'étude de ces clinopyroxènes figure pour partie *in* Lapierre *et al.* (sous presse). Je résumerai ici les principaux résultats présentés dans cette publication auxquels j'ajouterai les diagrammes récents, et plus significatifs me semble-t-il, de Leterrier *et al.* (1981) et comparerai ces résultats aux données publiées par Hynes (1974 a) et Cameron *et al.* (1980).

c1. Composition (fig. 71 A et tabl. II 10 D et E).

Les analyses révèlent la présence d'augite et de salite dans la plupart des termes basaltiques mais aussi d'augite aegyrienne et d'aegyrine dans les roches plus évoluées (trachytes notamment). Certains points représentant des pyroxènes de la picrite d'Agrilia, occupent le champ des endiopsides mais à proximité des salites et des augites.

Des variations existent à l'intérieur d'un même échantillon entre les phénocristaux et les microcristaux de la mésostase mais aussi au sein d'un même minéral entre coeur et bordure des phénocristaux.

(+) Sur Camebax automatisé. Conditions de travail 15 KV ; 10-12 nA ; temps de comptage 6 sec.

ANALYSES CHIMIQUES (% pds) ET FORMULES STRUCTURALES O = 8 DES FELDSPATHS DES ROCHES BASIQUES D'OTHYRS OCCIDENTALE											
COULEE MASSIVE - 8B-311				LEUCOBASALTE 7B-517				BASALTE SUBDOLERITIQUE INTRUSIF 8B-793b			
SiO ₂	55,72	61,12	64,73	52,74	53,64	53,44	54,38	64,29	65,99	56,13	54,84
TiO ₂	0,15	-	1,14	0,14	-	0,08	0,11	0,00	0,00	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	26,55	23,64	18,95	28,81	28,70	29,58	27,79	18,28	21,53	26,57	27,49
FeO	0,78	0,13	1,33	0,81	0,54	0,62	0,44	0,14	0,35	0,63	0,53
MgO	0,17	0,06	0,37	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10	0,10
MnO	0,01	0,01	0,03	0,18	0,8	0,90	0,11	0,00	0,01	0,00	0,02
CaO	10,25	5,13	1,94	11,85	11,61	11,01	10,52	0,00	2,07	9,56	10,38
Na ₂ O	5,41	8,57	10,02	4,00	4,53	4,47	5,05	0,35	9,95	5,74	5,20
K ₂ O	0,42	0,08	0,39	0,27	0,20	0,21	0,23	15,60	0,50	0,35	0,20
TOTAL	98,58	98,85	98,91	99,09	99,35	99,58	98,68	98,65	100,58	99,33	98,85
Si	2,533	2,747	2,921	2,421	2,445	2,451	2,489	3,003	2,891	2,552	2,507
Al	1,420	1,249	1,006	1,556	1,539	1,542	1,496	1,004	1,109	1,421	1,478
Mg	0,011	0,004	0,025	0,012	0,005	0,006	0,007	-	0,005	0,006	-
Fe ²⁺	0,029	0,004	0,001	0,030	0,020	0,023	0,012	-	0,012	0,023	0,020
Mn	-	5,01	-	5,00	-	4,98	-	4,98	-	4,98	-
Ca	0,499	0,247	0,093	0,582	0,567	0,541	0,515	-	0,097	0,465	0,508
Na	0,476	0,745	0,875	0,355	0,399	0,396	0,447	0,003	0,843	0,505	0,460
K	0,024	0,004	0,022	0,015	0,011	0,012	0,013	0,930	0,027	0,020	0,011
Ti	0,024	-	0,038	0,004	-	0,002	0,003	-	-	0,001	-
Ab	47,64	75,10	88,38	Ab 37,28	40,83	41,72	45,84	Ab 0,321	87,17	51,01	46,98
An	49,94	24,88	9,39	An 61,13	58,03	57,03	52,82	An 0	10,03	46,96	51,88
Or	2,40	0,40	2,22	Or 1,57	1,12	1,26	1,33	Or 99,67	2,79	2,02	1,12
				microlite	ph. (bordure)	ph. (coeur)	ph. (coeur)	microlite	ph. bordure	coeur	

Tabl. II. 10 A. - Les laves triasiques d'Othrys : Analyses des feldspaths.
(Tabl. II. 10 A à E : Analyses à la microsonde électronique, Nancy : Lapiere).

ANALYSES CHIMIQUES (% pds) ET FORMULES STRUCTURALES (O=8) DES FELDSPATHS DES ROCHES ALCALINES D'OTHYRS OCCIDENTALE											
TRACHYTE (7B-305)				TRA. (7B-304)				DOLERITE ALCALINE - (7B-135)			
SiO ₂	69,09	67,68	66,59	67,43	68,25	68,18	68,49	67,90			
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Al ₂ O ₃	20,34	18,69	19,01	19,11	19,60	20,33	20,38	19,34			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
FeO	0,28	1,62	0,46	0,16	0,20	0,05	0,00	0,08			
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	-	0,00	0,001	0,00			
MnO	0,00	0,05	0,06	0,09	0,05	0,00	0,01	0,00			
CaO	0,16	1,05	0,30	0,00	0,02	0,11	0,26	0,20			
Na ₂ O	11,06	10,62	4,01	8,09	11,52	11,26	11,47	11,70			
K ₂ O	0,17	0,08	8,59	5,18	0,02	0,33	0,14	0,04			
TOTAL	101,12	99,94	99,10	100,35	100,10	100,38	100,54	99,27			
Si	2,983	2,993	3,031	2,997	2,996	2,972	2,979	2,992			
Al	1,033	0,965	1,018	0,999	1,006	1,042	1,027	1,002			
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-			
Mg	-	-	-	-	-	-	0,006	-			
Fe ²⁺	0,010	4,96	0,058	5,01	0,017	4,93	0,006	4,99			
Mn	-	0,001	0,002	0,003	-	-	0,003	-			
Ca	0,07	0,049	0,014	-	0,001	0,005	0,001	0,200			
Na	0,924	0,907	0,353	0,696	0,973	0,950	0,965	0,999			
K	0,000	0,045	0,499	0,293	0,001	0,018	0,004	0,002			
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-			
Ab	98,29	90,60	40,76	70,37	Ab 99,79	Ab 97,63	99,48	83,18			
An	0,74	4,89	1,61	0	An 0,10	An 0,51	0,12	16,65			
Or	0,95	4,49	57,62	29,62	Or 0,10	Or 1,84	0,41	0,16			

Tabl. II. 10 B. - Les laves triasiques d'Othrys : Analyses des feldspaths.
(Légende : voir Tabl. II. 10 A.).

ANALYSES CHIMIQUES (% pds) ET FORMULES STRUCTURALES (O = 23) DES AMPHIBOLES DES ROCHES ALCALINES D'OTHRYS OCCIDENTALE (TRIAS)							
	7B-304	TRACHYTES 7B-305					DOLERITE ALCALINE 7B-135
SiO ₂	47,47	48,28	47,67	47,83	48,17	49,54	50,60
TiO ₂	1,43	0,69	1,28	1,35	1,83	0,32	0,12
Al ₂ O ₃	0,80	0,71	0,70	0,52	0,96	0,36	1,24
FeO*	33,17	33,79	33,65	33,92	31,75	34,42	30,83
MnO	1,29	1,26	1,60	1,68	1,14	1,72	0,20
MgO	0,08	0,31	0,35	-	0,70	0,06	3,98
CaO	2,62	2,98	2,54	2,30	2,38	1,12	1,91
Na ₂ O	6,51	6,17	6,27	6,93	7,26	7,99	6,11
K ₂ O	0,90	0,94	1,03	1,05	1,30	1,15	0,29
TOTAL	94,46	95,19	95,15	95,73	95,66	96,73	95,27
Si	7,930	7,946	7,870	7,926	7,895	8,00	7,994
Al ^{IV}	0,070	0,054	0,130	0,074	0,105	0,00	0,06
Al ^{VI}	0,149	0,082	0,005	0,025	0,079	0,067	0,223
Ti	0,179	0,084	0,158	0,166	0,224	0,037	0,013
Fe ³⁺	0,210	0,424	0,424	0,213	0,198	0,725	0,375
Mg	0,019	0,077	0,085	-	0,170	0,013	0,942
Fe ²⁺	4,407	4,213	4,210	4,471	4,140	3,909	3,447
Mn	0,036	0,120	0,118	0,125	0,157	0,236	0,237
Mn	0,144	0,004	0,104	0,109	-	-	0,025
Ca	0,468	0,525	0,449	0,413	0,418	0,193	0,322
Na	1,388	1,471	1,447	1,478	1,582	1,807	1,419
Na	0,716	0,495	0,559	0,744	0,721	0,674	0,450
K	0,190	0,197	0,217	0,221	0,271	0,234	0,058

Tabl. II. 10 C. - Les laves triasiques d'Othrys : Analyses des amphiboles.

Légende : voir Tabl. II. 10 A.

ANALYSES CHIMIQUES (% pds) ET FORMULES STRUCTURALES (O = 6) DES CLINOPYROXÈNES DES ROCHES VOLCANIQUES ET SURVOLCANIQUES TRIASIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE												
	COULEE MASSIVE - (8B-311)			LEUCOBASALTE - (7B-517)				BASALTE SUBDOLERITIQUE INTRUSIF - (8B-793b)				
SiO ₂	43,07	45,95	49,17	52,13	47,91	51,86	48,53	49,68	48,84	48,22	49,03	50,21
TiO ₂	4,38	3,23	2,17	0,86	1,52	0,64	1,99	1,19	1,42	1,44	1,11	0,97
Al ₂ O ₃	7,89	8,65	10,77	2,58	5,47	1,77	5,52	4,45	4,52	5,42	4,32	3,56
FeO	9,67	8,92	8,75	6,43	6,78	10,79	8,05	8,53	7,26	8,10	9,55	8,30
MnO	0,10	0,08	0,16	0,17	0,11	0,60	0,00	0,10	0,13	0,09	0,30	0,16
HgO	10,59	11,90	8,32	16,62	15,58	13,82	14,72	14,56	14,54	14,25	13,93	15,00
CaO	22,36	20,09	16,62	20,54	20,51	19,78	19,57	20,02	21,64	21,07	19,74	20,78
Na ₂ O	0,55	0,60	3,43	0,30	0,34	0,53	0,35	0,31	0,24	0,30	0,39	0,17
K ₂ O	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	98,60	99,57	99,48	99,91	98,96	99,80	98,90	98,81	98,62	99,01	98,44	99,16
Si	1,655	1,728	1,824	1,920	1,803	1,948	1,809	1,866	1,840	1,816	1,862	1,880
Al ^{IV}	0,335	0,272	0,176	0,080	0,197	0,052	0,191	0,134	0,160	0,184	0,138	0,120
Al ^{VI}	0,023	0,110	0,294	0,038	0,045	0,026	0,051	0,062	0,040	0,056	0,055	0,036
Ti	0,127	0,091	0,060	0,023	0,042	0,018	0,055	0,033	0,040	0,040	0,031	0,027
Fe ²⁺	0,311	0,279	0,270	0,197	0,212	0,370	0,250	0,267	0,228	0,254	0,302	0,259
Hg	0,614	0,671	0,463	0,918	0,879	0,778	0,823	0,820	0,822	0,825	0,784	0,843
Mn	0,003	0,002	0,005	0,005	0,003	0,019	0,000	0,003	0,004	0,002	0,009	0,005
Ca	0,926	0,809	0,660	0,810	0,827	0,796	0,781	0,805	0,873	0,850	0,803	0,834
Na	0,041	0,043	0,246	0,021	0,024	0,038	0,025	0,022	0,017	0,021	0,028	0,012
K	-	-	0,003	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-
En	33,17	38,14	33,23	47,58	45,82	40,02	44,39	43,34	42,80	42,76	41,50	43,54
Fs	16,80	15,86	19,38	10,23	11,05	19,03	13,48	14,11	11,87	13,16	15,98	13,57
Wo	50,02	45,99	44,37	42,07	43,11	40,94	42,12	42,54	45,46	44,06	42,50	43,07
	ph	ph	Microlite	Microlite +	Microlite +	ph (cœur-bordure)	ph (cœur-bordure)	Microlite	ph (cœur-bordure)	ph (cœur-bordure)	ph (bordure-cœur)	ph (bordure-cœur)

Tabl. II. 10 D. - Les laves triasiques d'Othrys : Analyses des clinopyroxènes.

Légende : voir Tabl. II. 10 A.

ANALYSES CHIMIQUES (w pds) ET FORMULES STRUCTURALES DES CLINOPYROXÈNES D'OTHYS OCCIDENTALE (0 - 6)															
DOLERITE ALCALINE - 7B-135						PICRITE						OLIVINES (0 - 4)			
DOLERITE ALCALINE - 7B-135						PICRITE						PICRITES			
SiO ₂	51,06	49,66	53,51	52,78	52,85	SiO ₂	47,70	52,10	47,25	52,76	47,42	48,85	SiO ₂	39,97	41,17
TiO ₂	0,55	0,46	0,97	1,54	1,24	TiO ₂	0,63	0,18	0,85	0,35	0,77	0,43	TiO ₂	-	-
Al ₂ O ₃	1,29	0,69	0,87	0,28	0,28	Al ₂ O ₃	5,57	2,10	6,36	2,44	6,72	6,15	Al ₂ O ₃	-	0,04
FeO	13,03	13,31	9,68	28,00	26,72	FeO	12,97	5,43	9,36	4,45	9,64	8,05	FeO	8,45	5,80
Fe ₂ O ₃	-	14,64	15,97	-	-	MnO	0,46	0,10	0,48	-	0,17	0,12	MnO	0,01	-
MnO	0,52	0,61	0,22	0,16	0,08	MgO	13,90	17,78	14,43	16,76	13,25	14,57	MgO	50,16	52,10
MgO	12,79	0,89	8,43	0,33	0,61	CaO	16,98	20,48	19,95	21,45	20,97	20,86	CaO	0,22	0,06
CaO	19,21	11,36	2,01	0,99	0,64	Na ₂ O	0,19	0,16	0,30	0,20	0,22	0,27	Na ₂ O	0,04	-
Na ₂ O	0,47	6,78	7,98	13,46	13,41	K ₂ O	0,04	-	-	-	-	-	K ₂ O	-	-
K ₂ O	0,00	0,00	0,39	0,00	-	TOTAL	98,47	98,29	99,15	99,43	99,16	99,31	TOTAL	98,87	99,66
TOTAL	98,92	98,40	100,03	97,63	97,84	Si	1,820	1,935	1,774	1,948	1,794	1,821	Si	0,983	0,993
AlIV	0,046	2,00	1,994	2,01	2,01	AlIV	0,180	0,065	0,276	0,052	0,206	0,179	Al	-	0,001
AlIV	0,046	2,00	1,994	2,01	2,01	AlVI	0,069	0,026	0,054	0,053	0,093	0,090	Ti	-	-
AlVI	0,012	-	AlVI	0,028	0,038	Ti	0,017	0,005	0,023	0,009	0,021	0,012	Fe ³⁺	-	-
Ti	0,015	-	Ti	0,013	0,027	Fe ³⁺	0,039	-	0,086	-	-	0,024	Mg	1,850	1,806
Fe ²⁺	0,415	-	Fe ³⁺	0,428	0,370	Mg	0,795	0,990	0,812	0,928	0,751	0,815	Fe ²⁺	0,173	2,02
Mg	0,734	2,01	Mg	0,052	1,001	Fe ²⁺	0,370	0,168	0,206	0,136	1,99	0,303	Mn	-	0,116
Mn	0,016	-	Fe ²⁺	0,479	1,31	Mn	0,014	0,003	0,015	-	0,005	0,003	Ca	-	-
Ca	0,787	-	Mn	0,461	0,395	Ca	0,694	0,813	0,789	0,848	0,850	0,832	Na	0,001	0,001
Na	0,034	-	Ca	0,019	0,006	Na	0,013	0,011	0,021	0,014	0,016	0,019	K	-	-
K	0,00	-	Ca	0,488	1,01	K	0,001	-	-	-	-	-	Mg	91,44	-
En	37,91	-	Na	0,526	0,546	En	42,00	50,00	43,00	49,00	40,00	43,00	Fe ²⁺	8,55	-
Fs	21,43	-	K	0,000	0,018	Fs	22,00	9,00	15,00	7,00	16,00	13,00	-	-	-
Wo	40,65	-	microcline	-	-	Wo	36,00	41,00	42,00	44,00	45,00	44,00	-	-	-
ph	-	-	microcline	-	-	Coeur	-	ph	-	-	-	-	OLIVINES	-	-
-	-	-	microcline	-	-	petit cristal	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	microcline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	microcline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	microcline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	microcline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	microcline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabl. II. 10 E. - Les laves triasiques d'Othrys : Analyses des clinopyroxènes et des olivines de la picrite.

Légende : voir Tabl. II. 10 A.

c2. Informations fournies par l'étude des clinopyroxènes des volcanites triasiques d'Othrys.

Les diagrammes utilisés pour analyser les variations des éléments constituant ces pyroxènes (fig. 71 et 72) permettent de mettre en évidence des évolutions régulières des compositions de ces pyroxènes selon les types de roches analysées.

Les termes extrêmes de cette variation sont représentés par la picrite et les leuco-basaltes (7B 517) d'une part, les basaltes en coulées massives (8B 311) d'autre part.

Les évolutions observées sont importantes puisque dans les diagrammes Ca + Na + K/Fe + Mn (fig. 71 B) et Al^{IV} - Si (fig. 72 A) par exemple, les points représentatifs de la plupart des pyroxènes se placent dans les champs tholéitiques et alcalins et que ceux du basalte en coulée massive indiquent même un chimisme peralcalin.

De nouveaux diagrammes établis par Leterrier *et al.* (1981) à partir de la teneur en Ti et Ca + Na des clinopyroxènes permettent de différencier le champ des basaltes alcalins de celui des basaltes saturés, tholéitiques ou calco-alcalins (fig. 72 B).

Les pyroxènes de la coulée massive (8B 311) tombent franchement dans le domaine alcalin, ce qui confirme les résultats précédents, qu'il s'agisse de microlithes ou de phénocristaux.

Les pyroxènes de la dolérite "alcaline" (7B 135) se placent dans les deux champs mais dans le domaine alcalin ne sont représentés que des microlithes.

Les autres pyroxènes -en dehors des pyroxènes de la picrite- se répartissent pratiquement tous dans la surface de superposition des domaines alcalin et saturé.

Ce diagramme permet de confirmer que les variations sont plus importantes entre les différents types de roches qu'entre les divers types de cristaux (cœur et bordure de phénocristaux, microcristaux, "quenched pyroxenes") d'une même roche.

Ces résultats confirment ce que l'analyse d'autres diagrammes déjà publiés (Lapierre *et al.*, sous presse) laissait pressentir.

c3. Bilan de l'étude des clinopyroxènes : discussion.

L'étude des clinopyroxènes des laves triasiques d'Othrys, qui constituent les rares éléments pouvant témoigner du chimisme de la lave originelle, conduit aux conclusions suivantes :

- si certains types pétrographiques témoignent de tendances alcalines marquées (basalte en coulée massive - 8B 311), la plupart des autres laves présente un chimisme intermédiaire entre des laves sous-saturées et des laves saturées et parfois même, des caractéristiques de laves non alcalines ;

- les évolutions du chimisme des clinopyroxènes des roches basaltiques, mises en évidence sur différents diagrammes (fig. 71 et 72), pourraient être caractéristiques d'une différenciation par cristallisation fractionnée conduisant à des termes alcalins à partir d'un magma parental ne possédant pas de caractère d'alcalinité franc ;

- enfin, il faut insister sur le fait que ce caractère "moyennement alcalin" ou "transitionnel" des volcanites triasiques d'Othrys, qui se dégage des études précédentes, n'est pas établi avec certitude et que les avis des auteurs divergent, même lorsque ceux-ci s'appuient sur des diagrammes de même nature, tels que celui utilisé par Le Bas (1962) pour définir les affinités des laves basaltiques à partir des clinopyroxènes (fig. 71 B).

Pour Hynes (1974 a), les analyses de pyroxènes reportés dans ce diagramme montrent que les roches qui les contiennent sont faiblement sous-saturées. Cameron *et al.* (1980) obtiennent un diagramme quelque peu différent puisque les points représentatifs occupent les divers champs définis par Le Bas (1962). Pour ces auteurs, les variations observées seraient fonction uniquement du type de cristal étudié, selon qu'il s'agit de microcristaux ou de "quenched pyroxenes" à chimisme alcalin ou des coeurs de phénocristaux à chimisme non alcalin, jugé caractéristique de ces laves. Si ces variations en fonction de la vitesse de croissance des minéraux nous paraissent réels (éch. 7B 135 ; fig. 72 B), certains diagrammes montrent que les différences essentielles sont dues au type de roche analysée, et non pas seulement au type de cristal étudié. Cela justifie selon nous (Lapierre *et al.*, sous presse) que l'on puisse envisager des différenciations majeures, par fractionnement notamment.

L'absence de localisation précise des échantillons étudiés par Cameron *et al.* (1980) ne permet d'ailleurs pas de développer une discussion critique quant à l'origine des différences existant entre ces diverses études : s'agit-il de variations régionales entre l'Othrys occidentale et l'Othrys centrale (provenance supposée des échantillons de Cameron *et al.*, *op. cit.*), d'échantillonnages non suffisants ou bien encore de prélèvements appartenant à des formations d'âge différent ?

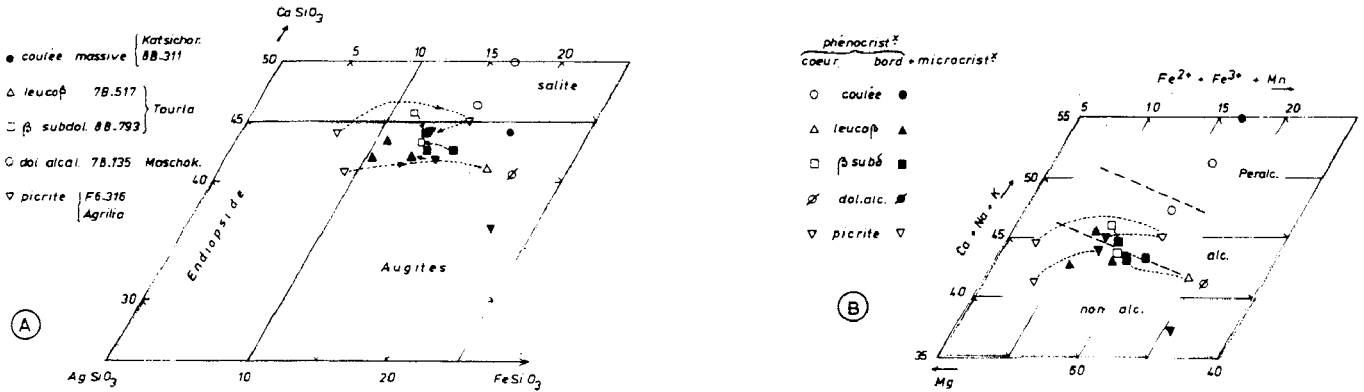


Fig. 71. - Laves triasiques d'Othrys. Analyses des pyroxènes.

A. Composition des pyroxènes.

B. Affinités des laves d'après les pyroxènes : diagramme de Le Bas (1962). On note une dispersion des points représentant les pyroxènes des laves dans les champs "Alcalins" et "non Alcalins".

Seuls les pyroxènes de la coulée massive (88-311, Katsichorachi) occupent nettement le champ "peralcalin" de Le Bas.

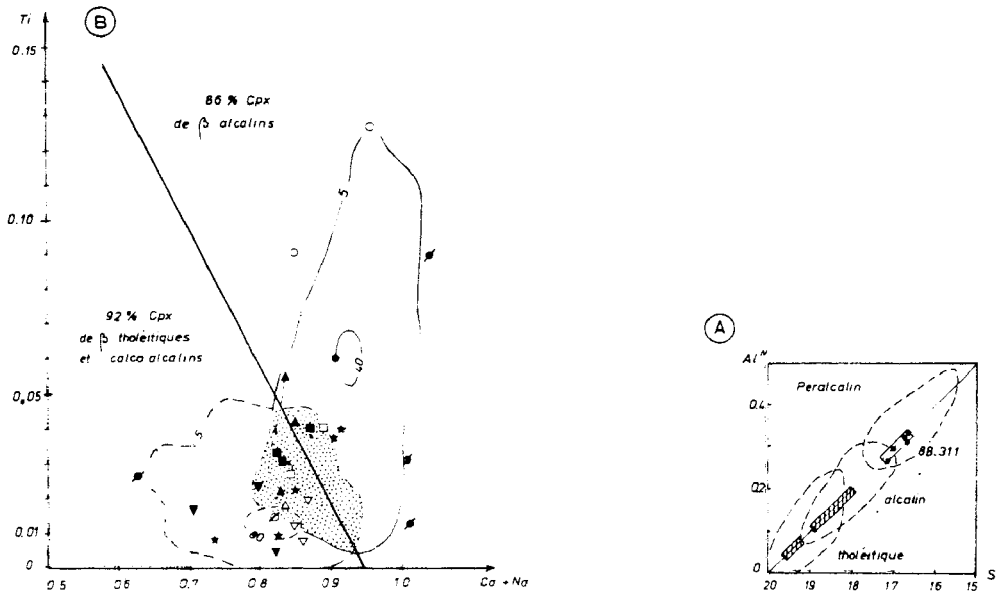


Fig. 72. - Laves triasiques d'Othrys. Analyses des pyroxènes.

Légende : fig. 71 (dessin).

A. Diagramme Si / Al^{IV} . Ce diagramme confirme les résultats observés sur le diagramme précédent.

B. Diagramme de Leterrier et al., (1981).

Légende : fig. 71 et texte.

Les croix correspondent aux analyses de Cameron et al., (1980).

E. CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES AUX VOLCANITES TRIASIQUES D'OTHRYS.

1. NATURE ET AFFINITES DES ROCHES ERUPTIVES TRIASIQUES D'OTHRYS.

Les résultats rapportés ci-dessus ne concernent que quelques affleurements de laves triasiques appartenant aux unités de Loggitsion d'Othrys occidentale, mais d'autres ensembles magmatiques triasiques sont en cours d'étude ou feront l'objet de travaux ultérieurs (séries de Garmeni-Rachi, séries du Koziakas, etc...).

L'essentiel des roches magmatiques constituant ces formations sont des roches effusives basaltiques à olivine-clinopyroxène-plagioclase, à débit en pillow-lavas. Ces roches, qui ont subi des transformations secondaires importantes (albitisation, calcitisation...), sont parfois associées à des hyaloclastites, des brèches pyroclastiques et des niveaux sédimentaires siliceux, définissant ainsi des ensembles de type volcano-sédimentaire, d'âge trias moyen-supérieur (Anisien supérieur-Carnien p.p.).

Les roches basiques (basaltes et dolérites) se présentent aussi sous la forme de coulées massives ou de roches intrusives.

Du point de vue des types pétrographiques, on note également la présence de trachytes à amphibole ou pyroxène alcalins (séries de Profitis Ilias et de Tourla).

2. AFFINITES GEOCHIMIQUES ET SIGNIFICATION DES VOLCANITES TRIASIQUES D'OTHRYS.

Aucune certitude n'est acquise à ce jour en ce qui concerne les affinités géochimiques des laves triasiques d'Othrys, mais les tendances qui se dégagent de l'étude précédente paraissent, malgré tout, assez cohérentes.

Les faits rapportés dans ce mémoire, en partie issus des travaux de Courtin (1979) et d'une publication en commun (Lapierre *et al.*, sous presse), semblent indiquer qu'il s'agit là de basaltes transitionnels, faiblement alcalins, évoluant vers des trachytes alcalins, ce qui rejoint plus ou moins les premières hypothèses de Hynes (1974 a) mais s'éloigne de celles de Cameron *et al.* (1980). Parmi ces faits, on peut citer l'absence ou la rareté des termes intermédiaires entre basaltes et trachytes alcalins, la présence de quelques coulées basaltiques nettement alcalines, la présence d'olivine fréquente très souvent pseudomorphosée dans les roches analysées, et enfin l'existence de laves différenciées (trachytes surtout) montrant une minéralogie hyperalcaline (aegyrine, arfvedsonite).

Cependant, certaines laves possèdent des pyroxènes dont la composition se rapprochent de celle des pyroxènes de laves saturées. Cameron *et al.* (1980) considèrent même que ce volcanisme triasique est un volcanisme d'arc insulaire, en se basant sur le fait que les caractères d'alcalinité de certains pyroxènes seraient dus à leur croissance rapide. Cet argument nous semble insuffisant (*cf. supra*).

La signification de ces laves est naturellement fonction des interprétations relatives à leurs affinités géochimiques. Cependant il est clair, en Othrys, que ces laves se trouvent dans un contexte géodynamique d'ouverture puisque l'on passe par exemple de calcaires anisiens néritiques à Algues à des faciès du Trias supérieur radiolaritiques et calcaro-siliceux à Conodontes dans les unités de Garmeni-Rachi - Pirgaki, par l'intermédiaire de telles formations volcaniques à pillow-lavas.

La question est de savoir si cette ouverture est de type Rift continental-mer rouge ou au contraire, liée à la genèse d'un arc insulaire et d'une zone de subduction proche. Les observations rappelées ci-dessus me conduisent à privilégier la première hypothèse, cependant une telle réflexion n'a de sens qu'à l'échelle des Hellénides et peut-être des Taurides et Dinarides s.l. (voir aussi 5e partie).

3. PLACE DU VOLCANISME TRIASIQUE D'OTHRYS DANS SON CONTEXTE TETHYSIEN.

Le volcanisme triasique est connu dans les chaînes méditerranéennes occidentales (*cf. Rocci et al.*, 1980) et surtout dans l'ensemble des secteurs tauriques et dinariques s.l. : dans les

Taurides (Juteau et Marcoux, 1973), à Chypre (Lapierre, 1975 ; Lapierre et Rocci, 1976 ; Bechon, 1979), dans les Dinarides yougoslaves (Ciric, 1954 ; Aubouin *et al.*, 1970 ; Bebien *et al.*, 1978) et dans les différentes zones des Hellénides, en Argolide (Milch et Renz, 1911 ; Dercourt, 1964), dans le Vardoussia (Ardaens, 1978 ; Celet, 1979), dans l'unité de Megdhovas (Fleury, 1980), dans le Koziakas (Aubouin, 1959 ; Ferrière, ce mémoire), dans la zone pélagonienne (Guernet, 1971 ; Clément et Lapierre, 1980 ; Verriez, 1980) et dans la zone du Gavrovo-Tripolitza (Thiébaud, 1982). Des développements synthétiques sur certains de ces événements magmatiques figurent *in* Rocci *et al.* (1980) et Thiébaud (1982).

L'analyse de ces affleurements montre qu'il existe deux grands types de laves triasiques dans les Dinarides s.l. :

- des laves dites "saturées" :

- + calco-alkalines dans les Dinarides s.s., d'après Bebien *et al.* (1978) ;
- + shoshonitiques dans les zones helléniques, et notamment dans certaines unités des phyllades appartenant à la zone de Gavrovo-Tripolitza (Thiébaud, 1982) ;
- + des laves tholéitiques d'âge mal précisé dans certaines unités des Phyllades (Thiébaud, 1982) ;
- + des laves saturées, d'affinités ambiguës vu la nature et la qualité des roches effusives représentées : dans le Vardoussia (Berard-Bergery, 1980) et dans la zone pélagonienne méridionale près d'Atalanti (Verriez, 1980) et en Attique où ce volcanisme est d'âge permo-triasique (Clément et Lapierre, 1980) ;

- des laves à tendance sous-saturée (lignée alcaline ou faiblement alcaline) : basaltes de Crète (Schubert et Seidel, 1972) et principalement les laves triasiques d'Othrys (*cf. supra*) et les laves probablement homologues entraînées sous les nappes ophiolitiques du Pinde septentrional (Terry, 1979).

Naturellement, les conclusions relatives au cadre géodynamique dans lequel se sont formées ces roches éruptives doivent tenir compte de ces différences.

De nombreux auteurs (Bernoulli et Lemoine, 1980 ; Argyriadis *et al.*, 1980) ont admis pour des raisons à la fois d'ordre sédimentologique, structural et magmatique, qu'une fracturation triasico-jurassique intra-continentale était à l'origine des différentes zones isopiques liées à la Téthys mésozoïque, notamment celles des chaînes de la Méditerranée orientale.

Cependant, à la suite de diverses observations et plus particulièrement la mise en évidence de laves saturées de tendance calco-alkaline possible, certains auteurs ont envisagé l'existence d'une zone de subduction à l'Est des Dinarides s.l. (Blanchet, 1977 ; Bebien *et al.*, 1978 ; Charvet, 1978 ; Rocci *et al.*, 1980).

Or, en dehors de cet argument -qui mériterait d'être précisé- peu de faits viennent corroborer cette hypothèse, ainsi :

- la différenciation des plates-formes et bassins se produit au Trias moyen dans la plupart des zones helléniques et dinariques s.s., qu'il s'agisse de zones internes (malienne ou serbe) ou externes (Pinde, Gavrovo-Tripolitza (?), Bosnienne, Haut-Karst) ;

- les événements magmatiques présents au Trias moyen s'arrêtent dans toutes les zones au Trias supérieur, ce qui est pour le moins surprenant pour un phénomène majeur, généralement durable, tel qu'une subduction ;

- enfin, sans que cela soit déterminant, aucun événement tectonique (compressif ?) ou métamorphique n'est connu à cette époque dans les Dinarides s.l.

Thiébaud (1982) confronté au problème des laves triasiques saturées, riches en pyroclastites, a établi une comparaison intéressante entre ces laves et des shoshonites paléotypes (Pietra verde : Borsi *et al.*, 1976) ou cénotypes (îles éoliennes : Barberi *et al.*, 1974 a).

Il étend cette interprétation à la plupart des laves saturées des Dinarides et des Hellénides et admet qu'il s'agit là d'un épisode de fracturation non lié à une subduction quelconque.

La tendance alcaline et le volume important de roches effusives, par rapport aux pyroclastites, des laves d'Othrys corroborent naturellement l'idée d'une simple fracturation intracontinentale, sans liaison particulière avec une subduction, selon un mécanisme souvent comparé à celui de l'ouverture de la mer rouge (Barberi *et al.*, 1974 b ; Baubron et Maury, 1980).

Il reste alors à expliquer les différences de chimisme observées entre les laves de l'Othrys et les autres laves triasiques des Hellénides.

Une explication possible est de relier le chimisme de ces laves à la nature de la croûte sous-jacente. On constate en effet que les laves saturées affleurent dans les zones de plate-forme ou les zones de transition entre plate-forme et bassin profond (zones du Gavrovo-Tripolitza, du Vardoussia, pélagonienne) alors que les laves à tendance (faiblement) alcaline d'Othrys appartiennent aux parties les plus profondes du bassin maliaque, la base des laves n'étant même pas connues dans les séries de Loggitsion au moins à l'affleurement.

Cependant, l'existence de laves alcalines triasiques dans les chaînes plus orientales, à Chypre (Lapierre, 1975 ; Lapierre et Rocci, 1976) et dans les nappes d'Antalya (Marcoux, 1970 ; Juteau et Marcoux, 1973 ; Rocci *et al.*, 1980) laissent penser qu'il pourrait également s'agir de phénomènes différents, en liaison avec le taux d'extension puisque les ensembles orientaux, des chaînes de Méditerranée orientale au moins, semblent être en règle générale plus alcalins, et la Téthys plus ouverte à l'Est.

Des comparaisons entre les laves triasiques des séries les plus pélagiques et des séries de plate-forme s'avèrent donc nécessaires au sein de chacun de ces secteurs afin de déterminer quel est le facteur prédominant dans la genèse de ces laves : la présence d'un type de zone particulier ou l'appartenance à un secteur plus ou moins oriental (ou sud-oriental) des chaînes mésogéennes. A moins qu'il ne s'agisse d'un dosage entre ces deux types de causes, qui ne sont pas, par ailleurs, totalement indépendantes.

X. LE TRIAS : CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A. LES SÉRIES STRATIGRAPHIQUES.

L'étude des microfossiles tels que les Foraminifères et les Conodontes a permis de montrer qu'une partie importante des terrains affleurant en Othrys et dans le Koziakas était d'âge triasique (Ferrière, 1972 à 1979 ; Beck, 1972 ; Courtin, 1979), alors que seuls des blocs isolés à Ammonites et de rares calcaires à Algues et Mégalodontes avaient été antérieurement signalés dans ces secteurs (Mitzopoulos et Renz, 1938 ; Marinos, 1956, 1960).

Les principales séries triasiques mises en évidence dans le secteur étudié ont été reportées sur les figures 73 et 74, correspondant respectivement à l'Othrys et au Koziakas.

Parmi les séries les mieux représentées en Othrys, on peut distinguer quatre types, correspondant approximativement aux unités tectoniques majeures (fig. 73) :

- les séries pélagoniennes (1 et 2) ;
- les séries de l'unité de Chatala (Maliaque, 3 et 4) ;
- les séries des unités de Pirkaki-Garmeni Rachi (Maliaque, 5, 6, 7) ;
- les séries des unités de Loggitsion (Maliaque, 8).

Les trois derniers types appartiennent, comme nous le verrons, à une même zone isopique dite maliaque, à laquelle on peut également rattacher certaines séries triasiques atypiques, comme celle de Profitis Ilias, près de Lamia (9, fig. 73). Le problème de l'appartenance paléogéographique de la série de Trilofon (Courtin, 1979) est plus difficile à résoudre.

1. LES SÉRIES TRIASIQUES PELAGONIENNES (OTHRYS).

Affleurements : Othrys orientale et Othrys centrale (unité du Messovouni ; le Trias n'est pas connu dans l'unité de Prosilia).

Série type : il n'existe pas de série triasique pélagonienne complète, correctement datée :

- la série est constituée de calcaires plus ou moins dolomitiques, massifs, gris, dont la base affleure en Othrys, alors que la partie supérieure est surtout bien datée en Othrys centrale ;

- en Othrys orientale méridionale, les calcaires triasiques, très recristallisés, semblent passer progressivement aux schistes feldspathiques sous-jacents du Paléozoïque, par l'intermédiaire de calcaires en plaquettes et de schistes violacés. Cependant, la microfaune observée à la base des marbres (Glomospirelles de grande taille) laisse planer un doute quant à la présence de Trias inférieur carbonaté ;

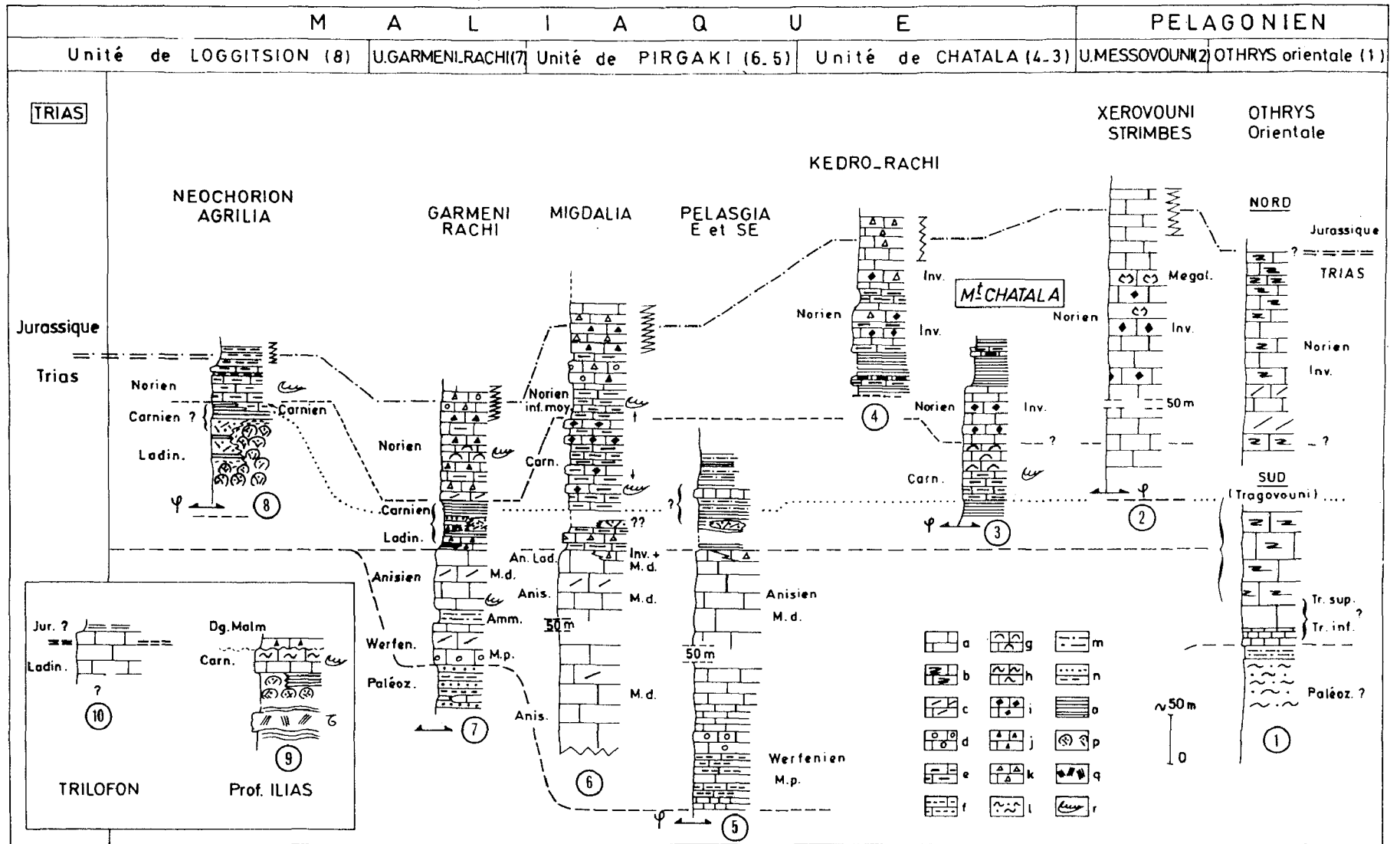


Fig. 73. - Le Trias. Principales séries observées en Othrys.

a à h. Calcaires. - A. fins. - b. recristallisés. - c. dolomitiques. - d. oolithiques. - e. siliceux. - f. marneux. - g. à filaments. - h. noduleux roses. - i. riches en fossiles, bioclastes et intraclastes. - j. calcarénites à lithoclastes (extraclastes). - k. calcirudites à lithoclastes (paléozoïques). - l. schistes ocellés (paléozoïques). - m. pélites gréseuses. - n. grès et pélites. - o. radiolarites. - p. pillow-lavas et laves associées. - q. trachytes. - r. Conodontes.
 Abréviations : M.p. *Meandrospira pusilla*. - M.d. *Meandrospira dinarica*. - Inv. *Involutinidés triasiques*.

- la partie supérieure de la série triasique pélagonienne constitue la majeure partie de l'unité du Messovouni en Othrys centrale. Il s'agit de calcaires massifs, parfois dolomitiques, gris, à Mégalodontes, Ostracodes, Algues et surtout Involutinidés du Norien ou de la limite du Trias-Lias (*Triasina hantkeni*). Des brèches à éléments carbonatés de couleur sombre s'intercalent dans cette série de calcaires à grain fin.

Variations : étant donné les conditions d'affleurement des séries triasiques pélagoniennes (réduction tectonique en Othrys centrale, difficultés de datation en Othrys orientale), un doute subsiste quant à la nature de la partie médiane (Trias moyen ?) de ces séries. L'analyse de séries pélagoniennes à effusif triasique, connues plus au Sud, en Eubée ou en Attique (Guernet, 1971 ; Clément, 1976), et maintenant plus au Nord (Papanikolaou et Zambetakis-Lekkas, 1980), oblige en effet à s'interroger sur la présence éventuelle de niveaux volcano-sédimentaires au Trias moyen. Ce pourrait être le cas par exemple des tufs violets et verts associés à des schistes violacés à l'Est de Glifa, mais ceux-ci peuvent aussi correspondre à l'ensemble "Volcano-Détritique" chaotique du Malm.

2. LES SERIES TRIASIQUES MALIAQUES TYPIQUES.

a. LE TRIAS DE L'UNITE DE CHATALA.

Affleurements : Othrys centrale septentrionale.

Série type : elle peut être choisie dans les monts Chatala et Kedro Rachi. Seul le Trias supérieur y est connu :

- le Carnien, sous forme de calcaires gris en plaquettes, à silex ou à filaments contenant des Conodontes ;

- le Norien, représenté principalement par des biosparites à Algues et Involutinidés en bancs assez épais et peu siliceux qui sont caractéristiques de cette série.

Une passée siliceuse puissante pourrait séparer les biosparites du Norien en deux ensembles distincts, la partie supérieure passant progressivement au Jurassique ; mais il est possible qu'il s'agisse là de répétitions tectoniques (cf. Kedro Rachi).

Variations : les bancs de biosparites à Involutinidés intercalés dans des ensembles siliceux à l'Ouest semblent passer à des niveaux plus massifs et moins siliceux à l'Est (Likorrachi et Anemorachi, au Nord de la "fenêtre de l'Othrys"). Toutefois, de nombreuses brèches à débris de calcaires à Involutines présents au Likorrachi et au Kedro Rachi n'ont pu être datées précisément (Trias supérieur ou Lias ?) si bien qu'un doute subsiste quant à la signification de ces comparaisons.

b. LE TRIAS DES UNITES DE PIRGAKI-GARMENI RACHI.

Affleurements : Othrys orientale méridionale et Othrys centrale.

Série type : série de Garmeni Rachi (Othrys centrale). Il s'agit d'une série triasique complète comprenant trois termes :

- des calcaires oolithiques gréseux et dolomitiques massifs, du Werfénien et de l'Anisien, à la base ;

- un épisode intermédiaire volcano-sédimentaire (pillow-lavas, radiolarites, grès, brèches calcaires, etc...) du Ladinien-Carnien p.p. ;

- une formation sommitale calcaro-siliceuse constituée de calcaires à filaments et Conodontes du Norien, entrecoupés de brèches (calcirudites), reposant souvent sur des radiolarites.

Variations : dans l'unité du Pirgaki, la formation des calcaires dolomitiques werféniens et surtout anisiens est plus épaisse et les bancs plus massifs que dans l'unité de Garmeni Rachi, alors que la formation volcano-sédimentaire est réduite et localement absente (absence d'origine tectonique ou non ?). Dans ces séries existe en outre une épaisse succession de calcaires gris siliceux, à Conodontes, du Carnien (Migdalia, Giusi) et/ou du Norien (Pirgaki), dépourvue de brèches à extraclastes.

En Othrys orientale en revanche, entre les calcaires anisiens et les brèches du Dogger-Malm, s'observent surtout des radiolarites rouges, des laves et quelques bancs de calcaires siliceux rouges.

c. LE TRIAS DES UNITES DE LOGGITSION.

Affleurements : de l'Othrys orientale à l'Othrys occidentale.

Série type : les séries triasiques des unités de Loggitsion présentent des faciès relativement constants, que ce soit dans l'unité inférieure ou supérieure, ou bien encore à l'Est ou à l'Ouest de ces unités. Les séries les plus caractéristiques sont celles des secteurs de Loggitsion, Neochorion et Agrilia.

La série est formée de la superposition de trois formations lithologiques principales, volcano-sédimentaire à la base, calcaro-siliceuse à filaments et Conodontes du Carnien-Norien au sommet, séparées par une passée plurimétrique de radiolarites rouges finement litées.

Variations : elles sont mineures et concernent :

- l'épaisseur de chacune des formations ;
- l'âge de la base des calcaires (Norien ou plus rarement Carnien) ;
- l'abondance des niveaux sédimentaires, lités ou non, dans l'ensemble effusif, lui-même plus ou moins riche en amygdales calcitiques.

3. LES AUTRES SERIES TRIASIQUES D'OTHRYS.

En dehors des blocs de calcaires triasiques nettement remaniés dans des formations jurassiques, on peut retenir les séries suivantes, qui affleurent sur des surfaces limitées :

- la série de Profitis Ilias, d'affinité maliaque, connue près de Lamia, à calcaires blanc-rose, plus ou moins noduleux, à embryons d'Ammonites et Conodontes, du Carnien (Ammonitico-Rosso) surmontant des radiolarites, des pillow-lavas et d'importantes masses trachytiques ;

- la série de Trilofon (Courtin, 1979) d'Othrys occidentale, formée de calcaires massifs, présents à l'affleurement sous forme de blocs isolés à Madréporaires et Foraminifères, datés du Trias moyen (Ladinien) - supérieur. Ces calcaires n'étaient probablement pas liés aux calcaires pélagoniens mais situés sur la bordure non pélagonienne du bassin maliaque.

4. LE TRIAS DU KOZIAKAS.

N'ayant pas effectué d'étude exhaustive dans l'ensemble des unités du Koziakas, les données relatives au Trias de ce massif restent assez fragmentaires.

Sur une transversale septentrionale du Koziakas, entre Glykomilia à l'Ouest et Vitouma à l'Est, j'ai pu mettre en évidence des niveaux triasiques dans trois secteurs nettement séparés (fig. 74), présentant chacun des types lithologiques particuliers (les plus orientaux ont été réétudiés par Ardaens, 1978). Ce sont les secteurs suivants :

- Glykomilia (front occidental du Koziakas) : biosparites et biomicrites à Involutinidés et Algues du Norien ;

- pied occidental de la crête du Kerketion (centre du Koziakas) : calcaires roses et gris à filaments et Conodontes du Trias moyen-Carnien moyen, recouvrant stratigraphiquement des laves andésitiques et/ou basaltiques prophyriques associées à des radiolarites ;

- Vitouma-mont Skoumbo (Est du Koziakas) : importante formation de calcaires siliceux à filaments et Conodontes d'âge carnien-norien, à intercalations radiolaritiques. Des dolomies et des niveaux massifs particuliers (à Galéanelles ?) s'y observent également.

B. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU TRIAS.

1. SIGNIFICATION DES PRINCIPAUX FACIES OBSERVES.

a. LES CALCAIRES MASSIFS DES SERIES PELAGONIENNES.

Ceux du Trias supérieur d'Othrys centrale sont riches en Algues, Ostracodes, gros Lamelli-branches de type Mégalodonte, indiquant des dépôts de plate-forme peu profonde qui, du fait de

l'épaisseur des sédiments, devait être subsidente. La présence de biomicrites à Involutinidés particuliers confirme ce diagnostic (Zaninetti, 1976).

L'existence d'Algues et de grandes Glomospirelles à la base de l'ensemble permet de penser que la sédimentation de type plate-forme a duré pendant la quasi-totalité du Trias dans le cas de ces séries pélagoniennes (sauf peut-être au Trias moyen ; cf. *supra*).

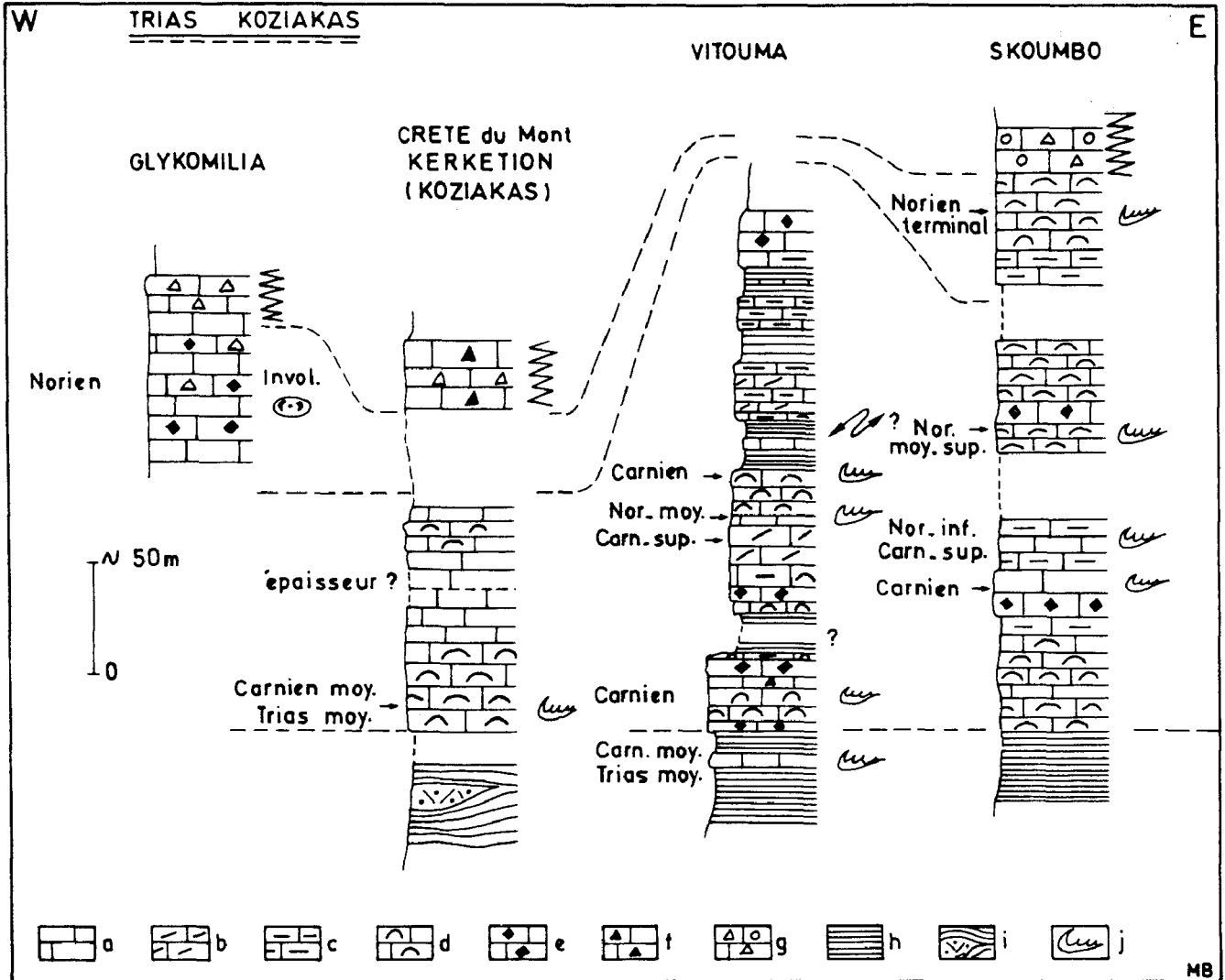


Fig. 74. - Trias du Koziakas. Principales séries observées. (Vitouma d'après Ferrière et Ardaens. - Skoumbo d'après Ardaens, 1978).

a à g. Calcaires. - a. fins. - b. dolomitiques. - c. siliceux. - d. à filaments. - e. biomicrites, biosparites, intrasparites. - f. calcarénites. - g. calcirudites. - h. radiolarites. - i. laves et radiolarites. - j. Conodontes.

b. LES CALCAIRES DOLOMITIQUES WERFENO-ANISIENS (MALLIAQUE : UNITES DU PIRGAKI ET DE GARMENI RACHI).

Les calcaires dolomitiques de l'Anisien franc sont massifs ; ils contiennent des Dasycladacées et la microfaune habituelle de Foraminifères associée, dont *Meandrospira dinarica* : c'est un faciès de plate-forme typique bien connu dans toutes les Dinarides et au-delà (Zaninetti, 1976).

Les faciès de base (Werfénien-Anisien basal) sont plus diversifiés : calcaires dolomitiques en plaquettes brun-noir à pistes de vers, passées carbonatées oolithiques, micrites recristallisées et intercalations marneuses jaunâtres. Les calcaires contiennent surtout *Meandrospira iulia* et des Glomospirelles. Les faciès calcaires de l'unité de Garmeni Rachi ont livré des Conodontes (Anisien basal), et les passées marneuses, des Ammonites, des Pectinidés et de nombreux petits Gastéropodes.

Ces faciès calcaires de base rappellent ceux qui ont été décrits dans les Dinarides et rapprochés du faciès de Campil du Werfénien supérieur (Aubouin *et al.*, 1970 ; Charvet, 1978). Une partie des grès et pélites jaunâtres ou des schistes violacés situés à la base de ces calcaires pourrait d'ailleurs représenter les niveaux détritiques dits "faciès de Seiss" de la partie inférieure du Werfénien. Il s'agit là encore de faciès déposés dans un bassin peu profond (oolithes peu remaniées), même si localement les formes pélagiques semblent dominer les formes benthiques.

c. LES CALCAIRES SILICEUX À CONODONTES DU CARNIEN-NORIEN (MALIAQUE : UNITES DE CHATALA, DE PIRGAKI-GARMENI RACHI ET DE LOGGITSION).

Le Carnien est surtout représenté par des calcaires siliceux gris (unités de Chatala, Pirgaki, Loggitsion) à rares passées roses plus ou moins noduleuses (Giusi). Le milieu de dépôt est un milieu calme, plus profond que les faciès de plate-forme, mais évidemment au-dessus du niveau de compensation des carbonates de l'époque.

Le Norien peut être de même faciès que le Carnien (unité de Pirgaki : séries du Pirgaki, du Giusi et de Migdalia p.p. ; unités de Loggitsion) mais il s'enrichit parfois (unité de Garmeni Rachi) en brèches à éléments provenant d'un soubassement de même type que celui de la série considérée, dont des grès, des éléments éruptifs, des calcaires oolithiques werféniano-anisiens ou à filaments du Trias moyen et supérieur, puis en brèches à débris d'Algues et de calcaires néritiques du Trias supérieur d'origine pélagienne probable.

Dans l'unité de Chatala, les brèches (Trias supérieur ou/et Lias) sont plus grossières et contiennent des éléments décimétriques de calcaires à Involutines. Si ces dernières représentent probablement des brèches d'écroulement au pied des formations récifales ou subrécifales (plate-forme), celles de l'unité de Garmeni Rachi, moins grossières, montrent des granuloclasses verticaux progressifs ou lit par lit, qui indiquent des modes de transport particuliers tels que des courants de turbidité par exemple (*cf.* conclusions du chapitre Jurassique).

d. LES FORMATIONS VOLCANO-SEDIMENTAIRES ET LES RADIOLARITES SUS-JACENTES (UNITES DE GARMENI RACHI ET DE LOGGITSION).

d1. Les roches effusives.

Ce sont principalement des roches basaltiques de type pillow-lavas, et localement des picrites (rares) et des trachytes roses (plus abondants). Leurs affinités chimiques et donc leur signification géodynamique sont difficiles à mettre en évidence du fait des transformations secondaires. Les laves étudiées appartiendraient à une lignée basaltes transitionnels-trachytes, mais d'autres affinités ont été signalées ("océaniques" : Smith *et al.*, 1975 ; ou "d'arcs" en liaison avec des subductions : Nisbet *in* Smith *et al.*, 1975 ; Cameron *et al.*, 1980).

La présence de brèches calcaires sur l'Anisien, associées aux phénomènes effusifs, ainsi que les changements de faciès observés entre l'Anisien et le Carnien, indiquent clairement une fracturation de la plate-forme anisienne avec approfondissement des aires de sédimentation maliaques (Pirgaki-Garmeni Rachi) ou même création de celles-ci (Loggitsion ?). La possibilité d'une liaison entre cette fracturation en Othrys et le fonctionnement d'une zone de subduction (Nisbet *in* Smith *et al.*, 1975) ne peut être infirmée par les observations faites en Othrys, mais elle paraît peu vraisemblable, du fait par exemple de la quasi-contemporanéité des ouvertures dans les différentes zones internes ou externes des Dinarides s.l. Cela n'exclut pas, bien sûr, l'éventuelle présence de telles zones de subduction à cette époque en divers secteurs de la Téthys (Rocci *et al.*, 1980). Cependant, même dans le cas des formations non alcalines riches en pyroclastites des zones plus externes, de telles hypothèses ne sont pas obligatoirement envisagées (Thiébaud, 1982).

d2. Les radiolarites surmontant le volcano-sédimentaire ("Neraïda Chert Member" de Smith *et al.*, 1975) : unités de Garmeni et de Loggitsion surtout.

Ces niveaux ont été étudiés en détail par Nisbet et Price (1974), qui considèrent qu'il s'agit pour partie de turbidites océaniques formées sur le flanc d'une Dorsale.

Cette hypothèse est compatible avec le fait que ces radiolarites, localement d'âge carnien, sont bien différenciées dans les séries des unités les plus élevées, qui sont aussi, comme nous le verrons, les témoins des zones les plus profondes du bassin maliaque. Toutefois, il serait nécessaire d'établir, avant de conclure, si le lien qui existe avec le phénomène effusif est uniquement d'ordre bathymétrique (fracturation et approfondissement) ou si des conditions favorables à ce type de sédimentation ont été créées lors de ces éruptions et distensions (C.C.D. beaucoup plus haute ?). Par ailleurs, des radiolarites épaisses recouvrent directement les faciès anisiens dans des secteurs orientaux de l'unité de Pírgaki supposés représenter des zones de sédimentation moins profondes que celles correspondant aux séries de Garmeni Rachi et de Loggitsion.

e. LES FORMATIONS PARTICULIÈRES.

Série de Profitis Ilias : le faciès noduleux à Conodontes et embryons d'Ammonites est voisin d'un Ammonitico-Rosso, mais aucune indication bathymétrique ne peut être retenue (Aubouin, 1964 ; Bernouilli et Jenkyns, 1974 ; Bosellini et Winterer, 1975 ; Charvet, 1978 ; Fleury, 1980). Il semble lié à la naissance de la structure transverse du Sperchios.

Série de Trilofon : ces quelques blocs de calcaires néritiques pourraient représenter la couverture d'un haut-fond local à soubassement "océanique" (laves de Tourla ou future écaille péridotitique de Trilofon, au raccord de cette structure et de celle du Sperchios). L'âge ladinien-carnien des niveaux les plus anciens est en faveur de cette interprétation, puisque c'est à cette époque que se produit une fracturation majeure dans le bassin maliaque. Ces faciès néritiques ont d'ailleurs des teintes assez différentes de celles des calcaires pélagoniens d'Othrys.

f. LE KOZIAKAS.

Les différents faciès observés dans le Koziakas sont présents dans certaines unités maliaques d'Othrys qui ont valeur de transition entre plate-forme et bassin profond :

- les biosparites à Involutines (Glykomilia), dans le Norien de l'unité de Chatala ;
- les calcaires siliceux à filaments et Conodontes, du Carnien-Norien, à intercalations dolomitiques ou calcaires d'aspect bréchiques, ressemblent surtout à ceux des unités du Pírgaki et de Chatala. Il en est de même des calcaires roses à Conodontes de la crête de Kerktion ;
- les roches volcaniques sont en cours d'étude ; leur âge est comparable à ceux des autres termes effusifs triasiques de la plupart des zones helléniques dont les zones maliaque et pindique. Ces roches volcaniques semblent toutefois assez différentes de celles d'Othrys, par l'abondance des faciès porphyriques, par exemple.

2. LES PRINCIPALES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION PALEOGÉOGRAPHIQUE AU TRIAS.

a. PREMIÈRE ÉTAPE : LA PLATE-FORME WERFENO-ANISIENNE.

La sédimentation, d'abord détritique, s'enrichit en carbonates (Werfénien supérieur) et devient une véritable sédimentation subrécifale de plate-forme à l'Anisien. L'épaisseur de cette sédimentation carbonatée diminue dans les unités supérieures.

b. DEUXIÈME ÉTAPE : LA FRACTURATION (LADINIEN-CARNIEN p.p. ?).

Les premiers indices de cette fracturation sont des brèches grossières, calcaires, qui sont contemporaines de l'arrivée des premières venues effusives.

L'instabilité est générale et marquée par l'intercalation de niveaux gréseux verdâtres et de schistes noirâtres.

Une sédimentation radiolaritique s'installe en divers secteurs, à la suite d'un approfondissement dû pour partie à la fracturation, et/ou peut-être de l'installation de conditions favorables, consécutives aux modifications du milieu ambiant par les phénomènes effusifs et tectoniques.

Ces niveaux effusifs existent dans certaines séries maliaques (Garmeni Rachi, Loggitsion), mais n'ont pu être mis en évidence dans les séries pélagoniennes, sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agisse ou non d'une absence originelle ou secondaire (tectonique).

c. TROISIEME ETAPE : INSTALLATION D'UNE SEDIMENTATION TYPIQUE DANS LES DIFFERENTES ZONES (TRIAS SUPERIEUR).

Il s'agit d'une sédimentation carbonatée de type plate-forme dans les séries pélagoniennes, calcaro-siliceuse de bassin plus profond pour les séries maliaques au Carnien-Norien.

Au Norien commence à s'installer des dispositifs morphologiques, peut-être réactivés en permanence (failles listriques ?), qui feront sentir leurs effets jusqu'au Malm. Il s'agit probablement de pentes qui s'accroissent entre la plate-forme et le bassin subsident, de canyons qui se creusent du fait de l'existence de ces pentes d'une part et de la permanence de certaines caractéristiques morphologiques tout au long du Carnien-Norien (tracé des courants plus ou moins constant, etc...) d'autre part. Tout cela entraîne la formation de courants de haute densité transportant des débris arrachés à la plate-forme mais aussi aux secteurs érodés des séries semblables à celles où s'accumulent les débris. En revanche, nous verrons qu'au Jurassique, l'alimentation se fera surtout à partir de la plate-forme.

La série de Loggitsion reste malgré tout à l'abri de ces venues détritiques du fait de son éloignement relatif de la plate-forme.

Naturellement, des particularités locales entraîneront la formation de sédiments spécifiques, tels que les faciès noduleux (Ammonitico-Rosso), en bordure de la transversale du Sperchios par exemple (Profitis Ilias) ou en bordure d'autres hauts-fonds (Tourla ?), ou même des faciès néritiques (haut-fond isolé à fond "océanique" surmonté par la série de Trilofon ?).

En ce qui concerne les séries du Koziakas, leurs ressemblances, au Trias, avec les séries des unités intermédiaires d'Othrys, ou avec celles du Vardoussia (Celet *et al.*, 1978), indiquent qu'elles représentent dès cette époque, le passage entre une plate-forme et un bassin plus profond (Parnasse ou Pélagonien-Pinde ou Maliaque). Un fait quelque peu surprenant est la présence de faciès à Involutines (*cf.* Chatala) dans la partie la plus externe du Koziakas, alors qu'on note une grande abondance de faciès siliceux à Conodontes à l'Est (Vitouma) ; mais ce n'est peut-être là qu'une lacune d'affleurement ou d'observation près de Vitouma.

JURASSIQUE ANTE-OPHIOLITIQUE

I. GENERALITES

Les sédiments jurassiques représentent une part importante des terrains anté-Crétacé supérieur du domaine étudié, comparable à celle des terrains triasiques, que ce soit dans le massif de l'Othrys ou celui du Koziakas. Toutefois, la part qui revient au Jurassique est souvent difficile à préciser, du fait de la rareté des fossiles de cet âge, par rapport au Trias ou au Crétacé, notamment dans les séries dites de type pélagique.

A. HISTORIQUE.

1. LES PREMIERES DECOUVERTES de fossiles jurassiques seraient dues à Boblaye et Virlet (1833) (+) qui signalent près de Nauplie, en Argolide, sous un conglomérat à éléments de serpentines, des Nérinées et des Diceras connus dans le Kimméridgien d'Europe occidentale mais qu'ils attribuent au "Système de la craie". Cayeux (1904) confirme cette découverte et l'âge kimméridgien des fossiles, mais ceux-ci pourraient n'être que des fossiles remaniés (Dercourt, 1964). Cayeux attribue par la même occasion un âge jurassique aux "phénomènes éruptifs de la région", après avoir retenu ce même âge pour les ophiolites de Crête (Cayeux, 1903). C'est également à cette époque que Deprat (1904) découvre, en Eubée, des calcaires à Nérinées, *Ellipsactinia* et *Heterodiceras* qu'il attribue au Jurassique supérieur. En revanche, ce n'est que vers la fin du XIXe siècle que le Jurassique inférieur est mis en évidence, grâce à la découverte d'Ammonites à Corfou (Partsch, 1888) et de Brachiopodes en Epire (Philippon et Steinmann, 1894).

Après ces premières découvertes ponctuelles, c'est à Renz que l'on doit d'avoir caractérisé le Jurassique dans la plupart des zones helléniques. C'est ainsi qu'il date différents niveaux du Jurassique ionien (à partir de 1904), décrit le Lias à Ammonites d'Argolide (1907), met en évidence des calcaires massifs à *Cladocoropsis* dans le Parnasse (1913) et dans le Gavrovo (1927), et attribue, au Jurassique-Crétacé inférieur, les radiolarites du Pinde (1915).

2. LE JURASSIQUE DES ZONES INTERNES.

En ce qui concerne plus particulièrement les zones internes, c'est naturellement dans les secteurs les moins métamorphiques, c'est-à-dire au Sud du Sperchios, que le Jurassique a d'abord été identifié puis étudié en détail.

a. LE SECTEUR MERIDIONAL.

En dehors de l'Argolide, où existent des calcaires liasiques de type ammonitico-rosso (Renz, 1907, 1955 ; Dercourt, 1964 ; Kottek, 1965), les faciès jurassiques des zones internes correspondent le plus souvent à des calcaires massifs, déposés sur des plates-formes peu profondes. Ces calcaires, fréquemment fossilifères, contiennent surtout des Algues, des Polypiers et des Lamellibranches à valeur stratigraphique souvent limitée. Parmi les formes les plus intéressantes, on peut retenir certaines Algues telles que *Paleodasycladus mediterraneus* Pia du Lias, signalée en Locrite-Béotie (Renz et Reichel, 1948 ; Celet, 1962 ; Guernet, 1971 ; Christodoulou et Tsaila-Monopolis, 1975), ou encore des organismes d'affinités incertaines, comme *Cladocoropsis mirabilis* Felix, présent dans la partie supérieure du Jurassique de Locride (Renz et Reichel, 1946 ; Celet, 1962) et d'Eubée (Aubouin et Guernet, 1963). Le cas des niveaux à Mégalodontidés mérite également d'être rappelé : alors qu'ils étaient rapportés dans leur ensemble au Trias, certains d'entre eux, provenant de Locride notamment, ont été rapportés au Lias par Celet (1962). Des niveaux semblables du Jurassique inférieur ont ensuite été retrouvés en Eubée (Guernet, 1971) et en Attique-Béotie (Clément, 1979).

(+) Je n'ai pas moi-même consulté cet ouvrage, mais ces faits sont rappelés notamment par Aubouin (1959) et Dercourt (1964).

Le développement des études relatives aux Foraminifères a permis, d'une part de confirmer l'existence du Jurassique, et d'autre part d'en préciser la stratigraphie. C'est ainsi que, dans les séries calcaires des zones internes méridionales ont été reconnus :

- le Lias à *Orbitopsella praecursor* Gumbel et/ou *Labyrinthina (Lituoseptra) recoarensis* (Cati) : en Locride (Celet, 1962), en Eubée (Guernet, 1971) et en Attique-Béotie (Christodoulou, 1969 ; Clément, 1976) ;

- le Jurassique moyen-supérieur ou le Jurassique supérieur franc, en Locride notamment, à *Conicospirillina basiliensis* Mohler et *Everticyclammina (Pseudocyclammina) virguliana* (Koechlin) (Renz et Reichel, 1948), *Kurnubia palastiniensis* Henson et *Paraurgonina (Urgonina) cf. caelinensis* Cuvillier F. et P.M. (Guernet, 1971), ou bien encore *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk (Christodoulou, 1972). Des *Protopenneroplis striata* Weynschenk ont également été cités, mais ils proviennent le plus souvent de bancs calcaires intercalés dans les pélites et radiolarites surmontant la masse carbonatée principale (Guernet, 1971 ; Christodoulou, 1972).

Le Dogger, en revanche, n'est jamais daté avec certitude.

b. AU NORD DU SPERCHIOS.

Du fait du développement du métamorphisme, les niveaux jurassiques datés sont plus rares.

Les seuls affleurements "anté-ophiolitiques" datés avec certitude du Jurassique dans la zone pélagonienne, au Nord du Sperchios, appartiennent au massif de l'Othrys. Là encore, les premiers fossiles signalés, d'âge jurassique supérieur, sont des *Cladocoropsis (Lovenipora)* (Renz, 1927) et *Paleodasycladus (?) mediterraneus* Pia du Lias. Par la suite, j'ai pu confirmer et préciser ces attributions grâce à la découverte de Foraminifères : des Lituolidés, dont *Orbitopsella praecursor* Gumbel dans le Lias et *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, associés à de grands Trocholines dans le Jurassique moyen-supérieur (Ferrière, 1974 a, b).

Au Nord de la zone pélagonienne, dans le Zygosti, Brunn (1956) a décrit des calcaires du Jurassique supérieur à Polypiers et Foraminifères qu'il supposait être le sommet de la masse carbonatée triasico-jurassique. Par la suite, ce même auteur et ses collaborateurs ont montré qu'il s'agissait en fait de la couverture des ophiolites (Brunn *et al.*, 1972 ; Pichon, 1976, 1979).

Dans les zones internes septentrionales, mis à part les affleurements pélagoniens déjà signalés, le Jurassique a été mis en évidence dans la "zone du Vardar" et dans les séries de la zone maliaque :

- dans la zone du Vardar, Mercier (1966) signale des Foraminifères du Jurassique inférieur, dans les secteurs les plus internes (séries serbo-macédonienne et péonienne), et du Jurassique supérieur, dans les séries pré-péonienne et du Paikon. Ces dernières datations concernent des niveaux situés sous les ophiolites de Guevgueli, mais aussi des niveaux déposés après la mise en place de ces ophiolites ;

- en Othrys enfin, au sein des séries maliaques calcaro-siliceuses, j'ai observé des faciès microbréchiques à *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Conicospirillina basiliensis* Mohler et grandes Trocholines du Jurassique (moyen ?) supérieur, et des faciès plus ou moins condensés à *Involutina liassica* (Jones), présents par ailleurs dans la série pélagonienne du Strimbes, en Othrys centrale (Ferrière, 1972, 1974 b).

3. LE JURASSIQUE DES SERIES SITUEES A LA LIMITE OCCIDENTALE DU SECTEUR ETUDIE.

Dans le secteur étudié, entre les séries du Pinde et celles des zones internes, s'intercalent des unités à "flysch béotien" tithonique-éocrétacé et les séries du Koziakas :

- le soubassement jurassique du flysch béotien n'est bien connu qu'au Sud du Sperchios : il s'agit de calcaires massifs, néritiques, surmontés de radiolarites ou de calcaires à Ammonites du Malm (Celet et Clément, 1971 ; Clément, 1976 ; Celet *et al.*, 1976). Au Nord du Sperchios, le soubassement du flysch béotien n'est pas connu avec certitude ; une hypothèse envisageable est qu'il s'agisse de la série du Koziakas ;

- série du Koziakas : la découverte, au sein de cette série, du Jurassique supérieur-Eocrétacé, à grandes Trocholines, est due à Aubouin (1959). Elle a été suivie par la mise en évidence de niveaux d'âge jurassique supérieur ou plus anciens (Savoyat et Lalechos, carte Kallambaka, 1972 ; Ferrière, 1974 c ; Scandone et Radoicic, 1974) dont l'analyse détaillée sera faite dans le paragraphe consacré au Jurassique du Koziakas.

B. PRINCIPALES SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES.

Les données stratigraphiques, obtenues dans le secteur étudié, ne permettent pas de distinguer précisément les différents étages du Jurassique et parfois même, de caractériser des périodes de temps aussi longues que le Dogger, par exemple.

Les étages et les groupements d'étages retenus sont résumés dans le tableau figuré ci-dessous (tabl. II 11).

JURASSIQUE SUPERIEUR	130.13 (135)	PORTLANDIEN	MALM SUPERIEUR
MALM	140	KIMMERIDGIEN	
		OXFORDIEN	MALM INFÉRIEUR
JURASSIQUE MOYEN	150	CALLOVIEN	
DOGGER	158	BATHONIEN	
	170	BAJOCIEN	
	178 (181)	AALÉNIEN	
JURASSIQUE INFÉRIEUR	(189)	TOARCIEN	LIAS SUPERIEUR
LIAS	(195)	PLIENSBACHIEN	LIAS MOYEN
	(201)	SINEMURIEN	LIAS INFÉRIEUR
	204.4	HETTANGIEN	

Tabl. II. 11. - Echelle stratigraphique du Jurassique.

FORAMINIFÈRES D'INTÉRÊT STRATIGRAPHIQUE	JURASSIQUE											Berriasien-CRET.	
	Rhétien-Trias	Hettangien	Sinemurien	Pliensbach.	Toarcien	Aalénien	Bajocien	Bathonien	Callovien	Oxfordien	Kimmeridg.		Tithonique
<i>triasina hantkeni</i>													
<i>involutina liassica</i>													
<i>labyrinthina recoarensis</i>													
<i>orbitopsella praecursor</i>													
<i>" dubari</i>													
<i>haurania amijii</i>													
<i>" gr. deserta</i>													
<i>pseudocyclammina liassica</i>													
<i>lucasella cayeuxi</i>													
<i>protopeneroplis striata</i>													
<i>pseudocyclammina maynci</i>													
<i>mesoendothyra croatica</i>													
<i>trocholina palastiniensis</i>													
<i>pfenderina salernitana</i>													
<i>" trochoidea</i>													
<i>conicospirillina basiliensis</i>													
<i>kurnubia palastiniensis</i>													
<i>everticyclammina virguliana</i>													
<i>alveosepta jaccardi</i>													
<i>kilianina rahonensis</i>													
<i>labyrinthina mirabilis</i>													
<i>parurgonina caelinensis</i>													
<i>pseudocyclammina lituus</i>													
<i>trocholina alpina</i>													
<i>pfenderina neocomiensis</i>													
<i>protopeneroplis trochangulata</i>													

Tabl. II. 12. - Répartition stratigraphique des principaux Foraminifères jurassiques rencontrés. D'après Bassoullet et Fourcade (1979).

Les formes présentes dans le secteur étudié (avec certitude ou une grande probabilité) sont précédées d'un point.

Les principaux fossiles rencontrés :

- *Les Foraminifères* : les principaux fossiles ayant servi à établir la stratigraphie des dépôts jurassiques sont les Foraminifères. J'utiliserai l'échelle de répartition des principaux Foraminifères du Jurassique téthysien (tabl. II 12) publiée récemment par Bassoulet et Fourcade (1979) ;

- *Les Radiolaires* : des recherches de Radiolaires ont été effectuées, sur des échantillons provenant des séries maliaques (Garmeni Rachi surtout) et des séries du Koziakas, par De Wever, Devos et El Kadiri à Lille. Les résultats ont été décevants, sauf peut-être pour la série de Garmeni Rachi ;

- *autres fossiles observés* : outre les Foraminifères, dans les calcaires néritiques de la série pélagonienne, apparaissent des fossiles appartenant à divers groupes souvent cités dans la littérature, tels que les Algues, les Lamellibranches, les Gastéropodes (*cf. supra*), qui, dans l'état actuel des connaissances, n'apportent que des indications peu précises et parfois sujettes à caution, du point de vue stratigraphique. Parmi ceux-ci, on peut citer :

+ les Mégalodontes : aucune attribution stratigraphique précise n'a été retenue sur la seule observation de Mégalodontidés, quelles que soient leur forme et leur taille, même s'il semble à l'usage que les remarques faites par Celet (1962), sur les différences entre les formes triasiques et liasiques, soient applicables en Othrys. D'ailleurs, ces dernières sont souvent associées à des Foraminifères ou des formes de type Lithiotis, qui permettent de lever l'ambiguïté ;

+ les Algues : la seule Algue jurassique déterminée dans le secteur étudié apportant quelques précisions d'ordre stratigraphique est *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, du Lias inférieur et moyen ;

+ *Cladocoropsis* : cette forme, d'affinité mal précisée (Hydrozoaire ?), généralement rapportée à l'espèce *C. mirabilis* Felix, est largement répandue dans les calcaires néritiques du Malm des Hellénides. Si ce fossile est incontestablement développé dans des calcaires appartenant à la partie supérieure du Jurassique, l'âge kimméridgien retenu dans de nombreuses publications relatives aux Hellénides (Renz, 1955 ; Celet, 1962) ne semble pas être toujours suffisamment étayé. Les travaux récents accomplis dans les Dinarides s.l., et notamment dans les séries calcaires de la zone du Haut-Karst en Yougoslavie (Chorowicz, 1977 ; Charvet, 1978), mentionnent la présence de *Cladocoropsis mirabilis* Felix en association avec des Foraminifères comme *Kilianina rahonensis* Foury de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, et surtout *Kumubia palastiniensis* Henson, du Callovien terminal-Tithonique inférieur, mais aussi avec des Algues telles que *Clypeina jurassica* Faure, du Malm supérieur. Des associations comparables à *Kumubia palastiniensis* et *Clypeina jurassica* ont également été signalées dans les zones internes helléniques (Guernet, 1971). S'il existe des *Cladocoropsis* dans le soubassement calcaire des ophiolites, il faut aussi remarquer qu'il en existe dans la couverture de ces dernières, dans les collines de Krapa (*C. mirabilis* Felix (?) ; Pichon et Lys, 1976) ou dans les collines voisines de Mikrokastron (*Cladocoropsis* sp. ; Mavridis *et al.*, 1979) dans le massif du Vourinos. Dans le premier cas, ces niveaux sont situés entre des bancs de Saccocomidés et *Aptychus* et des calcaires à Calpio-nelles, du Tithonique supérieur-Berriasien bas. Jaffrezo (1980) signale des *Cladocoropsis* dans le Jurassique supérieur, mais aussi le Crétacé inférieur des Corbières ; toutefois, la synthèse bibliographique, relative à cette forme, qu'il rapporte dans ce travail montre que les *Cladocoropsis* sont surtout connus au Malm.

Dans ces conditions, il paraît raisonnable d'admettre que *Cladocoropsis mirabilis* Felix appartient au Jurassique supérieur, sans précision supplémentaire, même si l'on ne peut exclure, en toute rigueur, des débordements sur les périodes plus anciennes et plus récentes. Les associations de Foraminifères permettent d'ailleurs le plus souvent, d'exclure le Crétacé pour les niveaux à *Cladocoropsis* présents en Othrys.

C. PLAN ADOPTÉ.

Je n'aborderai, dans ce paragraphe, que l'étude des terrains antérieurs à la mise en place (tectonique) des ophiolites, en excluant, par ailleurs, les formations chaotiques sommitales ("Mélange" ou "Volcano-Détritique") qui seront détaillées dans le chapitre consacré à la période Jurassique terminal-Crétacé basal d'une part, et les niveaux de base du flysch béotien datés du Kimméridgien (?) - Tithonique d'autre part.

Le plan retenu est le même que celui qui a été utilisé pour décrire les séries triasiques. Chacune des unités tectoniques anté-Crétacé supérieur d'Othrys sera analysée en commençant par les unités structurellement les plus basses. Le premier chapitre sera ainsi consacré au Jurassique pélagonien, les suivants au Jurassique maliaque, le dernier, enfin, au Jurassique de la série du Koziakas.

II. LE JURASSIQUE DE LA ZONE ISOPIQUE PELAGONIENNE

Les niveaux carbonatés fossilifères, d'âge jurassique, caractéristiques de la zone pélagonienne, affleurent en Othrys orientale d'une part, au Nord de l'Othrys centrale, dans la "fenêtre de l'Othrys" d'autre part (fig. 75).

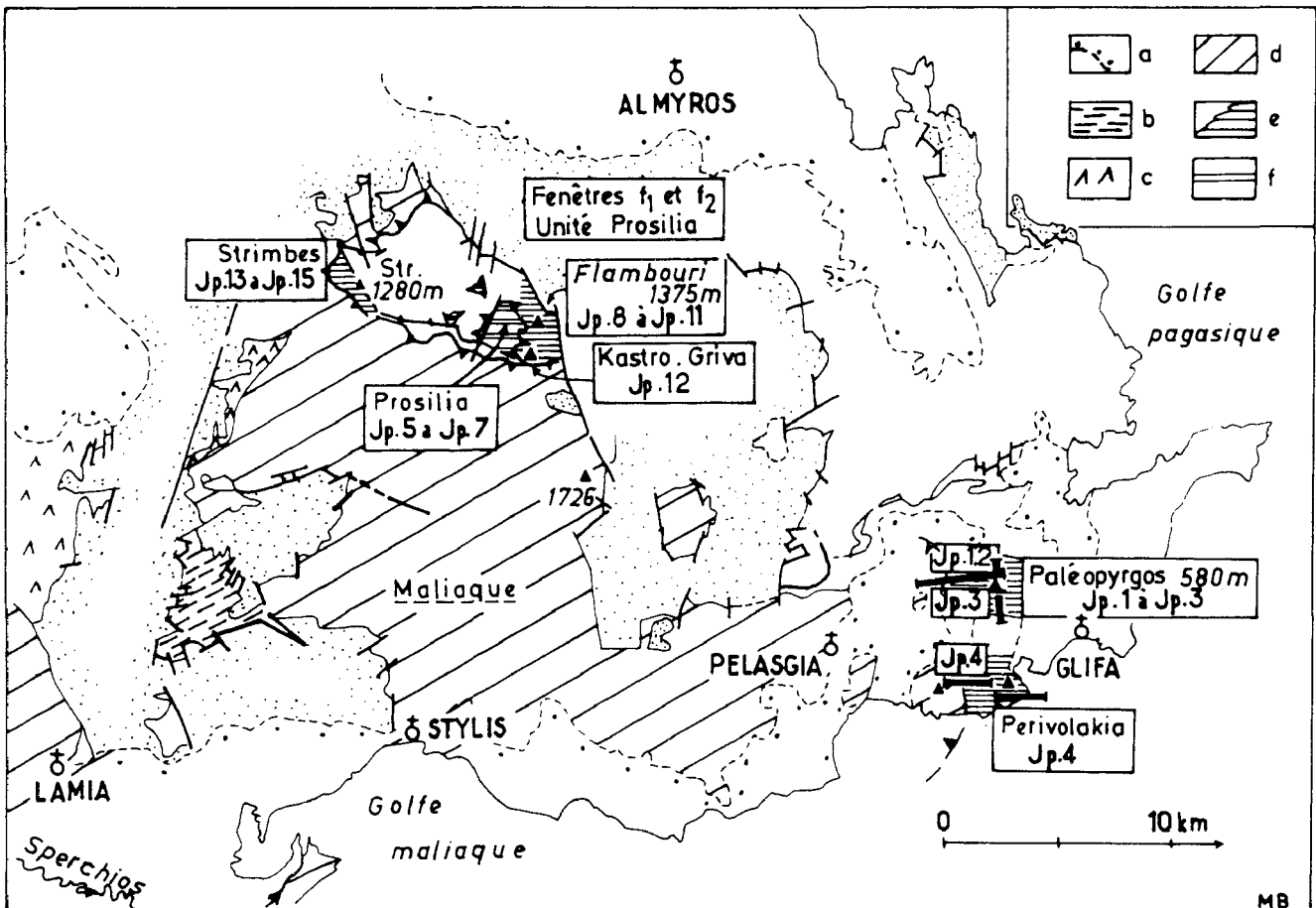


Fig. 75. - Schéma de situation des affleurements datés du Jurassique pélagonien (Jp) (Jp 1 à Jp 15. principales coupes).

a. néogène. - b. Crétacé supérieur. - c. laves ophiolitiques. d. zone maliaque. - e à f. Zone pélagonienne. - e. affleurements jurassiques (traits horizontaux) d'Othrys orientale et de l'unité du Messovouni en Othrys centrale. - f. unité de Prosilia (jurassique).

A. LE JURASSIQUE DE TYPE PELAGONIEN EN OTHRYS ORIENTALE.

Etant donné l'état de recristallisation des masses carbonatées présentes en Othrys orientale, le Jurassique n'a pu être daté que dans la partie méridionale de cette région, et plus particulièrement dans le chaînon de direction nord-sud du Paleopyrgos (580 m) - Stravotsali (305 m). Renz (1955) signale des *Cladocoropsis* dans la partie sud-est de l'Othrys, qui pourraient provenir de ce chaînon.

1. COUPE DU MONT PALEOPYRGOS (580 m).

a. COUPE EST-OUEST SUR LE FLANC OCCIDENTAL DU PALEOPYRGOS.

a1. Coupe d'ensemble.

Une coupe intéressante peut être levée d'Est en Ouest, en partant du sommet du Paleopyrgos (marqué par un repère géodésique), en rejoignant la piste qui arrive au relais du Téléphone (O. T. E.), puis en escaladant le sommet coté 482 m, après avoir atteint la chapelle Ag. Georgios. D'Est en Ouest, on rencontre successivement (coupe B, fig. 76) :

- (1) des pélites rougeâtres et jaunâtres, à débit schisteux ;
- (2) et (3), un ensemble épais, 400 m environ, de bancs calcaires nettement recristallisés :
 - la base (2) est constituée de calcaires gris, en bancs massifs, dont les structures sédimentaires ont été effacées en totalité par les recristallisations ultérieures ;
 - la partie supérieure (3) est formée d'une alternance de calcaires gris massifs, et de calcaires en plaquettes, jaunâtres, plus ou moins marneux, constellés d'articles d'encrines, d'âge liasique (détail : coupe B', fig. 76) ;
- (4) des schistes jaunes et violets, à Radiolaires, au sein d'un compartiment limité par des contacts tectoniques, dont le coeur est occupé par la chapelle Ag. Georgios ;
- (5) des calcaires gris massifs, recristallisés et schistosés, se terminant par quelques bancs plus siliceux, fossilifères (détail : coupe A, fig. 76) ;
- (6) et (7), des schistes jaunâtres puis violets (6), s'enrichissant en blocs de laves et de grès (graywackes) vers le sommet. Ces schistes sont surmontés de calcaires dolomitiques bruns, d'âge werfeno-anisien (7) appartenant à l'unité tectonique sus-jacente (unité du Pirkaki).

a2. Deux coupes de détail permettent de reconstituer en partie, la série jurassique affectée ici de nombreux contacts tectoniques.

a2.1. Coupe de la masse carbonatée orientale : le Jurassique inférieur (fig. 76 B').

Les affleurements décrits ici sont situés en bordure de la piste qui relie Agios Theodori au relais téléphonique O. T. E., entre la chapelle Ag. Georgios à l'Ouest, et le premier grand virage avant le relais vers l'Est. D'Est en Ouest, on reconnaît les ensembles suivants :

- (3a) des calcaires gris massifs, où s'observent trois microfaciès principaux encore reconnaissables, malgré les recristallisations :
 - un faciès fin, à éléments micritisés (pellets, intraclastes) unis par un ciment de calcite cristalline à aspect de sparite, contenant de rares débris d'Echinodermes et des Lituolidés dont des Orbitopselles de type *Orbitopsella praecursor* Gumbel, sous ses deux formes microsphérique et macrosphérique, d'âge pliensbachien ;
 - un faciès semblable au précédent, mais beaucoup plus grossier, à éléments plurimillimétriques ;
 - un faciès fin, constitué par une alternance de niveaux micrograveleux (aspect de pelsparite ou d'intrasparite à grain fin) et de niveaux fins micritiques à structures ovoïdes demi-centimétriques algaires, dont certaines évoquent des Dasycladacées ;
- (3b) des calcaires jaunâtres, bien lités, parfois marneux, riches en débris d'Echinodermes, parmi lesquels on reconnaît de nombreux articles d'encrines. Au sein de ces biomicrosparites (anciennes biomicrites plus ou moins recristallisées) apparaissent également de rares embryons d'Ammonites, *Lenticulina* sp. et des Lagénidés épineux ;
- (3c) des calcaires gris massifs, très recristallisés, à débris d'Echinodermes.

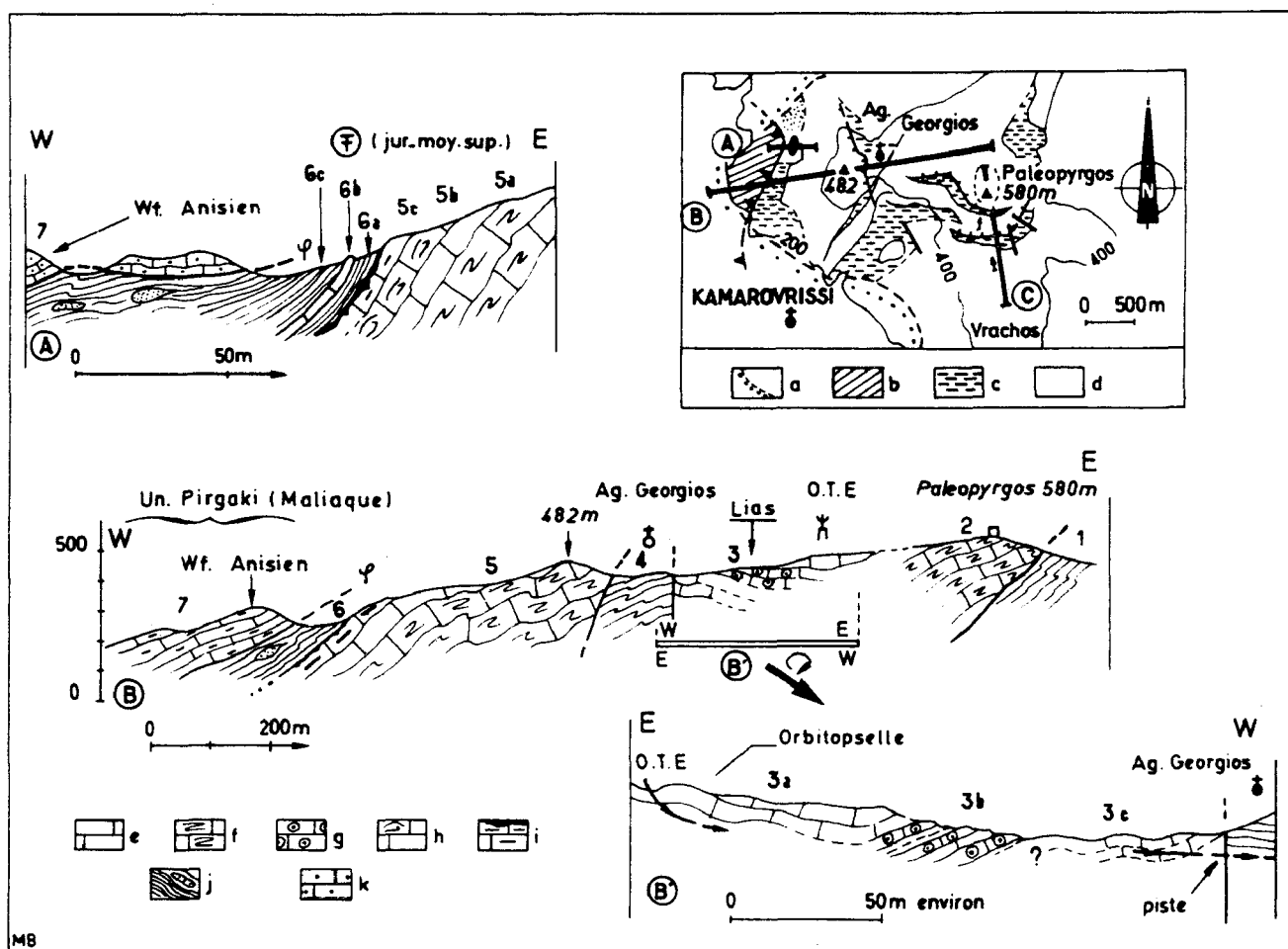


Fig. 76. - Jurassique pélagonien. Coupes du Paleopyrgos (Othrys orientale): A et B. Jp 1 et 2, fig. 75.

Carte détaillée. - a. néogène. - b. maliaque. - c et d. Pélagonien (jurassique surtout). - c. pélites schisteuses, parfois à blocs. - d. calcaires.

Coupes A et B. Numéros voir texte. - e à i. Calcaires pélagoniens. - e. fins, massifs. - f. id° recristallisés. - g. en plaquettes, jaunes, à débris d'Echinodermes. - h. à gros lamelli-branches. - i. siliceux, à encroûtement (Si + oxydes de fer ?). - j. pélites schisteuses, parfois à blocs. - k. calcaires Trias inf.- moy. maliaques.

Interprétation : dans ce secteur où les recristallisations sont très importantes, et en l'absence de différents niveaux bien datés, il n'est pas possible d'affirmer que la succession de faciès observée correspond à l'ordre stratigraphique, des replis tectoniques ou des écaillages pouvant compliquer les séries. Toutefois, les faits suivants doivent être soulignés :

- l'existence de calcaires à gros Lituolidés, de type Orbitopselle, indiquant la présence du Lias sous un faciès de faible profondeur ;

- la mise en évidence des bancs carbonatés jaunâtres, dont le contenu faunistique est l'indice d'un milieu quelque peu différent du précédent dans la mesure où les fossiles présents se retrouvent fréquemment dans les faciès liasiques condensés (coupe du Strimbes en Othrys centrale, fig. 85). Ces faciès jaunâtres semblent absents dans les autres secteurs d'affleurement du Jurassique pélagonien ; c'est peut-être la raison pour laquelle ces faciès ont été cartographiés en Crétacé supérieur sur la carte à 1/50 000 de Myli (Marinos *et al.*, 1957).

a2.2. Coupe de la masse carbonatée occidentale : la partie supérieure du Jurassique.

En descendant le flanc occidental du sommet coté 482 m, on relève successivement, à quelques centaines de mètres au Nord de la coupe B (fig. 76), et de bas en haut stratigraphiquement (fig. 76 A) :

- (5a) des calcaires massifs gris, schistosés et recristallisés, qui ont livré à leur base de rares Foraminifères de type Lituolidés ;
- (5b) des calcaires gris, à sections de gros Lamellibranches (*Heterodicerias* ??), visibles sur la surface des bancs ;
- (5c) 1 à 2 m de calcaires à "clous siliceux", dont la surface supérieure présente un encroûtement en partie siliceux, apparemment riche en oxydes de fer (et de manganèse ?) qui rappelle un *hard-ground* ;
- (6a) 2 m de schistes jaunes et rouges ;
- (6b) un banc de 50 cm d'épaisseur de calcaire recristallisé, à particules micritisées (intraclastes roulés et colithes) unies par un ciment de calcite cristalline ;
- (6c) des schistes violets dans lesquels apparaissent, à la partie supérieure, des blocs de grès jaunâtres, micacés, et des corps laviques violacés (pillow-lavas ?).

Interprétation : cette coupe montre un passage continu entre les calcaires de base (5) et les schistes sus-jacents (6), avec récurrence calcaire dans ces derniers, même si une sorte de surface durcie pourrait être l'indice d'une absence de sédimentation.

L'âge de la partie supérieure de l'ensemble carbonaté (5) n'a pu être déterminé sur cette transversale, mais nous verrons que, plus au Sud, elle atteint le Jurassique supérieur. Les fossiles observés dans le niveau (5b) (*Heterodicerias* ?) peuvent d'ailleurs être rapprochés de fossiles connus dans la partie supérieure du Jurassique de séries calcaires, telles que celles de la zone du Parnasse (Celet, 1962).

b. COUPE SUR LA CRETE SITUEE AU SUD DU MONT PALEOPYRGOS.

Du Nord au Sud, en partant des calcaires gris massifs du Paleopyrgos, on rencontre une alternance de niveaux calcaires gris ou jaunâtres, très recristallisés, et de pélites violacées à débit schisteux. Ces différents ensembles sont séparés par des contacts anormaux mineurs qui sont probablement la cause essentielle de ces répétitions (fig. 77).

En dehors des faciès déjà observés dans la coupe précédente, et notamment les calcaires à entroques (fig. 76 B'), et les calcaires siliceux situés au contact entre calcaires massifs et schistes violacés (fig. 76 A), il existe des poches de bauxite (B). La position stratigraphique de ces bauxites dans la série calcaire ne peut être précisée sur cette coupe.

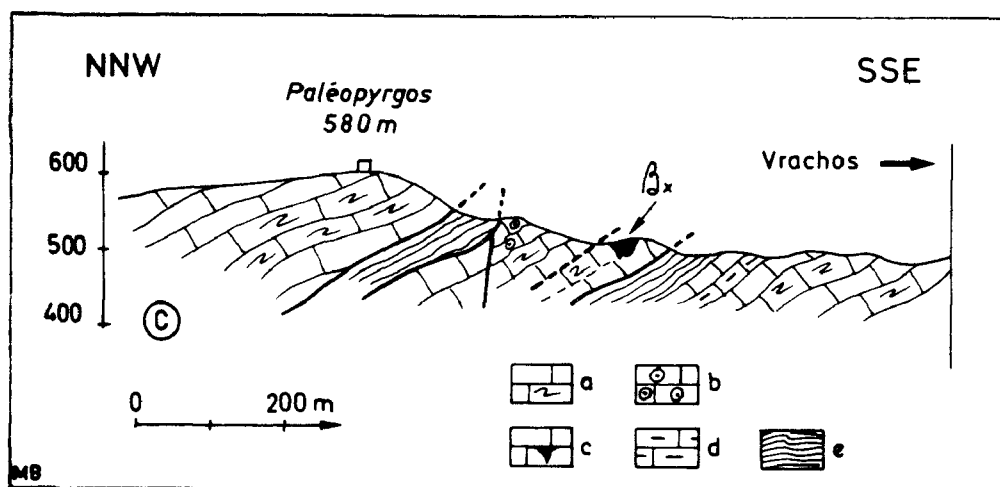


Fig. 77. - Jurassique pélagonien. Coupe Nord-Sud du mont Paleopyrgos (Othrys orientale). C fig. 76 et Jp 3, fig. 75.

a. calcaires massifs parfois très recristallisés. - b. calcaires à débris d'Echinodermes. - c. calcaires à bauxite. - d. calcaires siliceux. - e. schistes rouges.

2. COUPE DANS LES MONTS PERIVOLAKIA (250 m) ET KALOGIROS (170 m) :
LE JURASSIQUE SUPERIEUR.

Cette coupe correspond à la partie méridionale du chaînon du Paleopyrgos. La partie orientale a été levée en bordure de la route Glifa-Vathykilos-Pelasgia, alors que la partie occidentale est le résultat d'observations faites dans la colline du Kalogiros, à l'Ouest du col qu'emprunte la route Glifa-Vathykilos, entre le mont Kalogiros et le mont Perivolakia, plus oriental.

L'essentiel de la série observée est constitué de calcaires recristallisés, à pendage ouest, surmontés de schistes jaunes et violets. D'Est en Ouest, et par conséquent de bas en haut, on observe (fig. 78) :

- (1) une masse de calcaires intensément recristallisés (400 à 500 m au moins), gris ou noirs, en bancs massifs, au sein desquels j'ai pu distinguer deux niveaux particuliers :
 - des bancs oolithiques noirs (1a), à petits Foraminifères sans intérêt stratigraphique particulier ;
 - un ensemble de bancs calcaires rougeâtres ou gris clair (1b), véritable lumachelle formée de coquilles de petits Mégalodontidés et de sections plus aplaties de bivalves que l'on peut attribuer à des *Lithiotis* (Ferrière *in* Aubouin *et al.*, 1970). Ces derniers bancs appartiennent donc au Lias, et très probablement au Lias moyen du fait de l'existence des *Lithiotis* ;
- (2) des calcaires gris, recristallisés, dont les niveaux inférieurs montrent des *Cladocoropsis mirabilis* Felix, bien visibles près de l'iconostation située sur le bord de la route, au niveau du col qui limite les monts Perivolakia et Kalogiros ;
- (3) des pélites jaunâtres à débit schisteux ;

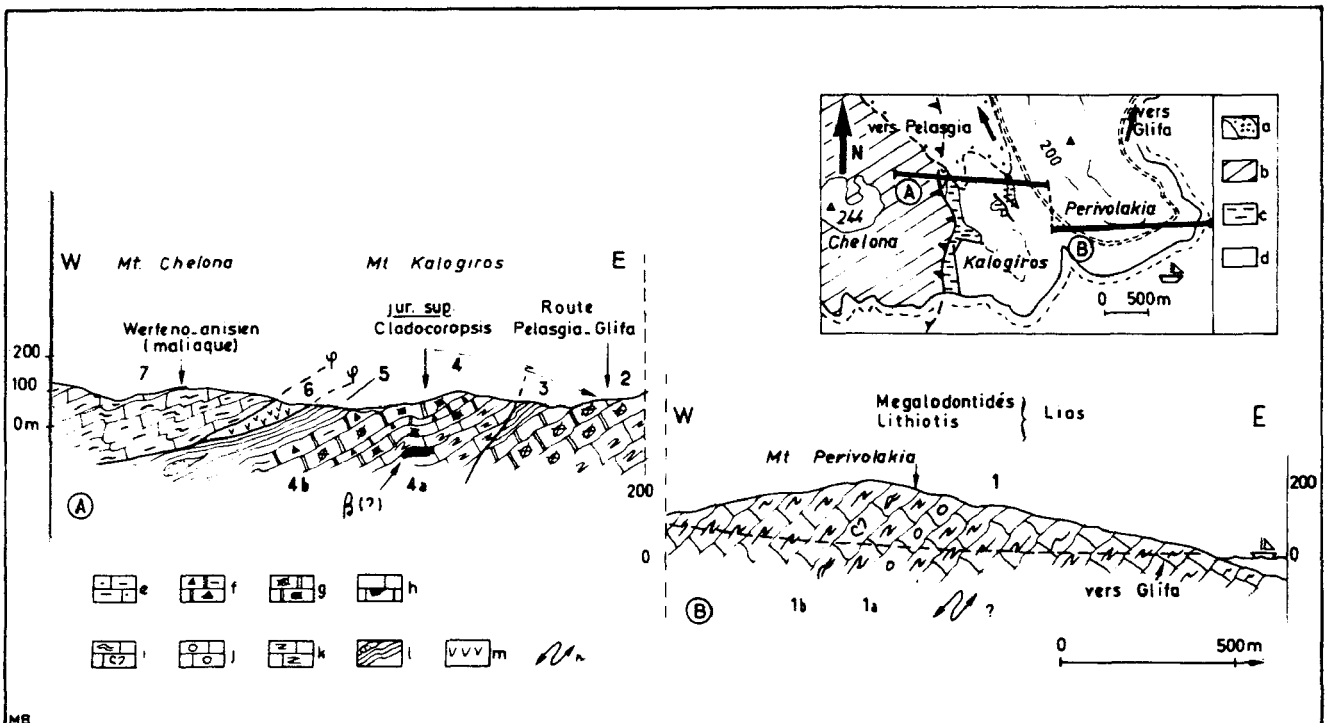


Fig. 78. - Jurassique pélagonien. Coupe Perivolakia-Kalogiros (Othrys orientale). Jp 4, fig. 75.

Numéros: voir texte. - **Carte.** - a. néogène. - b. maliaque. - c et d. Pélagonien. - c. schistes rouges parfois à blocs. - d. calcaires. - **Coupe.** - e. calcaires werfeno-anisiens maliaques. - f à k. - Calcaires pélagoniens. - f. microbréchiques et siliceux. - g. à *Cladocoropsis*. - h. à bauxite. - i. à *Lithiotis* et Mégalodontidés. - j. oolithiques. - k. recristallisés. - l. schistes rouges (à blocs) pélagoniens. - m. serpentinites. - n. replis ou failles possibles.

- (4) après une faille légèrement inverse, des bancs calcaires gris massifs. Contrairement à ceux de la partie orientale de la coupe, ils montrent des faciès assez bien conservés, malgré une schistosité très nette, notamment à la partie supérieure de l'ensemble. De bas en haut, on reconnaît :
 - des calcaires gris, fins, très recristallisés, à bauxite (4a) ;
 - des biomicrites à débris d'Echinodermes et nombreux *Cladocoropsis mirabilis* Felix (4b). Localement, à la partie supérieure de la formation carbonatée, apparaît un niveau calcaire formé d'un assemblage de lits à grain fin, faits de particules micritisées, et de lits plus grossiers à éléments plurimillimétriques où l'on reconnaît des intraclastes, des oolithes et des débris de *Cladocoropsis*. Ces niveaux ont livré quelques Foraminifères, malheureusement très recristallisés, parmi lesquels on peut reconnaître (dét. personnelle) : *Pseudocyclammia* sp., *Kurnubia* sp. et *Conicospirillina basiliensis* Mohler (?) confirmant l'âge jurassique supérieur fourni par les *Cladocoropsis* ;
- (5) à nouveau des schistes jaunes et rouges, à Radiolaires, contenant des blocs de grès jaune-vert ;
- (6) et (7), un copeau de serpentinite⁶⁾, associé à des laves et des radiolarites, souligne le contact tectonique anté-crétacé supérieur situé à la base des calcaires werfeno-anisiens (7) de l'unité sus-jacente (unité du Pirgaki).

Interprétation : cette coupe montre une série probablement continue de calcaires pélagoniens d'âge jurassique, depuis le Lias à Mégalodontidés et *Lithiotis* à la base, jusqu'au Malm à *Cladocoropsis mirabilis* Felix au sommet, bien que les niveaux jaunâtres à Lituolidés liasiques, présents plus au Nord (fig. 76), n'aient pu y être reconnus. Cette continuité de la série calcaire n'est possible à considérer que si l'on admet que les différents niveaux de schistes rouges et jaunes, présents au sein des calcaires, correspondent à des répétitions d'origine tectonique. Comme c'est également le cas pour certains niveaux du mont Paleopyrgos, il faut bien reconnaître qu'il ne s'agit pas là d'une certitude. Par ailleurs, il semblerait que les bauxites soient situées sous les bancs à *Cladocoropsis*.

3. LE JURASSIQUE PELAGONIEN DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'OTHRYS ORIENTALE.

Au Nord de l'Othrys orientale, l'intense recristallisation des faciès carbonatés n'a pas permis de dater le Jurassique. Toutefois, l'existence de schistes violets et jaunes, à Radiolaires, et de bancs calcaires intercalés reposant sur des calcaires massifs recristallisés (mont Profitis Ilias, par exemple), semblables à ceux qui affleurent sur les niveaux à *Cladocoropsis*, dans les coupes de la partie méridionale de l'Othrys orientale, permet de penser que le Jurassique est également présent dans la partie septentrionale de l'Othrys orientale. Dans le mont Profitis Ilias, au Nord, comme dans le chaînon du Paleopyrgos, au Sud, les niveaux de schistes sont parfois intercalés entre les masses de marbres massifs, mais il semble que ce ne soit là que des répétitions d'origine tectonique.

4. CONCLUSIONS.

Malgré les recristallisations importantes qui affectent les calcaires affleurant en Othrys orientale méridionale, le Lias à Orbitopselles et le Jurassique supérieur à *Cladocoropsis* ont été mis en évidence.

Au sein de ces calcaires massifs gris, surmontés de schistes pélitiques violacés ou jaunâtres, apparaissent des bauxites (sous des bancs à *Cladocoropsis*), et localement des calcaires jaunâtres, riches en débris d'Echinodermes et Lagénidés (faciès condensé ?) pour partie liasiques.

B. LE JURASSIQUE DE TYPE PELAGONIEN EN OTHRYS CENTRALE : L'UNITE DE PROSILIA.

Le Jurassique n'a été que très rarement daté au sein des séries pélagoniennes d'Othrys centrale. Renz (1927) y décrit des *Cladocoropsis* provenant probablement de l'unité pélagonienne la

plus basse (unité de Prosilia), et Marinos (1956) signale une Algue liasique : *Paleodasycladus ? mediterraneus* Pia, de provenance non précisée. Pour ma part, j'ai pu caractériser le Lias et le Jurassique moyen-supérieur grâce à la présence de Foraminifères dans les deux unités pélagoniennes d'Othrys centrale : l'unité de Prosilia et l'unité sus-jacente du Messovouni (Ferrière, 1972, 1973 c, 1974 a, 1974 b).

L'unité de Prosilia est l'unité la plus basse qui puisse être observée en Othrys centrale. Elle apparaît dans deux petites fenêtres situées dans la vallée qui sépare le mont Messovouni (1 374 m) du mont Xerovouni (1 462 m), vers 1 200 m et 900 m d'altitude, et, plus à l'Est, dans le secteur du village de bergers de Prosilia dont la source est située vers 1 100 m d'altitude. Dans ce dernier secteur, l'"unité de Prosilia", constituée essentiellement de calcaires massifs, gris ou noirs, et de radiolarites à blocs de grès et de laves, présente une structure tectonique complexe. On y reconnaît, au moins, deux unités tectoniques superposées dans les falaises qui bordent, à l'Est, la Kedrorrema (vallée de Kedros). Les ressemblances évidentes qui existent entre les faciès de ces deux (sous) unités (unité de Prosilia inférieure et unité de Prosilia supérieure) et l'impossibilité de préciser l'importance du recouvrement tectonique qui a conduit à leur formation, font que je traiterai les séries de ces deux (sous) unités dans le même paragraphe.

1. COUPE D'ENSEMBLE : LE FLANC ORIENTAL DE LA KEDRORREMA.

Cette coupe est située dans un secteur d'accès difficile, au niveau de la falaise occidentale du mont Flambouri qui borde la Kedrorrema. On peut y accéder à partir du village d'Anavra, en suivant le chemin muletier jusqu'au petit "village" de bergers de Prosilia, puis en descendant vers le Nord-Est jusqu'au fond de la vallée.

D'Ouest en Est, partant du fond de la vallée et remontant la falaise, on relève la succession suivante (fig. 79) (Ferrière, 1974 a) :

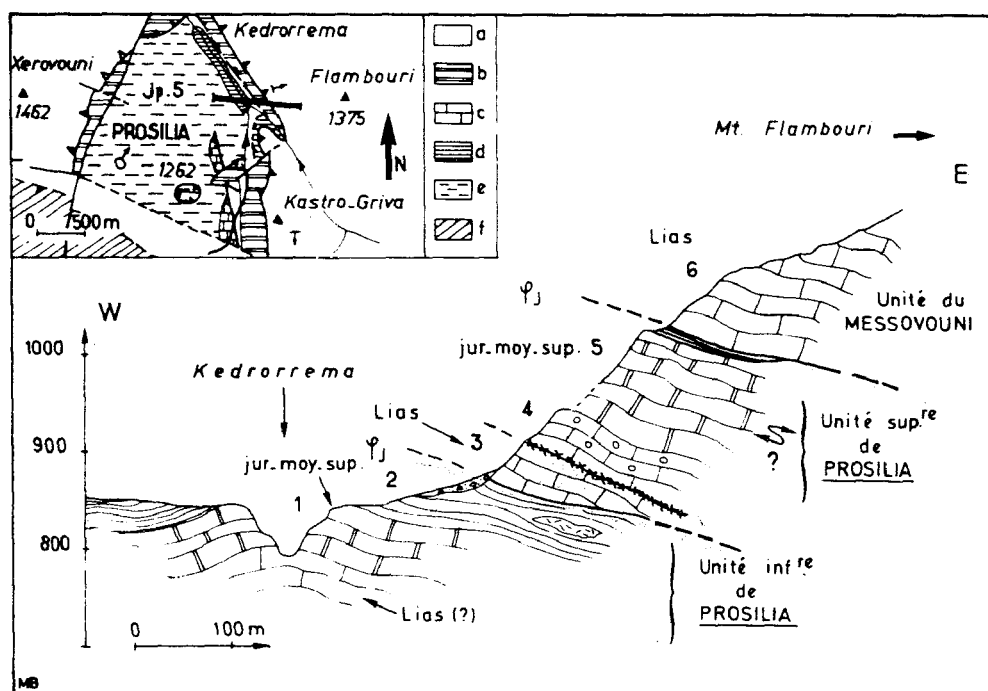


Fig. 79. - Jurassique pélagonien de l'unité de Prosilia (Othrys centrale). Jp 5, fig. 75.

Carte. - a à e. Pélagonien. - a. unité Messovouni. - b à e. Unité Prosilia. - b. u. supérieure (calc. Dogger-Malm surtout). - c. calc. liasiques (u. inférieure). - d. calc. Dogger-Malm (u. inférieure). - e. radiolarites et pélites à blocs (p.p. u. inf.). - f. maliaque.
Coupe. Légende dans le texte.

- (1) des calcaires noirs, bien lités, fins ou graveleux. Ce sont des biomicrites homogènes ou à plages de calcite cristalline (débris organiques ?), des microsparites à oolithes, pellets, bioclastes et intraclastes (éléments de 1 mm environ) et des intramicrosparites à éléments roulés. Les faciès fins contiennent *Protopeneroptis striata* Weynschenk, et les intramicrosparites des grandes Trocholines (*Trocholina* gr. *alpina elongata*). Cette association permet d'attribuer un âge dogger-malm à ces niveaux ;
- (2) des radiolarites et des pélites siliceuses, rouge lie de vin, à blocs de laves basiques ;
- (3) 40 à 50 m de calcaires gris massifs, intrasparites à grain fin ou micrites à Algues. Ces deux faciès sont riches en microfossiles, notamment en Lituolidés ; on y reconnaît : *Labyrinthina* sp., *Labyrinthina* cf. *recoarensis* (Cati) et des formes non décrites de Lituolidés, associés à *Ophthalmidium* sp. très large et *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, qui caractérisent le Lias et même très probablement le Pliensbachien (*L. recoarensis*). Une intrasparite a également livré : *Labyrinthina* sp., qui pourrait être *L. compressa*, et *Mesoendothyra* sp. évoquant un Lias plus élevé (Toarcien ?) ;
- (4) 80 à 100 m de calcaires gris massifs, fréquemment oolithiques ; ce sont des oosparites à Algues et oolithes de taille variable (jusqu'à 1 mm de diamètre), dont le nucléus est fréquemment constitué de petits Foraminifères (Lagénidés épineux ?, Milioles, *Ophthalmidium* sp.).

Je n'ai pu prélever plus haut dans cette falaise, mais latéralement vers le Nord, on peut montrer que le niveau sus-jacent (5) correspond à des calcaires noirs à *Protopeneroptis striata* Weynschenk et grandes Trocholines du Dogger-Malm de même faciès que les niveaux (1).

L'ensemble carbonaté supérieur (6) représente le Lias de l'unité sus-jacente dite du Messo-vouni.

2. COUPES DANS LE SECTEUR ENTRE PROSILIA ET LE MONT KASTRO GRIVA.

Les affleurements qui seront décrits ci-dessous ont été attribués à l'unité de Prosilia, du fait de l'existence probable d'une continuité entre ceux-ci et des niveaux appartenant indubitablement à cette unité de base du dispositif pélagonien sur le flanc occidental du mont Kastro Griva. Toutefois, des failles verticales pourraient avoir mis face à face des unités différentes ; il n'est malheureusement pas possible de rejeter catégoriquement cette hypothèse -même si elle est peu vraisemblable-, le torrent qui sépare le mont Kastro Griva, à l'Est, des affleurements situés sur le flanc occidental de cette vallée étant infranchissable sur une partie importante de son cours.

a. DESCRIPTION DES COUPES.

Deux coupes intéressantes peuvent être levées en partant du petit sommet coté 1 262 m et en descendant vers la vallée Driorrema, soit vers le Sud-Sud-Est (fig. 80 A), soit vers le Nord-Est (fig. 80 B).

a1. Coupe de direction SSE-NNW.

Du Sud au Nord, on observe (fig. 80 A) :

- (1) une formation chaotique, constituée de radiolarites rouges et de pélites siliceuses rouge lie de vin, à blocs de grès et de laves, séparée des calcaires suivants par une faille verticale ;
- (2) des calcaires gris massifs, formant un pli en genou (flexure) au Sud. Une petite coupe faite dans le secteur le plus méridional a révélé la présence de micrites à *Mayncina* sp., du Lias, surmontées d'oosparites à intraclastes et de brèches calcaires à éléments pluricentimétriques (éléments de type oosparite et pelsmicrosparite) sans fossiles caractéristiques. Plus au Nord, j'ai pu observer des petits Mégalodontidés qui, par corrélation latérale avec les bancs à *Mayncina* sp., appartiennent très probablement au Lias ;
- (3) des radiolarites rouge lie de vin, plus ou moins pélitiques ;

- (4) des calcaires gris-noir, lités ou massifs, souvent cataclasés, formant des collines isolées. Ce sont des calcaires fins (micrites à éléments divers carbonatés) et des intrasparites à intraclastes micritiques roulés, grandes Trocholines et, localement, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, du Malm. La présence de bancs siliceux situés à la base de ces calcaires plaide en faveur d'un contact stratigraphique entre ces derniers (4) et les radiolarites sous-jacentes (3). Plus au Nord, les calcaires de base (2) réapparaissent sous les calcaires du Dogger (?) - Malm (4). Il s'agit encore de biomicrites et de rares intrasparites à Ataxophragmidiidés, Lituolidés, *Thaumatoporella vesiculifera* Raineri (abondante) et *Faleodasycladus* sp. à cachet liasique.

a2. Coupe de direction SW-NE.

Cette coupe permet de détailler les niveaux supérieurs (4) du Dogger-Malm (fig. 80 B).

Les principaux faciès représentés dans les différentes collines de la coupe B (fig. 80) -dont l'une (colline AB) est commune aux deux coupes- correspondent à des intrasparites et des biosparites à grandes Trocholines (*Trocholina* gr. *alpina elongata*), *Protopeneroptis striata* Weynschenk, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Rectocyclammina* sp. (?) et *Cladocoropsis mirabilis* Felix, parfois en débris plus ou moins roulés, du Malm.

b. LES RELATIONS RADIOUARITES-CALCAIRES.

Dans la profonde vallée (Driorrema) qui limite à l'Ouest le mont Kastro Griva, on peut observer divers affleurements qui permettent d'étudier les relations entre radiolarites et calcaires.

De l'amont vers l'aval, on rencontre successivement (fig. 81) :

(E) : un ensemble essentiellement radiolaritique, dans lequel s'intercalent quelques bancs métriques de calcaires noirs, fins à microbréchiques, à grandes Trocholines, du Dogger-Malm. Cet ensemble, séparé des calcaires liasiques (2, fig. 80 A) par une faille verticale, semble être recouvert par une importante masse de calcaires noirs du Dogger-Malm ; il serait donc bien l'équivalent du niveau (3) observé dans les coupes précédentes (A et B, fig. 80), alors que les calcaires sus-jacents correspondraient au niveau (4) ;

(D) : juste en amont de l'importante rupture de pente, malheureusement infranchissable, qui sépare la vallée en deux ensembles bien distincts, on peut noter la présence d'un ensemble décamétrique de calcaires noirs à Trocholines (Dogger-Malm), à passées métriques, ou parfois moins épaisses, de radiolarites et de pélites rouges, parfois d'aspect conglomératique ;

(C) : enfin, en aval de la rupture de pente précitée, sur le flanc occidental de la vallée, la base de la colline la plus orientale de la coupe B (fig. 80) montre un banc métrique de calcaires noirs (Dogger-Malm) intercalé dans des radiolarites rouges, à petits blocs calcaires, surmonté de l'épaisse masse des calcaires noirs à Trocholines et *Protopeneroptis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm. En ce lieu, le contact entre les radiolarites et cette épaisse masse paraît être de nature stratigraphique.

Ces coupes de détail montrent qu'une partie au moins des alternances calcaires-radiolarites est d'origine sédimentaire, mais cette démonstration s'adresse uniquement à des bancs de faible épaisseur de calcaires dans les radiolarites (C et E), ou, inversement, de radiolarites dans les calcaires (D).

c. INTERPRETATION.

Les successions lithologiques observées entre Prosilia et le mont Kastro Griva sont caractérisées par la superposition de deux masses calcaires principales, apparemment séparées par un ensemble radiolaritique (A et B, fig. 80).

Bien que les âges obtenus (Lias à la base, Dogger-Malm au sommet) soient compatibles avec l'hypothèse d'une série continue, un doute demeure, dans la mesure où les séries pélagoniennes voisines (Othrys orientale ou unité du Messovouni sus-jacente) ne présentent jamais de niveaux radiolaritiques importants intercalés normalement au sein de la série. L'éventualité de superpositions d'origine tectonique doit donc être envisagée.

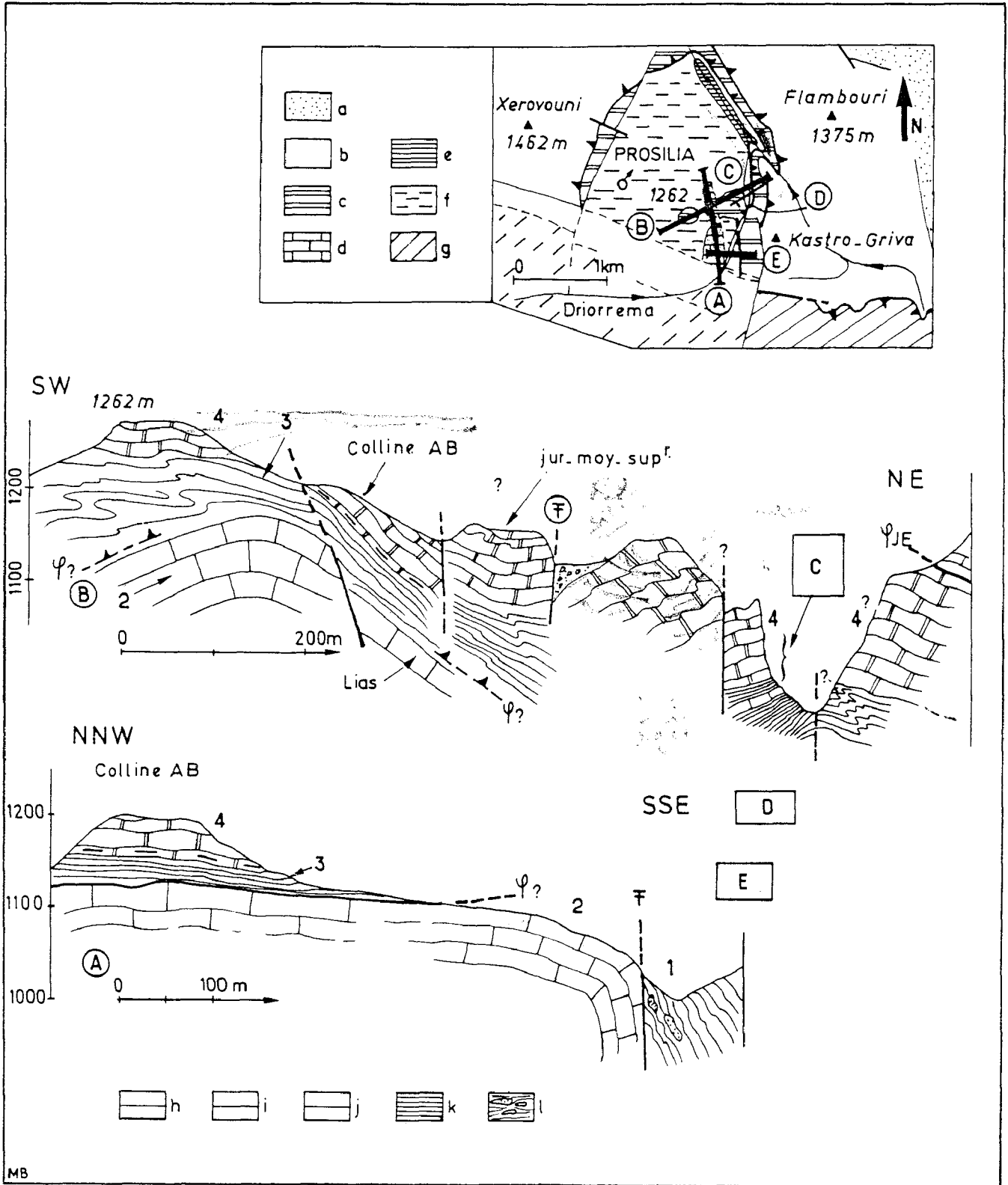


Fig. 80. - Jurassique pélagonien. U. Prosilia. Coupe entre Prosilia et Kastro Griva (Othrys centrale). A. Jp 6, B. Jp 7, fig. 75.

Carte. - a. crétacé supérieur. - b à f. Pélagonien. - b. unité du Messovouni. - c à f. Unité de Prosilia. - c. calcaires Dogger-Malm surtout de l'unité supérieure. - d. calc. liasiques (un. inférieure). - e. calc. Dogger-Malm (un. inférieure). - f. radiolarites et pélites à blocs (p.p. un. inférieure). - g. maliaque.

Coupes. Numéros: voir texte. - h. calcaires gris du Lias (Dogger ?). - i. calc. noirs Dogger-Malm. - j. calc. siliceux. - k. radiolarites rouges. - l. pélites siliceuses et radiolarites à blocs ("Volcano-Détritique").

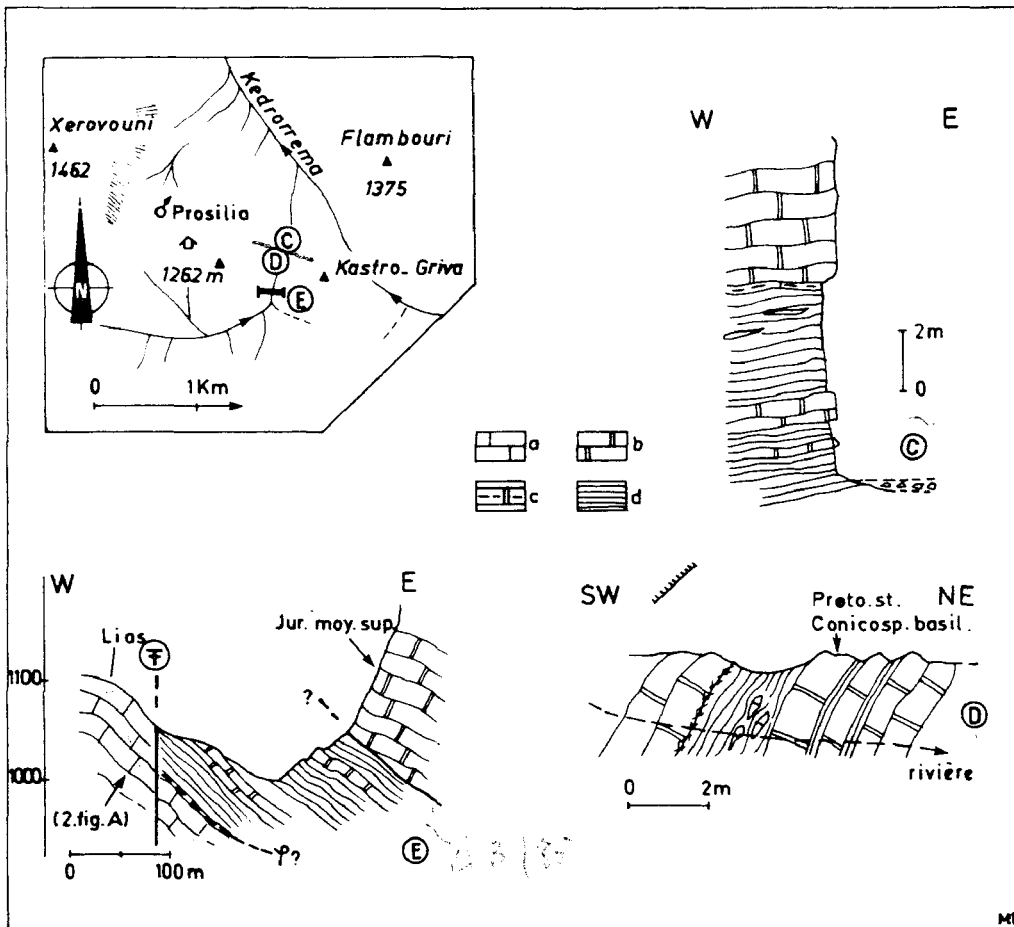


Fig. 81. - Jurassique pélagonien. Les relations radiolarites - calcaires dans l'unité de Prosilia. (cf. fig. 75 et fig. 80 (C et D)).

a. calcaires gris massifs du Lias (Dogger ?). - b. calcaires noirs du Dogger-Malm. - c. calcaires noirs à passées rougeâtres siliceuses. - d. radiolarites parfois à lentilles calcaires.

Si le contact entre les calcaires liasiens -pour partie au moins- de base et les radiolarites, n'a pu être observé dans de bonnes conditions, ce qui laisse la possibilité d'y placer un contact tectonique, en revanche, le passage entre radiolarites et calcaires du Dogger-Malm sus-jacents semble être continu (fig. 81). De ce fait, si l'on prend comme référence les séries pélagoniennes les mieux exposées dans le secteur étudié, on doit admettre l'existence de *séries inverses* qui pourraient correspondre aux flancs renversés de grands plis couchés, mis en place au cours des *phases paléotectoniques*.

Si certaines structures, visibles sur le flanc oriental de la Kedrorrema, présentent des formes qui rappellent des têtes de plis couchés et donnent quelque crédit à cette interprétation, il faut bien reconnaître qu'il ne s'agit là que d'une hypothèse (+). On peut, par ailleurs, remarquer que la tendance à la répétition de niveaux radiolaritiques et calcaires dans l'unité basale de Prosilia, qu'elle soit due à de simples écaillages respectant la polarité des séries, à de grands plis couchés, ou bien encore, localement, à des alternances d'origine sédimentaire, se retrouve également avec les mêmes ambiguïtés dans les séries pélagoniennes d'Othrys orientale septentrionale (mont Profitis Ilias) ou méridionale (au mont Paleopyrgos, par exemple).

(+) En effet, il faut admettre, en outre, dans cette hypothèse, que les niveaux Dogger-Malm de l'autochtone relatif ont disparu. Même si de tels décollements d'origine tectonique sont localement prouvés dans l'unité de Prosilia, il n'en reste pas moins que la série décrite serait le résultat de la superposition d'un flanc inverse d'un grand pli couché (unité supérieure) sur un soubassement ayant perdu une partie de sa série jurassique ; cela est possible mais relativement complexe.

3. LES SERIES JURASSIQUES DE LA FENETRE DE PROSILIA : COMPLEMENTS.

a. LA BASE DE LA SERIE JURASSIQUE : LIAS-DOGGER (?).

Dans la vallée (Kedrorrema) qui sépare le mont Flambouri (1 375 m), à l'Est, du mont Kastro Griva, à l'Ouest, au contact entre les unités inférieure et supérieure de Prosilia, affleurent des calcaires (pelmicrosparites) à Lituolidés, *Haurania* sp. (large) et *Labyrinthina* sp., très probablement du Lias, qui représentent la prolongation vers le Sud des affleurements déjà décrits dans la coupe sur le flanc oriental de la Kedrorrema (fig. 79).

Sur le flanc occidental de la Kedrorrema, un kilomètre au Nord-Est des huttes de bergers, l'un des affleurements de calcaire isolés au sein des radiolarites est constitué de pelmicrosparites et de biomicrites à *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri et petits Lituolidés qui rappellent les faciès liasiques. Des échantillons, situés à la partie supérieure de cet ensemble, mais détachés de l'affleurement principal, ont livré *Paleodasycladus mediterraneus* Pia (?) et des Lituolidés rappelant *Pseudocyclamina liasica*, du Lias, et plus précisément du Pliensbachien.

b. LES CALCAIRES DE LA PARTIE SUPERIEURE DU JURASSIQUE : LA BASE DU FLANC ORIENTAL DU MONT XEROVOUNI.

En dehors des niveaux étudiés lors de la description des coupes générales, le principal affleurement de calcaires du Jurassique moyen-supérieur dans le secteur de Prosilia est celui qui constitue la base du flanc oriental du mont Xerovouni, séparé des radiolarites de Prosilia par une importante faille verticale. Il s'agit, là encore, de calcaires noirs, de type intramicroparite à biomicroparite à intraclastes, de taille variable selon les niveaux, pouvant atteindre 1 mm environ. Dans ce dernier cas, les intraclastes, arrondis et assez bien calibrés, sont associés à de grandes Trocholines. On observe également des Miliolles, des Algues, *Protopeneroptis striata* Weynschenk et des débris de *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Cet ensemble carbonaté, à pendage subhorizontal, masqué par un débit vertical supplémentaire constant, est surmonté de radiolarites à blocs de grès et de laves, qui soulignent le contact tectonique majeur entre les unités tectoniques de Prosilia (à la base) et du Messovouni (au sommet) (fig. 294).

c. LES NIVEAUX PELITO-RADIOLARITIQUES.

Ces niveaux, d'âge jurassique supérieur (?), représentent une grande partie des affleurements de la "fenêtre de Prosilia", notamment à proximité des huttes de bergers. Ils sont toujours associés aux calcaires noirs du Dogger-Malm, dont ils constituent habituellement le sommet, mais aussi parfois, la base pour des raisons probablement tectoniques.

Les principaux types d'affleurements de pélites et radiolarites sont les suivants :

- des pélites-radiolarites rouges, bien litées, pouvant présenter des bancs de calcaires noirs (du Dogger-Malm), intercalés stratigraphiquement (cf. *supra*, fig. 81) ;
- des pélites-radiolarites rouges, d'aspect conglomératique, à petits blocs de quartzite gris-noir de 30 à 50 cm de longueur (partie septentrionale de la vallée séparant Prosilia du mont Kastro Griva) ;
- des pélites-radiolarites rouges, à roches effusives intercalées : un bel affleurement existe, à l'entrée du cañon septentrional de la Kedrorrema, 1,5 km au Nord des huttes de bergers. Des calcaires noirs à *Protopeneroptis striata* Weynschenk, surmontent des radiolarites et pélites rouges, où s'observe un "lit" de roches effusives basiques (10 cm d'épaisseur), qui recouvrent elles-mêmes une masse violacée ou verte, mamelonnée, de laves spilitiques (près des platanes). Il ne m'a pas été possible de déterminer s'il s'agissait de blocs remaniés ou de roches effusives contemporaines de la sédimentation des pélites et radiolarites du Dogger-Malm. L'observation d'un petit "lit" de roche effusive intercalé conduirait à admettre la deuxième hypothèse, mais je n'ai pu suivre ce niveau sur une distance suffisante pour conclure catégoriquement ;
- des pélites-radiolarites rouges, à blocs de roches sédimentaires, grès psammitiques, graywackes jaunâtres à traces de plantes noirâtres et calcaires à Conodontes, du Trias supérieur. Quelques centaines de mètres au Nord-Ouest des huttes de bergers (Prosilia), affleurent des calcaires siliceux à Conodontes triasiques (cf. Trias), qui correspondent très nettement à des corps resédimentés (olistolithes) au sein de pélites-radiolarites rouges. Ce type d'affleurement appartient sans aucun doute à la formation dite "Volcano-Détritique", qui sera détaillée dans un chapitre ultérieur.

4. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DE L'UNITE DE PROSILIA APPARAISSANT DANS LES FENETRES SITUEES ENTRE LES MONTS XEROVOUNI ET MESSOVOUNI.

Dans la fenêtre située à 900 m d'altitude (f 2, fig. 75), au fond de la vallée qui sépare les monts Xerovouni et Messovouni, n'affleurent que les niveaux supérieurs de l'unité de Prosilia, à savoir des pélites radiolaritiques rouge lie de vin (Malm ?).

En revanche, dans cette même vallée, vers 1 200 m d'altitude, des calcaires associés à des radiolarites apparaissent (f 1, fig. 75) sous les calcaires dolomitiques du Trias supérieur des monts Xerovouni et Messovouni. Ce sont des calcaires noirs, bien lités, de type intrasparite à intraclastes de taille variable, à *Trocholina* gr. *alpina elongata* (abondante), dont certaines sont très grandes (près de 2 mm), et *Protopeneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm. Une oomicrite à oolithes et oncolithes a également livré un Lituolidé à raseau de type *Haurania*, associé à *P. striata* Weynschenk, qui indiquerait plus précisément le Dogger.

5. CONCLUSIONS.

Le Lias et le Dogger-Malm à Foraminifères, et parfois le Malm (*Cladocoropsis*), ont été mis en évidence dans l'unité de Prosilia, au sein de calcaires massifs. Le fait le plus caractéristique concernant le Jurassique de cette unité, est l'importance (en épaisseur) des niveaux de calcaires noirs, à Trocholines et *Protopeneroplis striata*, du Dogger-Malm. Un problème demeure cependant : celui de certaines intercalations radiolarites-calcaires, dont la position stratigraphique sommitale par rapport aux calcaires noirs du Dogger-Malm n'est pas toujours établie avec certitude.

La possibilité, envisagée ci-dessus, de l'existence de séries inverses associées à de grands plis couchés, permet d'expliquer la présence de certains de ces niveaux radiolaritiques situés au sein des séries calcaires (coupes entre Prosilia et Kastro Griva, fig. 80 et 81) et, pour partie au moins, l'épaisseur des calcaires noirs du Dogger-Malm. Cependant, il est évident que l'épaisseur de ces niveaux était déjà importante dès leur dépôt, avec peut-être même naissance de certaines discontinuités (lacunes, passées pélitiques...) par rapport à leur soubassement (Lias-Dogger p.p.), permettant de mieux comprendre leur comportement tectonique.

C. LE JURASSIQUE PELAGONIEN EN OTHRYS CENTRALE : L'UNITE DU MESSOVOUNI.

Cette unité représente l'essentiel des affleurements de la "fenêtre de l'Othrys" (Ferrière, 1972). Elle est surtout constituée, contrairement à l'unité sous-jacente de Prosilia, de niveaux du Trias supérieur, les calcaires jurassiques n'affleurant qu'à l'Est et à l'Ouest de cette structure.

J'ai décrit, dans des publications antérieures, des colonnes synthétiques issues de l'étude de ces affleurements (séries du Flambouri et du Strimbès ; Ferrière, 1973 c, 1974 b) ; je donnerai ici les coupes principales qui permettent de les établir, en procédant d'Est en Ouest, et j'apporterai, à l'occasion, différentes précisions obtenues depuis lors.

1. LES AFFLEUREMENTS DU MONT FLAMBOURI (1 375 m).

a. LA BASE DE LA SERIE JURASSIQUE.

ai. Coupe sur le flanc septentrional du mont Flambouri.

Vers 1 100 m d'altitude, entre le bord de la falaise qui limite, à l'Est, la Kedrorrema, et la crête intermédiaire du Flambouri, on relève la succession suivante, d'Ouest en Est et de bas en haut (fig. 82 A) :

- (1) des calcaires gris massifs, fins (micrites et dismicrites à "bird-eyes"), sur 80 m d'épaisseur environ. Les niveaux qui forment la base de cet ensem-

ble peuvent être observés 100 à 150 m plus bas, au milieu de la falaise de la Kedrorrema : il s'agit de calcaires gris clair, de type pelmicrite et pelmicrosparite, malheureusement sans fossiles caractéristiques ;

- (2) 20 m environ de calcaires gris, d'aspect bréchique, à éléments brun-noir (intramicrite), à Gastéropodes et petits Lituolidés ;
- (3) 60 à 80 m de calcaires gris massifs, de type biomicrosparite ou pelmicrite à *Thaumatoporella parvevesiculifera* Raineri (abondante) et Ataxophragmididés ;
- (4) des calcaires fins (micrites), à rares Gastéropodes, sur 60 à 80 m d'épaisseur ;

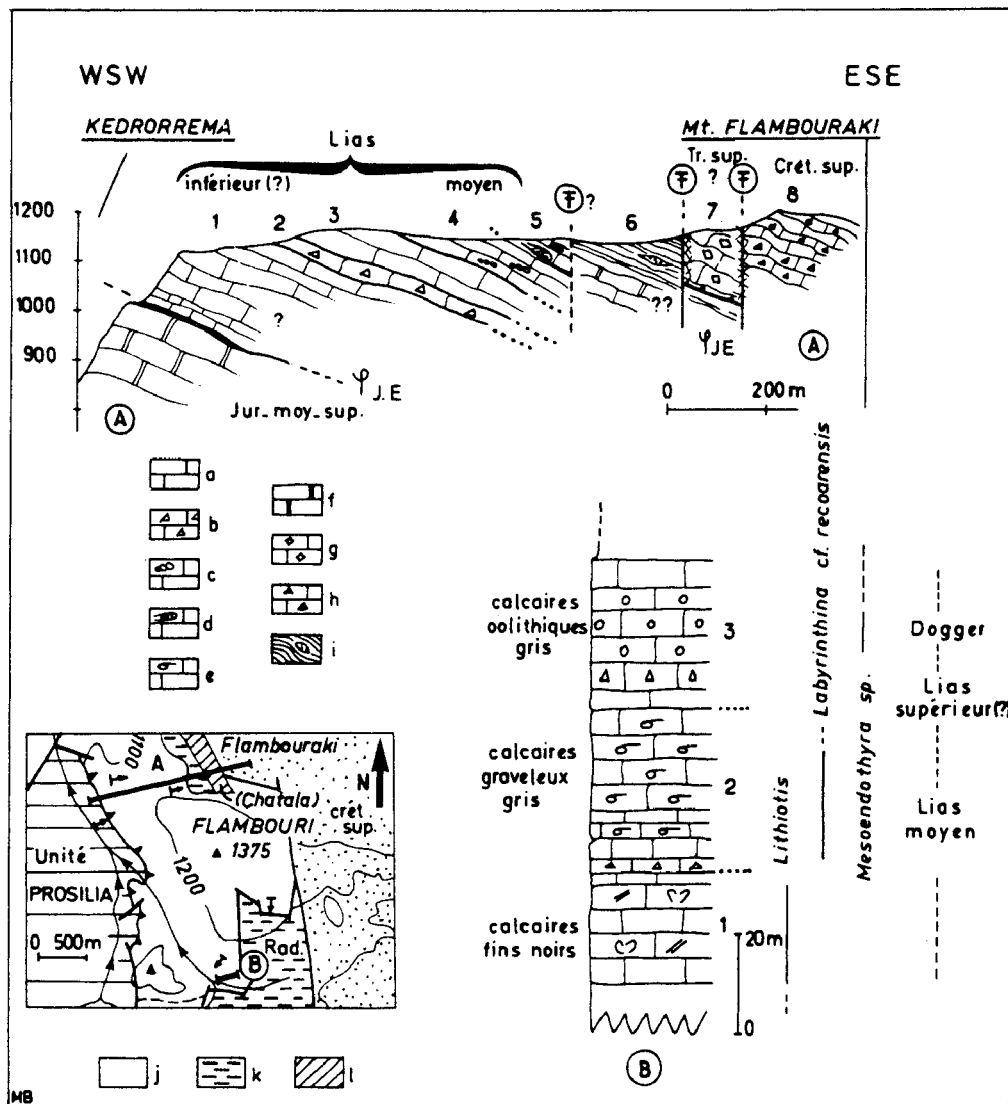


Fig. 82. - Jurassique pélagonien. U. Messovouni. Base de la série du Flambouri. A: Jp 8, B: Jp 9, fig. 75.

A. Coupe du mont Flambouraki. - a à h. Calcaires. - a. fins (micrite surtout). - b. bréchiques et graveleux. - c. à Gastéropodes. - d. à Dasycladacées. - e. à Lituolidés. - f. noirs (Dogger-Malm). - g. à Involutines (?) (u. de Chatala). - h. fins et bréchiques du Crétacé supérieur. - i. radiolarites pélitiques rouges, localement à blocs gréseux.

B. Colonne du Lias-Dogger, sur le flanc méridional du mont Flambouri.

C. Carte. U. du Messovouni. - j. calcaires. - k. radiolarites (à blocs). - l. calcaires de l'u. de Chatala.

- (5) 50 à 60 m de calcaires à microfaciès variables (micrites, pelmicrites surtout), à *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri et Dasycladacées, dont *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, du Lias. Cet ensemble se termine par des biomicrosparites à Algues et Lituolidés du type *Rectocyclammina* sp. (+) et des biointrasparites à *Paleodasycladus mediterraneus* Pia et *Haurania* gr. *amiji* Henson (sans piliers), du Lias moyen-supérieur.

Des radiolarites rouges (6), peut-être en contact anormal avec les calcaires précédents -encore que cela ne soit pas très évident- termine la série qui nous intéresse ici. Le niveau (7) correspond à des calcaires (du Trias supérieur ?) -que je rapporte à l'unité de Chatal- qui viendraient buter par faille verticale contre les calcaires du Crétacé supérieur (8).

a2. Coupe sur le flanc méridional du mont Flambouri (fig. 82 B).

Au pied du flanc méridional du Flambouri, dans le petit vallon est-ouest qui rejoint la vallée principale (Kedrorrema), affleurent des calcaires gris et massifs. Du bas vers le haut, on peut distinguer, en continuité, les niveaux suivants (colonne B, fig. 82) :

- (1) 20 à 30 m visibles de calcaires noirs, bien lités, à petits Mégalodontidés et "Lithiotis", de type biomicrite, à Lituolidés de petite taille du Lias moyen ;
- (2) 30 m environ de calcaires gris massifs, pelsparites et biosparites à nombreux Lituolidés, dont *Labyrinthina* cf. *recoarensis* (Cati) (?) et *Labyrinthina* sp. à test particulier (structure keriothécale) qui pourrait appartenir en fait à une famille nouvelle (dét. Bassoullet), ainsi que *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri ;
- (3) une formation (30 m visibles) de calcaires oolithiques (oosparites), à bancs graveleux (intrasparites) intercalés. Les faciès graveleux contiennent des Dasycladacées et *Mesoendothyra* sp. (*M. croatica*?) et les faciès oolithiques, des Nodosariidés (*Vaginulina* sp. ?) et des Trochamminidés. Ces différentes formes indiquent le Lias supérieur-Dogger.

Compléments : les affleurements de calcaires gris massifs (biomicrites et intramicrosparites), situés au Sud de ce petit vallon, ont livré *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri (abondante), des Ataxophragmiidés, ainsi que des Lituolidés particuliers, droits, à structure alvéolaire, pouvant correspondre à *Rectocyclammina* sp. (dét. Bassoullet), qui indiquerait le Lias.

Un échantillon prélevé à mi-pente, sur le flanc méridional du Flambouri, a pu être daté du Lias également, grâce à *Paleodasycladus mediterraneus* Pia et des Lituolidés de type *Mayncina* sp. (?).

b. LA PARTIE SUPERIEURE DE LA SERIE (LE DOGGER-MALM).

b1. Coupe sur le sommet du mont Flambouri (fig. 83 A).

Sur les calcaires fins ou graveleux (micrites, intrasparites à grain fin) à Algues (1), datés du Lias par des Dasycladacées et des Lituolidés, qui constituent le flanc occidental et septentrional du mont Flambouri, on peut observer, entre la cote 1 200 m et le sommet (1 375 m), d'Ouest en Est et de bas en haut, les niveaux suivants (fig. 83 A) :

- (2) des calcaires gris, oolithiques (oosparites), peu fossilifères, dont l'épaisseur est difficile à évaluer (de 30 à 60 m ?) ;
- (3) 10 à 20 m de calcaires gris-noir, fins, pelsparites parfois à petites oolithes et plages de calcite cristalline (débris organiques ?), à nombreux *Protopeneroplis striata* Weynschenk et petits Ataxophragmiidés, du Dogger-Malm ;

(+) Selon Bassoullet, cette forme serait proche de celle décrite par Gusic (1977, pl. X, fig. 6) sous le nom de *Bosniella*.

- (4) les derniers bancs calcaires (2 à 10 m selon les coupes) sont plus grossiers et d'aspect bréchiqque parfois. Ce sont des intrasparites ou des oointrasparites à grosses oolithes (ou oncolithes) "micritisées" et nombreux Foraminifères : *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, *Protopeneroptis striata* Weynschenk, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, et peut-être *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, du Dogger (partie supérieure) - Malm,

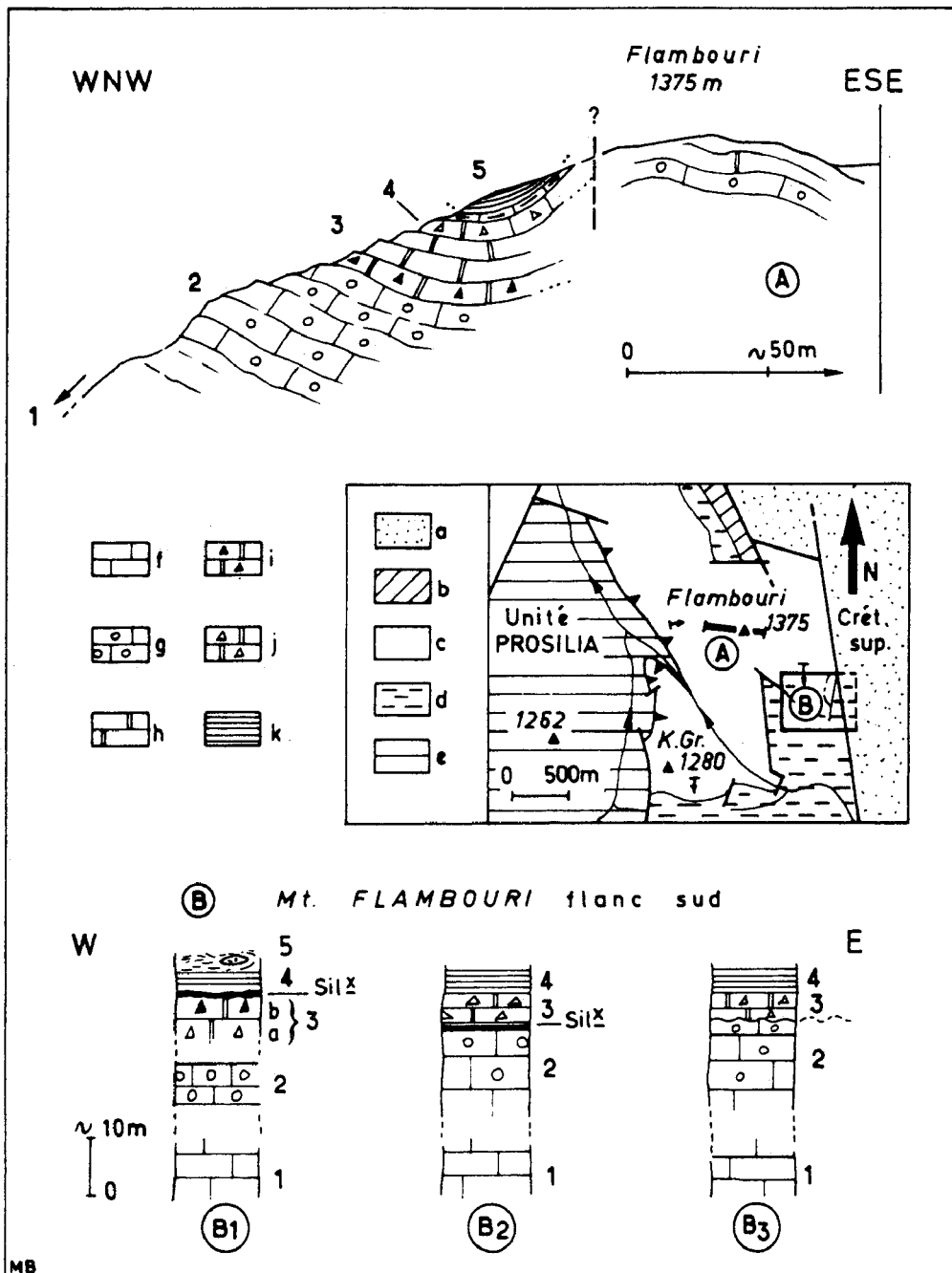


Fig. 83. - Jurassique pélagonien. U. Messovouni. Dogger-Malm du mont Flambouri (Othrys centrale). A. Jp 10, B. Jp 11, fig. 75.

Carte. - a. Crétacé supérieur. - b. U. Chatala (maliaque). - c à e. Pélagonien. - c. calcaires (U. Messovouni). - d. radiolarites et pélites à blocs (U. Prosilia). - e. U. Prosilia. Coupes A et B. Numéros: voir texte. - f. calcaires gris liasiques (B). - g. calc. oolithiques. - h. calc. noirs du Dogger-Malm. - i et j. Microbrèches intrasparites (i. grain fin.- j. grossier) k. radiolarites.

et plus particulièrement du Malm si le dernier fossile cité existe réellement. Localement, le dernier banc est une pelsparite dont le ciment calcitique est remplacé progressivement par des pélites siliceuses à Radiolaires, assurant ainsi un passage continu à la formation pélitique et radiolaritique sus-jacente (5).

b2. Coupes sur le flanc méridional du mont Flambouri (fig. 83 B).

Des coupes intéressantes des niveaux supérieurs du Jurassique, facilement accessibles à partir du lieu-dit Tsatali, à l'Est du mont Flambouri, peuvent être levées sur le bord sud oriental de ce dernier, selon une direction approximativement nord-sud. De bas en haut, on relève une succession lithologique assez voisine de celle du sommet du Flambouri, à savoir (fig. 83 B) :

- (1) des calcaires gris massifs assez fins (Lias) ;
- (2) des calcaires oolithiques de type oosparite (10 à 30 m d'épaisseur environ ?) ;
- (3) des calcaires d'aspect microbréchiq, à oolithes remaniées, riches en microfossiles : *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Nautiloculina oolithica* Mohler (?), un Lituolidé bien conservé cf. *Rectocyclammina* sp. (?), ainsi que des Algues (*Cayeuxia* sp.) et des débris de *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Cette association indique le Malm ;
- (4) et (5), des radiolarites rouges (4), bien litées (10 à 20 m), qui passent, vers le haut, à un ensemble chaotique radiolaritique (5), à blocs de grès, de laves et même de serpentines.

Les colonnes B 1 à B 3 résument les quelques variations de faciès observées dans la partie supérieure de cette série jurassique calcaire, au passage avec les radiolarites, sur le flanc méridional du Flambouri :

- le type B 1, le mieux représenté, montre des niveaux bréchiq (3), à grain variable (3a grossier, 3b fin) recouverts d'un encroûtement siliceux au contact avec les radiolarites rouges sus-jacentes ;

- le type B 2 est caractérisé par la présence d'un banc siliceux décimétrique, à 5 ou 10 m sous le sommet des calcaires ;

- la colonne B 3, enfin, est peut-être la plus intéressante car elle permet d'observer des traces d'érosion entre les calcaires oolithiques (2) et les calcaires bréchiq à *Protopenneroplis striata* (3), les oolithes étant tronquées de façon très nette. L'importance de cette érosion n'a pu être déterminée, mais elle montre pour le moins une instabilité de la plate-forme antérieure au dépôt de la formation radiolaritique sus-jacente.

D'autres variations ont également été observées, telle que la présence de calcaires à filaments rigides, à proximité des radiolarites, mais leur position par rapport aux autres niveaux - ils sont probablement intercalés entre (2) et (3) - n'a pu être déterminée précisément.

c. LE JURASSIQUE DU FLAMBOURI : CONCLUSIONS.

La série du mont Flambouri est la plus complète et la mieux conservée des séries jurassi-ques pélagoniennes d'Othrys, et probablement de tout le Pélagonien situé au Nord du Sperchios (Ferrière, 1972, 1973 c, 1974 a, b), bien que certaines incertitudes demeurent quant à l'épaisseur de plusieurs termes lithologiques, et notamment celle des calcaires oolithiques.

La série comprend :

- des calcaires gris, fins, massifs ou graveleux (intrasparite), à Algues et Lituolidés (*Paleodasycladus mediterraneus*, *Haurania* gr. *amiji*, etc...), du Lias ;

- des calcaires oolithiques (Dogger ?) ;

- des calcaires à filaments rigides (rares), associés à des calcaires noirs à grain fin (pelsparite, intrasparite) ou microbréchiq plus grossiers, riches en fossiles (*Protopenneroplis striata*, *Trocholina* sp., *Conicospirillina basiliensis*, du Dogger-Malm et débris de *Cladocoropsis*, du Malm) ;

- des radiolarites passant à des pélites et radiolarites à blocs.

Il s'agit incontestablement, du Lias au Malm p.p., d'une sédimentation calcaire de plate-forme. Celle-ci change radicalement au cours du Jurassique supérieur puisqu'elle devient siliceuse, mais cette perturbation est déjà sensible dans les derniers sédiments calcaires qui sont de nature bréchique ou présentent des traces d'érosion.

2. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DU MONT KASTRO GRIVA (1 300 m environ).

Le mont Kastro Griva forme une imposante masse de forme triangulaire, dont la pointe, tournée vers le Nord, correspond au confluent des deux profondes vallées qui le limitent à l'Est et à l'Ouest. On y observe particulièrement bien la superposition des unités tectoniques pélagoniennes de Prosilia et du Messovouni.

Une coupe, effectuée sur la ligne de crête, permet de mettre en évidence différents termes calcaires, d'âge jurassique, au sein de l'unité supérieure (unité de Messovouni). Du Nord au Sud et de bas en haut, on relève la succession suivante (fig. 84 A et B) :

- (1) des calcaires gris ou marrons, massifs, biomicrites azoïques ou biosparites à Algues (*Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Paleodasycladus mediterraneus* Pia (?)) et petits Lituolidés simples, du Lias. Latéralement, des oosparites à intraclastes ont livré des formes macrosphériques et microsphériques d'*Orbitopsella praecursor* (Gumbel), du Pliensbachien ;
- (2) des calcaires oolithiques, de type oosparite, dont l'épaisseur est difficile à évaluer sur cette coupe ;

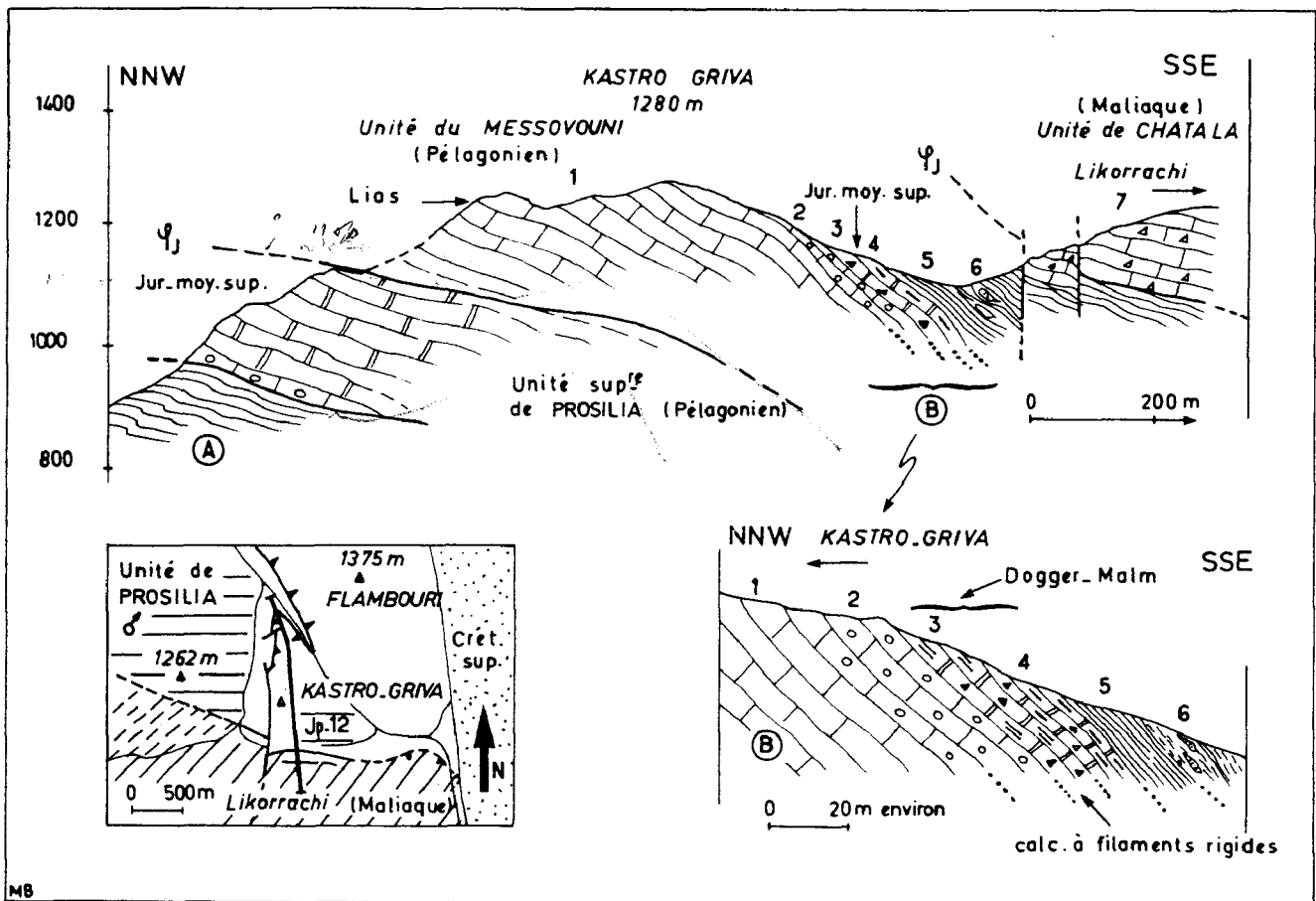


Fig. 84. - Jurassique pélagonien. U. Messovouni. Coupe du Kastro-Griva (Othrys). Jp 12, fig. 75.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

- (3) 20 m environ de calcaires noirs, fins, en bancs massifs (biomicrites, pelmicrites), à passées plus grossières (bioclastes ?) ou riches en filaments (sections de coquilles très fines : *Posidonomya alpina* ?). Les fossiles observés, *Lenticulina* sp. et débris d'Echinodermes, présentent peu d'intérêt stratigraphique. Ces calcaires à filaments passent progressivement aux calcaires sus-jacents ;
- (4) 10 m de calcaires noirs, lités, à silex, de type biointrasparite à *Protopeneroplis striata* Weynschenk, Trocholines, *Conicospirillina basiliensis* Mohler (?) et *Kurnubia* sp. cf. *K. palastiniensis* Henson, du Dogger supérieur-Malm ;
- (5 à 7), des radiolarites rouges (5), passant à un ensemble périto-radiolaritique à blocs (6), surmontées par les niveaux siliceux et les calcaires de la série du Likorrachi appartenant à l'unité de Chatala (7).

En résumé, la série jurassique du mont Kastro Griva est assez semblable à celle du mont Flambouri : des calcaires fins, à Algues et Orbitopselles, du Lias, des calcaires oolithiques (Dogger ?) et enfin des calcaires à filaments puis microbréchiens (fins), du Dogger-Malm, passant aux radiolarites et pélites à blocs sommitales. Des différences dans l'épaisseur des différents termes lithologiques ou la taille des éléments des brèches existent probablement par rapport à cette même série du Flambouri, mais elles sont plus difficiles à quantifier.

3. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DU MONT STRIMBES (1 280 m environ).

Le mont Strimbès, qui correspond à l'extrémité occidentale de l'unité du Messovouni, représente le dernier témoin vers l'Ouest des séries de type pélagonien en Othrys.

a. COUPE SUR LE FLANC NORD-OUEST DU MONT STRIMBES.

Une coupe, levée sur le flanc nord-ouest de ce mont, accessible par l'Ouest en partant du village d'Anavra, permet d'observer, du Sud-Est vers le Nord-Ouest et de bas en haut (fig. 85 A et A') :

- (1) des calcaires gris massifs, épais de 30 à 40 m maximum, qui surmontent des niveaux semblables de calcaires gris, datés du Norien-Rhétien (fig. 21). Ce sont des calcaires fins, micrites, pelsparites et intrasparites à *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Paleodasycladus* cf. *mediterraneus* Pia, et Ataxophramidiidés, du Lias inférieur-moyen ;
- (2) des calcaires jaunâtres, lenticulaires, qui affleurent très localement (quelques mètres carrés) sur 1 ou 2 m d'épaisseur. Les contacts inférieur et supérieur n'ont pu être observés clairement, mais les calcaires massifs (1) affleurent latéralement à quelques mètres de distance, les faciès ne sont pas tectonisés et les âges se révèlent être cohérents avec le reste de la série. Le microfaciès est particulièrement intéressant : c'est une biomicrite à embryons d'Ammonites, Nodosariidés très abondants, *Ophthalmidium* sp. très grands, *Trocholina turris* Frentzen et *Involutina liassica* (Jones), du Lias anté-toarcién, et probablement du Pliensbachien ;
- (3) quelques décimètres de pélites siliceuses violacées ;
- (4) un banc de calcaire microbréchiens (10 à 50 cm), gris-noir, à oolithes remaniées, lithoclastes de micrites et microfossiles du Dogger-Malm : *Protopeneroplis striata* Weynschenk et grandes Trocholines. Ces calcaires microbréchiens viennent parfois en contact direct (fig. 85 A') avec les micrites et les pelsparites à Thaumatoporelles (1). On note également la présence de filons de même nature qui remplissent des fissures affectant les calcaires massifs dont la surface supérieure a parfois l'allure d'un hard-ground ;
- (5 à 7), un ensemble pélitique puis radiolaritique, de couleur rouge lie de vin (5), qui devient chaotique au sommet et contient alors des blocs de nature diverse dont des laves. Des "copeaux" de serpentine (6) marquent le contact avec l'unité tectonique supérieure, dite de Garmeni Rachi, qui débute ici par ses termes du Trias supérieur (7).

b. LES AFFLEUREMENTS DU FLANC OCCIDENTAL DU MONT STRIMBES.

Au Sud du col qui relie les monts Strimbès (à l'Est) et Tambouri Vassilia (à l'Ouest), deux types de succession lithologique ont été reconnus.

b1. Les séries jurassiques calcaires présentes à proximité du col (au Sud).

Ces séries calcaires jurassiques sont les plus complètes, parmi celles qui constituent le flanc occidental du Strimbès.

Une coupe levée quelques centaines de mètres (300 à 400 m environ) au Sud du col permet d'observer, d'Est en Ouest et de bas en haut (fig. 85 B) :

- (1) la masse des calcaires, d'âge triasique et jurassique basal, qui forment l'essentiel du mont Strimbès. La limite entre ces calcaires triasiques gris, massifs, à grain fin, et ceux du Jurassique inférieur de même faciès, n'est jamais précisément établie. On pourrait admettre que cette limite correspond à peu près aux niveaux à *Triasina hantkeni* Majzon, mais celles-ci sont assez rares (cf. Trias) ;
- (2) à l'Ouest d'un petit vallon, quelques mètres de calcaires gris massifs, de type pelmicrosparite à petits Foraminifères (Ataxophragmidiidés, etc...), surmontés de calcaires micritiques à passées plus grossières à intraclastes et Foraminifères particuliers. Les faciès de cet ensemble carbonaté, épais de quelques mètres (5 à 10 m), évoquent le Jurassique inférieur ;
- (3) 5 à 10 m à nouveau, de calcaires gris ou fins, micritiques, à débris d'Echinodermes, "filaments" (sections de coquilles fines de Lamellibranches pélagiques), rares embryons d'Ammonites et Foraminifères dont des Lagénidés, *Lenticulina* sp. et des Protoglobigérines. Ces faciès à filaments -différents de ceux du Trias- sont fréquemment attribués au Dogger ;
- (4) des calcaires bréchiques (1 à 3 m), noirâtres, riches en oolithes, de type oosparite à intraclastes. Les éléments remaniés sont essentiellement des micrites et des calcaires à débris d'Echinodermes et filaments (biomicrites ou biopelmicrites). Des calcaires identiques, prélevés latéralement à une centaine de mètres au maximum, ont livré des fossiles et des Algues dont *Protopenoplis striata* Weynschenk, et des Trocholines du Dogger-Malm. Au niveau du col, affleurent de véritables niveaux d'oosparites (épaisseur de l'ensemble : 2 à 3 m) à *Pseudocyclamina* sp. et *Nautiloculina oolithica* Mohler ;
- (5) des pélites siliceuses violacées, reposant par un contact franc, parfois sans imprégnations particulières, sur les calcaires sous-jacents.

b2. Les séries jurassiques les plus méridionales (fig. 85 C).

Le type de ces séries peut être observé au niveau du bec calcaire dessinant un rentrant dans les radiolarites, du fait de la présence d'une faille verticale sur son bord oriental.

La coupe choisie est située à l'extrémité méridionale de cette structure et peut être levée selon une direction NE-SW dans un petit vallon. Du Nord-Est au Sud-Ouest, on reconnaît successivement (fig. 85 C) :

- (1) la masse principale des calcaires, constituée ici, dans sa quasi totalité, de calcaires gris massifs, à grain fin ;
- (2) les pélites siliceuses verdâtres à brunâtres, qui reposent ici sur les calcaires massifs, par l'intermédiaire d'une surface brunâtre apparemment riche en oxydes de fer, mais localement siliceuse.

Dans la masse des calcaires gris, 10 m à peine sous le contact avec les pélites, existe une passée riche en Algues plus ou moins bien conservées (*Paleodasycladus méditerranéus* Pia ?) qui indiqueraient un âge liasique.

c. LE JURASSIQUE DU STRIMBES : CONCLUSIONS.

La série jurassique du mont Strimbès, et plus particulièrement celle qui affleure sur son flanc nord occidental, est caractérisée par la réduction des calcaires massifs à faciès "néritique" (faciès de plate-forme) et la présence de calcaires condensés à *Involutina liassica*. La présence de calcaires microbréchiques du Dogger-Malm en filons dans les niveaux sous-jacents, et de surface rappelant des "hard-ground", suggèrent l'existence de périodes à très faible taux de sédimentation, ou d'arrêt de sédimentation au cours du Jurassique (moyen ?).

Au Sud du col qui sépare les monts Tambouri Vassilia et Strimbès, les calcaires jurassiques du Strimbès présentent des faciès qui rappellent ceux qui ont été précédemment décrits dans la partie orientale de l'unité de Messovouni (coupes des monts Flambouri et Kastro Griva) ; toutefois, des différences significatives peuvent être notées :

- les faciès de type "calcaires à filaments" sont quelque peu différents : à l'Est (Flambouri-Kastro Griva), il s'agit de "filaments" rigides et abondants, alors qu'à l'Ouest, ces "filaments" sont plus souples et plus dispersés. Les épaisseurs, faibles, pourraient être à peu près équivalentes pour ces deux faciès "à filaments" ;

- les faciès bréchiques, microbréchiques et oolithiques, du Dogger-Malm, sont nettement plus épais à l'Est qu'à l'Ouest. Les faciès oolithiques sont même très probablement absents au Nord-Ouest du Strimbès. Les éléments des brèches peuvent en revanche être de taille plus importante à l'Ouest qu'à l'Est.

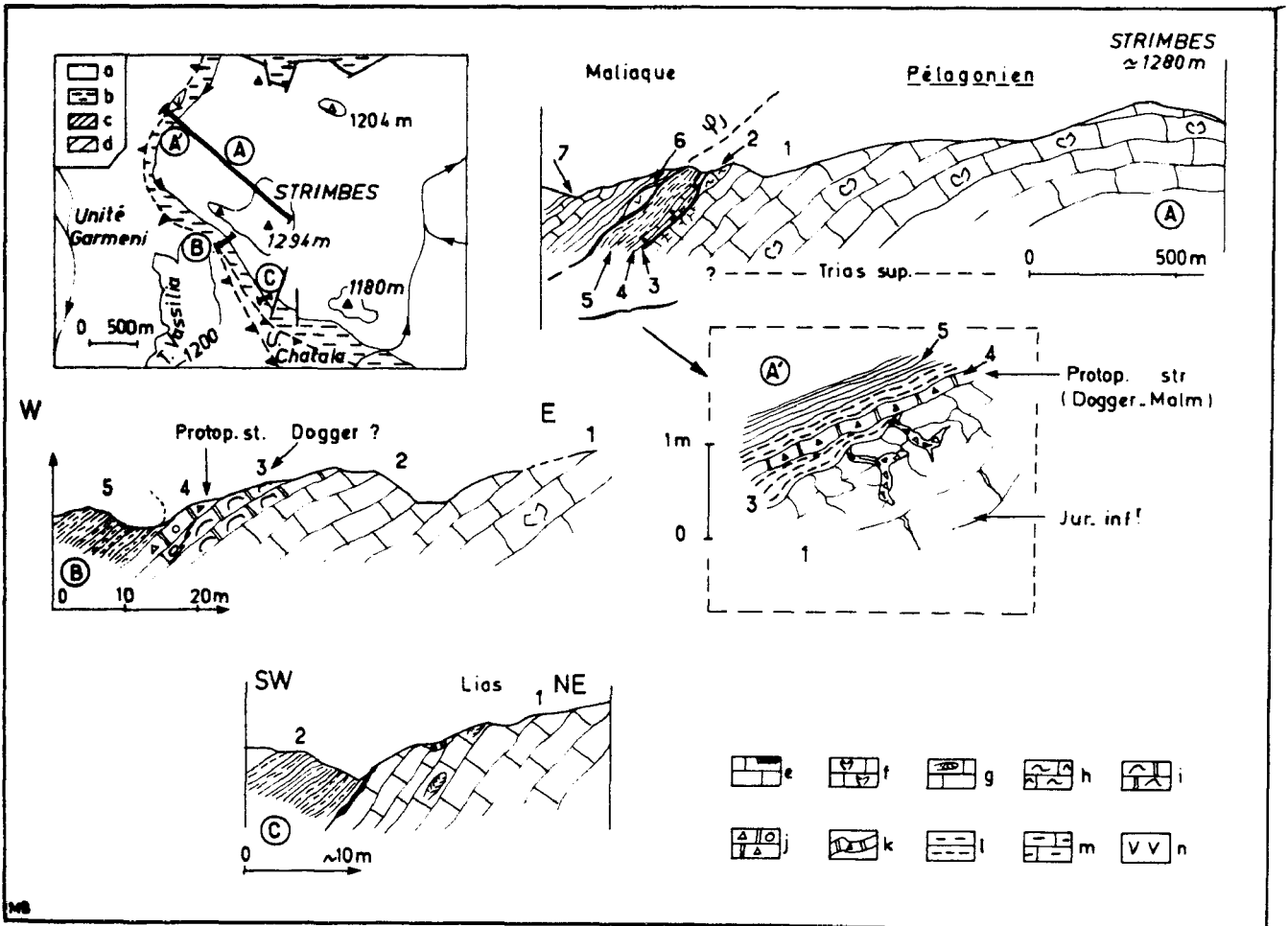


Fig. 85. - Jurassique pélagonien. U. Messovouni. Coupes du Strimbès. A: Jp 13, B: Jp 14, C: Jp 15, fig. 75.

Carte. Pélagonien (a, b). - a. calcaires. - b. radiolarites, pélites à blocs. - Maliaque (c,d). - c. U. Chatala. - d. U. Garmeni.

Coupes. Numéros voir texte. - e à k. Calcaires pélagoniens. - e. gris à encroûtement (silice + oxydes Fe-Mn ?). - f. à *Mégalo-dontes* (Trias supérieur). - g. à *Dasycladacées*. - h. biomicrite à *Involutina liassica*. - i. à filaments souples (Dogger ?). - j. bréchiques et oolithiques (Dogger Malm). - k. microbréchiques (Dogger-Malm). - l. pélites et radiolarites. - m. calc. siliceux (maliaque). - n. copeau de serpentinite.

4. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DU MESSOVOUNI : REMARQUES COMPLEMENTAIRES.

a. LES CALCAIRES.

Si des affleurements, d'âge jurassique inférieur à supérieur, existent aux extrémités orientale et occidentale de l'unité du Messovouni, seules des données ponctuelles indiquant la présence du Jurassique inférieur ont été obtenues dans le reste de cette unité. Ainsi, dans la vallée entre les monts Messovouni et Xerovouni, au-dessus des niveaux pélitiques de l'unité de Prosilia en fenêtre, reposent des calcaires à très beaux spécimens de *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, qui permettent de leur attribuer un âge liasique.

Un problème important demeure : celui de l'origine de l'absence (tectonique ou sédimentaire ?) de faciès calcaires jurassiques sur la bordure septentrionale de l'unité du Messovouni. La réponse à cette question est en effet importante, s'agissant des reconstructions paléogéographiques Pélagonien-Maliaque (problème des paléopentes).

b. L'ENSEMBLE PELITES-RADIOLARITES A BLOCS.

Cet ensemble affleure particulièrement bien sur le flanc méridional de l'unité du Messovouni, notamment sur le revers du mont Flambouri.

Entre Charalāi et Chatala, le chemin muletier qui relie Anavra à Prosilia est tracé dans cette formation, dont l'aspect chaotique est particulièrement prononcé. Au sein des pélites-radiolarites, on reconnaît des blocs de grès, de calcaires (rares), de laves spilitiques, de dolérites et de serpentines (Ferrière, 1974 b). Si certains blocs correspondent clairement à des olistolithes, l'aspect chaotique de la formation pourrait avoir été accentué par la tectonique, ces niveaux supportant directement l'unité de Chatala. Nous verrons que cette remarque est valable pour toutes les formations chaotiques d'Othrys, quelles que soient les unités tectoniques auxquelles elles appartiennent.

D. LE JURASSIQUE PELAGONIEN : CONCLUSIONS.

C'est en Othrys orientale ainsi que dans les unités tectoniques les plus basses du dispositif structural "paléotectonique" d'Othrys centrale (unités de Prosilia et du Messovouni), qu'apparaissent des séries jurassiques formées, pour l'essentiel, de calcaires massifs "néritiques", à Algues et Foraminifères, caractéristiques de la zone pélagonienne. Ces sédiments carbonatés, déposés à faible profondeur, sont surmontés d'un ensemble pélitique et radiolaritique qui s'enrichit, à son sommet, de blocs exotiques (grès, laves, calcaires à Conodontes du Trias). Cet ensemble témoigne d'un changement fondamental de la sédimentation, déjà apparent dans les niveaux calcaires sommitaux de nature bréchiq.

Les principaux niveaux datés au sein de ces calcaires massifs sont (fig. 86) :

- le Lias à petits Mégalodontidés et *Lithiotis* ;
- le Lias moyen à Dasycladacées (*Paleodasycladus mediterraneus*) et Foraminifères dont *Orbitopselia praecursor* et *Labyrinthina* cf. *recoarensis* ;
- le Dogger, généralement oolithique, à *Mesoendothyra* sp. (*M. croatica* ?) ;
- le Dogger supérieur-Malm et le Malm s.s., sous la forme de calcaires fins, graveleux ou microbréchiq (intrasparites à oolithes, débris de micrites plus ou moins roulés, etc...), à *Protopenoplis striata*, *Kumubia* sp. (rares) et *Cladocoropsis mirabilis*.

La comparaison des séries des différentes unités tectoniques permet de mettre en évidence des variations de faciès et d'épaisseur d'une série à l'autre. Ainsi, en Othrys centrale, les séries de l'unité de Prosilia sont caractérisées par une très forte épaisseur (compte tenu des redoublements tectoniques éventuels) de calcaires noirs, du Dogger-Malm, à niveaux de type intrasparite (éléments de taille centimétrique) fréquents, alors que les niveaux équivalents de l'unité du Messovouni (séries des monts Flambouri et Kastro Griva) sont nettement moins épais, et contiennent en moyenne des éléments de taille inférieure. En outre, il existe, dans l'unité de Prosilia, des alternances de bancs calcaires (du Dogger-Malm) et de bancs pélitiques et siliceux (fig. 81) qui ne s'observent pas dans celle du Messovouni.

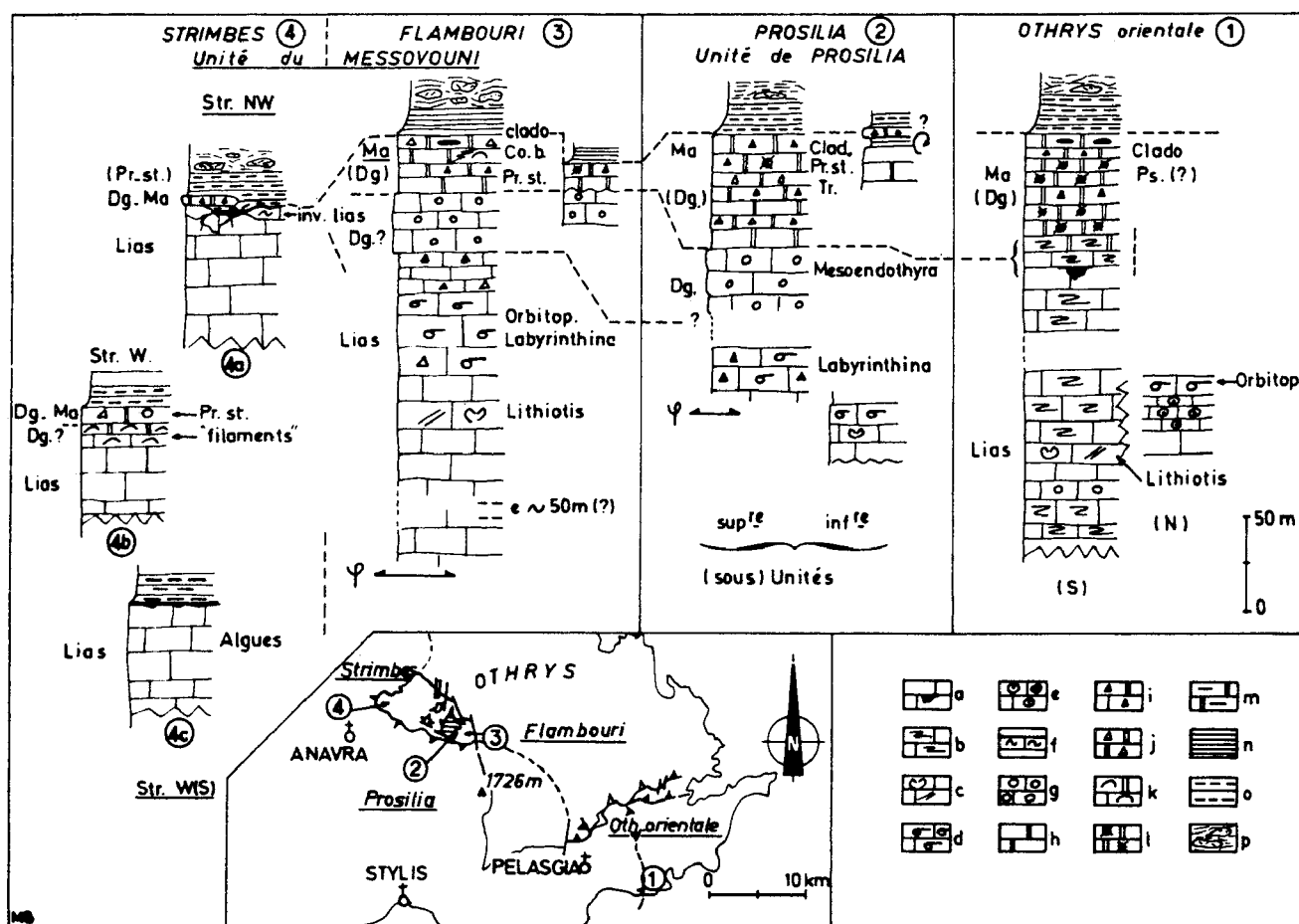


Fig. 86. - Le Jurassique pélagonien en Othrys. Principales séries.

a à g. Calcaires de base (Lias Dogger p.p. ?). - a. gris massifs, localement à bauxites. - b. recristallisés. - c. à *Lithiotis* et *Mégalodontidés*. - d. à Lituolidés. - e. à débris d'Echinodermes. - f. à *Involutina liassica* et embryons d'Ammonites. - g. à oolithes (Dogger ?). - h à m. Faciès calcaires noirs du Dogger-Malm (i, j, et k (?) présents également dans le Jurassique inférieur). - h. fins (micrites, pelsparites...). - i. microbréchiques fins. - j. microbréchiques grossiers ou brèches. - k. à filaments. - l. à *Cladocoropsis*. - m. siliceux. - n à p. Faciès péliro-radiolaritiques. - n. radiolarites. - o. pélites et radiolarites. - p. pélites et radiolarites à blocs.

Remarque : l'ordre des unités retenu (1, 2, 3, 4) est le plus vraisemblable en fonction de la nature des faciès observés, mais d'autres solutions sont envisageables (cf. texte)

Par ailleurs, l'unité du Messovouni est représentée, dans sa partie occidentale (mont Strimbès), par une série particulière réduite, se terminant parfois par des faciès condensés ("pélagiques") à *Involutina liassica*. Bassoulet (1973) a montré que ces faciès correspondaient à des sédiments déposés à une plus grande profondeur que les calcaires de même âge, à Algues et Lituolidés, tels *Orbitopsella praecursor*. Toutefois, une faible épaisseur de faciès oolithiques ou (micro)bréchiques du Dogger-Malm est encore présente localement, sur le flanc occidental du Strimbès, et les brèches en question possèdent parfois des éléments de taille supérieure à celle des éléments des brèches plus orientales (Kastro Griva, Flambouri) de même âge (Dogger-Malm).

En ce qui concerne les formations chaotiques sommitales (qui seront détaillées dans un paragraphe particulier), une première observation montre qu'elles sont plus riches en blocs en Othrys centrale qu'en Othrys orientale.

Sur la figure résumant les principales séries jurassiques de type pélagonien (fig. 86), j'ai replacé les différentes séries, en adoptant un ordre plus ou moins conforme à la disposition géographique actuelle, en respectant toutefois la continuité de l'unité du Messovouni, au sein de laquelle réapparaît l'unité inférieure de Prosilia.

Diverses incertitudes demeurent, quant à la reconstitution de l'ordre paléogéographique de ces séries :

- l'ensemble affleurant en Othrys orientale peut en effet correspondre à l'unité du Messovouni (position structurale identique par rapport aux unités maliaques), à celle de Prosilia (possibilité pour les deux séries de constituer l'autochtone relatif du dispositif paléotectonique), ou bien encore, à la limite, au soubassement de ces deux unités ;

- la position des séries de l'unité du Messovouni par rapport à celles de l'unité de Prosilia n'est pas déterminée : les premières peuvent en effet aussi bien représenter, par rapport aux secondes, un secteur plus oriental qu'un secteur plus occidental de la zone pélagonienne, selon le sens de déplacement des unités au cours des phases paléotectoniques.

De ce fait, les diverses reconstitutions paléogéographiques possibles sont les suivantes, d'Ouest en Est (entre parenthèses : les unités tectoniques ; les numéros représentent les séries reportées sur la figure 86) :

- a. (4 , 3) (2 , 1)
- b. (4 , 3) (2) (1)
- c. (4 , 3) (1) (2)
- d. (2 , 1) (4 , 3)
- e. (1) (2) (4 , 3)

En fait, le problème essentiel est de déterminer si les séries de l'unité du Messovouni (4 , 3) étaient situées à l'origine à l'Est (d, e) ou à l'Ouest (a, b, c) des autres séries (1) et (2), quelles que soient les positions relatives de ces dernières.

L'étude des variations de faciès au sein d'une même unité, celle du Messovouni en l'occurrence (Ferrière, 1974 b), apporte quelques éléments de réflexion en ce qui concerne cette alternative (voir aussi fig. 181) :

- les séries orientales du Flambouri et du Kastro Griva possèdent un Jurassique moyen-supérieur, nettement plus épais que celles du Strimbes, avec notamment des calcaires oolithiques bien développés ;

- au Nord-Ouest du Strimbes, la série des calcaires massifs se termine au Lias par des calcaires "condensés" à embryons d'Ammonites et *Involutina liassica*, indiquant un dépôt plus "profond" que les calcaires à Algues et gros Lituolidés du Lias de la série orientale du Flambouri (Bassoullet, 1973) ;

- localement, à l'Ouest du Strimbes, existe une faible épaisseur de calcaires à *Protopeneroplis striata*, contenant des oolithes et des débris plurimillimétriques de micrites à filaments qui semblent plus grossiers que ceux présents dans les brèches de même âge situées à l'Est de l'unité du Messovouni.

Si cette dernière observation peut être expliquée de plusieurs façons, les deux premières semblent bien indiquer un approfondissement, en allant de la série du Flambouri à celle du Strimbes, c'est-à-dire d'Est (ESE) en Ouest (WNW).

Si l'absence de calcaires massifs, néritiques, du Dogger-Malm, sur le bord septentrional de la fenêtre de l'Othrys, est bien d'origine sédimentaire, l'approfondissement évoqué ne serait plus Est-Ouest mais peut-être SE-NW, ou même Sud-Nord. Malheureusement, les contacts calcaires-radiolarites observés n'ont jamais permis de conclure catégoriquement, du fait de la présence d'indices de tectonisation au niveau des contacts sur le bord nord de la "fenêtre de l'Othrys".

III. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DE CHATALA (ZONE ISOPIQUE MALIAQUE)

Au sein de l'unité de Chatala, le Jurassique n'a pu être mis en évidence que dans les monts Likorrachi-Est et Kedro Rachi. J'ai signalé, dans des publications antérieures, l'existence de ces niveaux (Ferrière, 1974 b, 1976 d) ; je détaillerai cependant quelques coupes significatives, en procédant d'Est en Ouest, pour prouver qu'il s'agit bien de séries particulières à part entière, et non pas d'un mélange tectonique (Smith *et al.*, 1975).

A. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DU LIKORRACHI-EST,

Pour des raisons topographiques et tectoniques, il est difficile de lever des coupes continues dans ce secteur. Je distinguerai donc successivement les affleurements situés à l'Ouest, puis à l'Est de la profonde vallée qui, partant du lieu-dit Kazarma Diasmos, rejoint la Kedrorrema à l'entrée du canyon qui sépare les monts Flambouri et Kastro Griva.

1. LES AFFLEUREMENTS DE LA RIVE OCCIDENTALE DE LA VALLEE KAZARMA DIASMOS-KEDRORREMA.

C'est dans cette même crête qu'affleurent les niveaux fins et bréchiques, à Involutines et Algues, que j'ai attribués au Trias supérieur (paragraphe relatif au Trias du Likorrachi-Est).

L'analyse de plusieurs coupes dans les calcaires massifs qui constituent cette crête, permet de reconstituer, avec quelques incertitudes en raison de l'absence de niveaux repères suffisamment précis, une série dont les différents termes sus-jacents aux calcaires du Trias supérieur, pourraient être, de bas en haut (fig. 87 A) :

- (1) des calcaires bréchiques polychromes, à oncolithes et éléments calcaires, pluricentimétriques, dont des biosparites à Involutines ou Algues, du Trias supérieur (10 à 20 m ?) ;
- (2) des calcaires gris, fins, homogènes, pelsparites ou micrites à "bird-eyes", à rares Ostracodes et Thaumatoporelles, en alternance avec des calcaires bréchiques dont les éléments sont des calcaires fins ou des biosparites à Involutinidés triasiques. L'épaisseur de cette formation pourrait être supérieure à 50 m ;

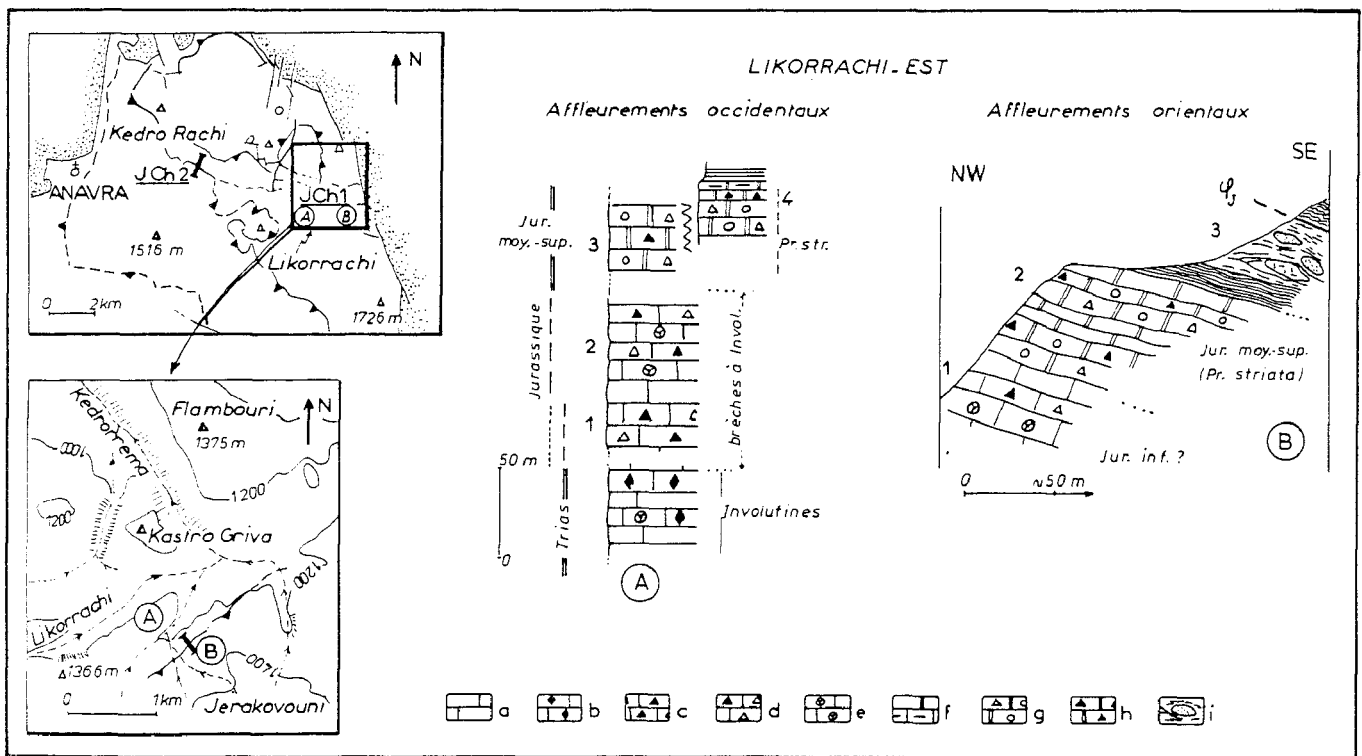


Fig. 87.- Jurassique maliaque. U. de Chatala (Othrys centrale). Série du Likorrachi-Est.
J.Ch 1. - A. flanc occidental de la vallée. - B. flanc oriental.

Numéros: voir texte. - a à h. Calcaires. - a. fins (Trias). - b. biosparites à Involutines et Algues (Trias). - c. microbréchiques (Trias). - d. brèches à éléments du Trias à Involutines. - e. à Algues (Jurassique inf. ?). - f à h. Calcaires du Dogger-Malm. - f. fins ou siliceux (traits horizontaux). - g. bréchiques à lithoclastes et oolithes. - h. microbréchiques à lithoclastes et oolithes. - i. radiolarites, pélites à blocs.

- (3) des calcaires bréchiques, à oncolithes, rares oolithes remaniées et éléments calcaires de grande taille (plusieurs centimètres). Parmi les éléments, on note des calcaires à débris d'Echinodermes et *Involutina liassica* (Jones) du Lias, et des oosparites à lithoclastes à *Protopenneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm ;
- (4) des microbrèches calcaires en bancs massifs, riches en oolithes remaniées, passant à de véritables oosparites à extraclastes, et des calcaires fins, lités, à silex (intrasparites ou oosparites à grain fin). On y observe *Protopenneroplis striata* Weynschenk (abondant) et des Lituolidés, du Dogger-Malm, entre des éléments calcaires, dont certains appartiennent au Trias supérieur.

Ce dernier ensemble (4), qui affleure à l'extrémité nord de la crête, dans un couloir faillé, est peut-être l'équivalent latéral de l'ensemble (3).

2. LES AFFLEUREMENTS DE LA RIVE ORIENTALE DE LA VALLEE KAZARMA DIASMOS-KEDRORREMA.

Sur ce flanc de la vallée, la série est nettement moins perturbée et l'on peut y étudier les niveaux sommitaux du Dogger-Malm. De bas en haut, on observe successivement (fig. 87 B) :

- (1) des calcaires massifs, fins ou bréchiques, non datés ;
- (2) des calcaires massifs, gris, constitués alternativement d'intrasparites à grain fin, associées à des micrites à sections de fines coquilles, de microbrèches à oolithes nettement remaniées et d'oosparites à extraclastes dont les oolithes ont probablement été déplacées. Les principaux microfossiles présents sont : *Protopenneroplis striata* Weynschenk (abondant), qui forme souvent le nucleus d'oolithes, *Trocholina* gr. *alpina elongata*, et des grands Lituolidés, qui indiquent un âge dogger-malm et plus probablement le Malm ;
- (3) des radiolarites rouges, passant vers le sommet, à des pélites et des radiolarites à blocs de grès et de laves basiques.

3. CONCLUSIONS.

La série jurassique du Likorrachi-Est est surtout constituée de calcaires massifs, fins et bréchiques à la base, surmontés de calcaires de même faciès mais à oolithes au Dogger-Malm.

Si la présence de brèches polygéniques permet de différencier facilement cette série des séries pélagoniennes (+), les niveaux pélitiques et radiolaritiques supérieurs sont tout à fait semblables à ceux qui terminent ces séries pélagoniennes.

B. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DU MONT KEDRO RACHI.

Une coupe, effectuée sur la ligne de crête entre les sommet du Kedro Rachi, au Nord, et du Georgadsi, au Sud, permet d'observer un ensemble puissant calcaro-siliceux, triasique (cf. Trias de l'unité de Chatala), recouvert de niveaux relativement peu épais datés du Jurassique.

Du Nord au Sud et de bas en haut, on observe (fig. 88 A et A') :

- (1) la masse des calcaires bioclastiques et calcaires siliceux du Trias supérieur, qui se terminent par des bancs de micrites et de brèches (Lias ?) à Madréporaires, Algues et Involutines triasiques (dans les éléments) ;
- (2) quelques mètres de calcaires bréchiques ou bioclastiques, à Madréporaires, tests de Lamellibranches, Foraminifères encroûtants datés au sommet du Dogger-Malm par *Protopenneroplis striata* Weynschenk. Latéralement, apparaissent des calcaires jaune-rose (2b, coupe A', fig. 88) de type biomicrite, à débris d'Echinodermes, embryons d'Ammonites, *Nodosariidés*, *Ophthalmidium* sp. et *Involutina liassica* (Jones) du Lias (anté-Toarcien).

(+) Nisbet *in* Smith *et al.* (1975) attribue pourtant ces niveaux à la "Karolina sequence" équivalent de la série pélagonienne.

Ce faciès est le même que celui de la série du mont Strimbes (*cf. supra* : Jurassique pélagonien), mais les *Ophthalmidium* y sont en moyenne de taille inférieure. Le caractère localisé de cet affleurement ne permet pas de déterminer, de façon indubitable, s'il s'agit d'une lentille ou d'un bloc remanié dans le Dogger-Malm ;

- (3) des radiolarites rouges, sur quelques mètres d'épaisseur ;
- (4) 10 m environ de calcaires gris, microbréchiques, à "clous" de silex. Ils contiennent des lithoclastes centimétriques de micrite et d'intramicrosparite, des oolithes, ainsi que des débris d'Algues, d'Echinodermes et des Foraminifères dont : *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina* gr. *alpina-elongata* et *Conicospirillina basiliensis* Mohl., du Dogger (supérieur) - Malm, présents dès la base de la formation ;
- (5) des radiolarites rouges, surmontées directement par les grès permien de l'unité de Garmeni Rachi.

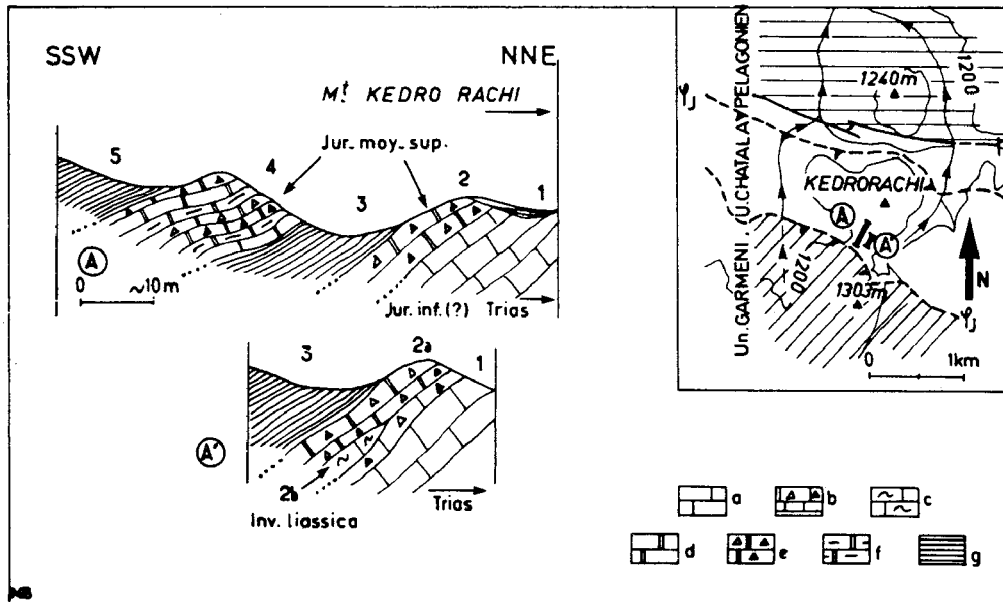


Fig. 88.- Jurassique maliaque. U. de Chatala. Coupe du Kedrorachi. J. Ch 2, fig. 87.

Numéros: voir texte. - **a à f. Calcaires.** - a. fins à bioclastiques (Trias-Lias). - b. brèches riches en éléments de Trias à Involutines (barre unique : Trias-Lias, double barre : Dogger-Malm). - c. à *Involutina liassica* (bloc ou niveau ?). - d à f. Du Dogger-Malm. - d. fins. - e. bréchiques (creux) ou microbréchiques (pleins). - f. siliceux. - g. radiolarites.

C. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DE CHATALA : CONCLUSIONS.

Le Jurassique de l'unité de Chatala est bien caractérisé dans les coupes du mont Kedro Rachi et du Likorrachi-Est.

Dans celle du Kedro Rachi, ont été datés le Lias à *Involutina liassica*, sous forme de calcaires condensés (en place ou remaniés ?), et le Dogger (supérieur) - Malm à Foraminifères variés dans des calcaires microbréchiques à silex, présents sous les radiolarites ou intercalés dans celles-ci. L'épaisseur totale du Jurassique est faible (40 m environ) dans cette coupe.

Plus à l'Est, en revanche, au Likorrachi-Est, les niveaux calcaires jurassiques sont plus épais, moins siliceux et en bancs massifs ; toutefois, le Lias n'a pu y être daté, sauf dans un élément de brèche du Dogger-Malm.

IV. LE JURASSIQUE DES UNITES DU PIRGAKI ET DE GARMENI RACHI (ZONE ISOPIQUE MALIAQUE)

Le Jurassique de ces unités est bien représenté en Othrys orientale et centrale, où il est caractérisé par des calcaires siliceux, bréchiques et microbréchiques, polygéniques à intercalations siliceuses.

C'est à la suite de la découverte de *Trocholines* et de *Protopenneroplis striata* à l'Est d'Anavra, que le Jurassique a été mis en évidence dans cette série (Ferrière, 1972). Cette observation fut reprise et confirmée par Hynes *et al.* (1972) dans le même secteur, puis étendue à la région de Neraïda, au Sud de l'Othrys centrale, par Beck (1972). Depuis, j'ai apporté de nombreuses précisions concernant ces séries (Ferrière, 1974 b).

Les coupes les plus caractéristiques de ces séries jurassiques seront décrites d'Est en Ouest, selon une première transversale méridionale, de Pelasgia à Anydro (Othrys orientale principalement), puis selon une deuxième transversale, effectuée plus au Nord, depuis les monts Pirgaki-Giusi jusqu'au village d'Anavra, en Othrys centrale (fig. 89).

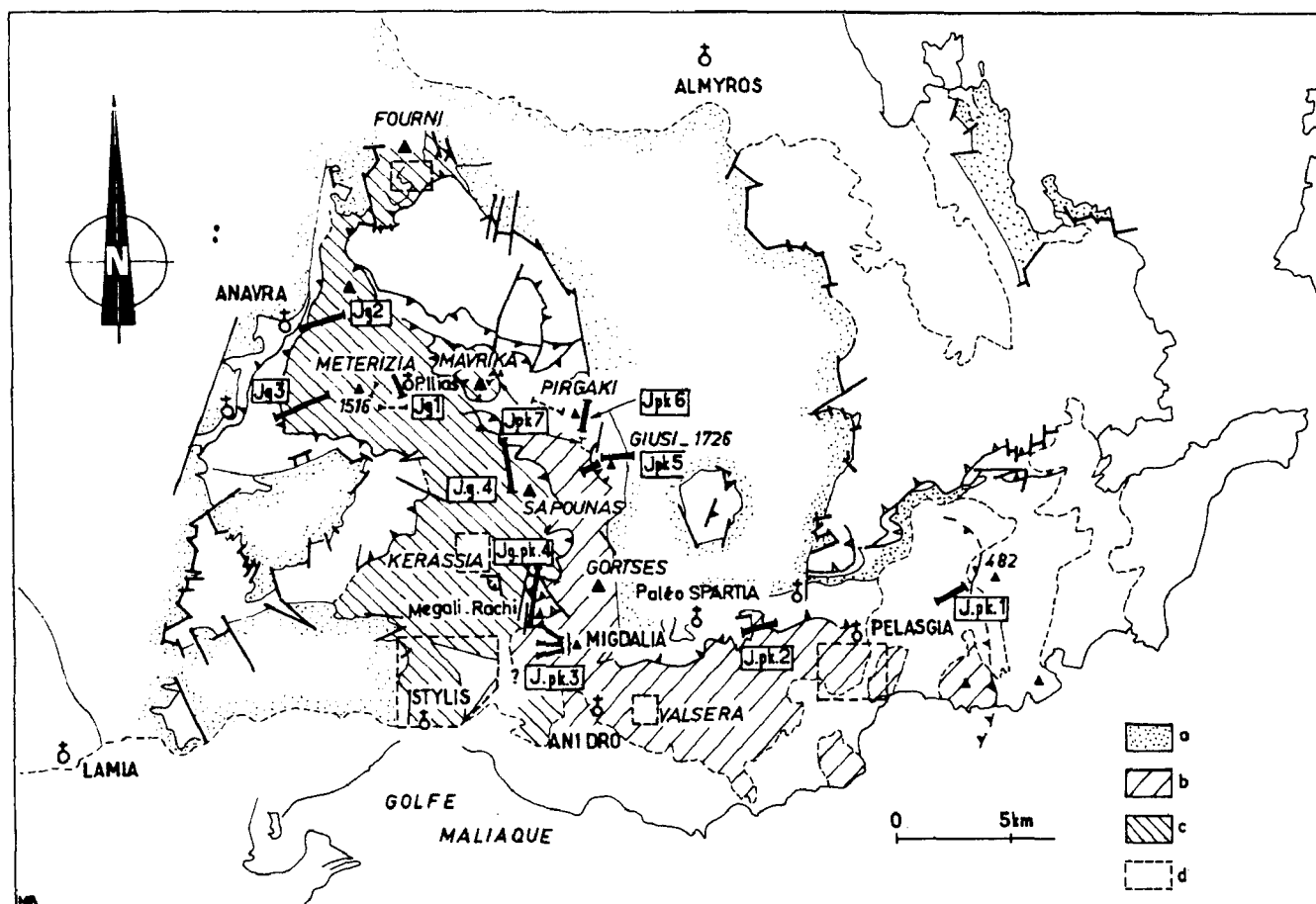


Fig. 89.- Le Jurassique des unités du Pirgaki-Garmeni Rachi (maliague). Situation des coupes.

Jpk 1 à 7 et Jg 1 à 4 : principales coupes de référence. - J. Jurassique. - Pk. Pirgaki. - g. U. Garmeni Rachi.
 a. Crétacé supérieur. - b. unité du Pirgaki. - c. unité de Garmeni Rachi. - d. secteurs cités, sans coupes de détail.

A. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DE PIRGAKI : LA TRANSVERSALE MERIDIONALE (PELASGIA-ANIDRO),

1. LES AFFLEUREMENTS LES PLUS ORIENTAUX : LE SECTEUR DE PELASGIA.

a. COUPE DE LA COLLINE (165 m) EN RIVE DROITE DE LA RIVIERE KALADZIKIA.

Cette colline, isolée au coeur du Néogène de la "plaine" de Pelasgia, près du village de Kamarovrissi, permet d'observer les niveaux sus-jacents à la formation calcaro-dolomitique werfeno-anisienne décrite dans un paragraphe précédent (Trias de l'unité de Prigaki-Garmeni Rachi).

Du bas vers le haut et approximativement d'Est en Ouest, on rencontre successivement (fig. 90) :

- (1) des radiolarites rouges dont le contact avec les formations carbonatées anisiennes n'a pu être observé clairement ;
- (2) des calcaires à silex (20 à 25 m), bréchiques ou microbréchiques. Ils contiennent des lithoclastes, de taille parfois supérieure à 2 cm, de calcaires fins à débris d'Echinodermes (Lias ?), de biosparites à Algues (Trias supérieur ?), ainsi que d'autres lithoclastes au microfaciès moins caractéristique. Ces éléments apparaissent au milieu de particules plus petites, notamment des oolithes et des oncolithes (jusqu'à 80 % du volume) dans un ciment de calcite cristalline (sparite). Bien qu'une schistosité affecte ces calcaires, on peut y reconnaître de grandes *Trocholines*, *Pseudocyclamina* sp. et *Protopenneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm ;

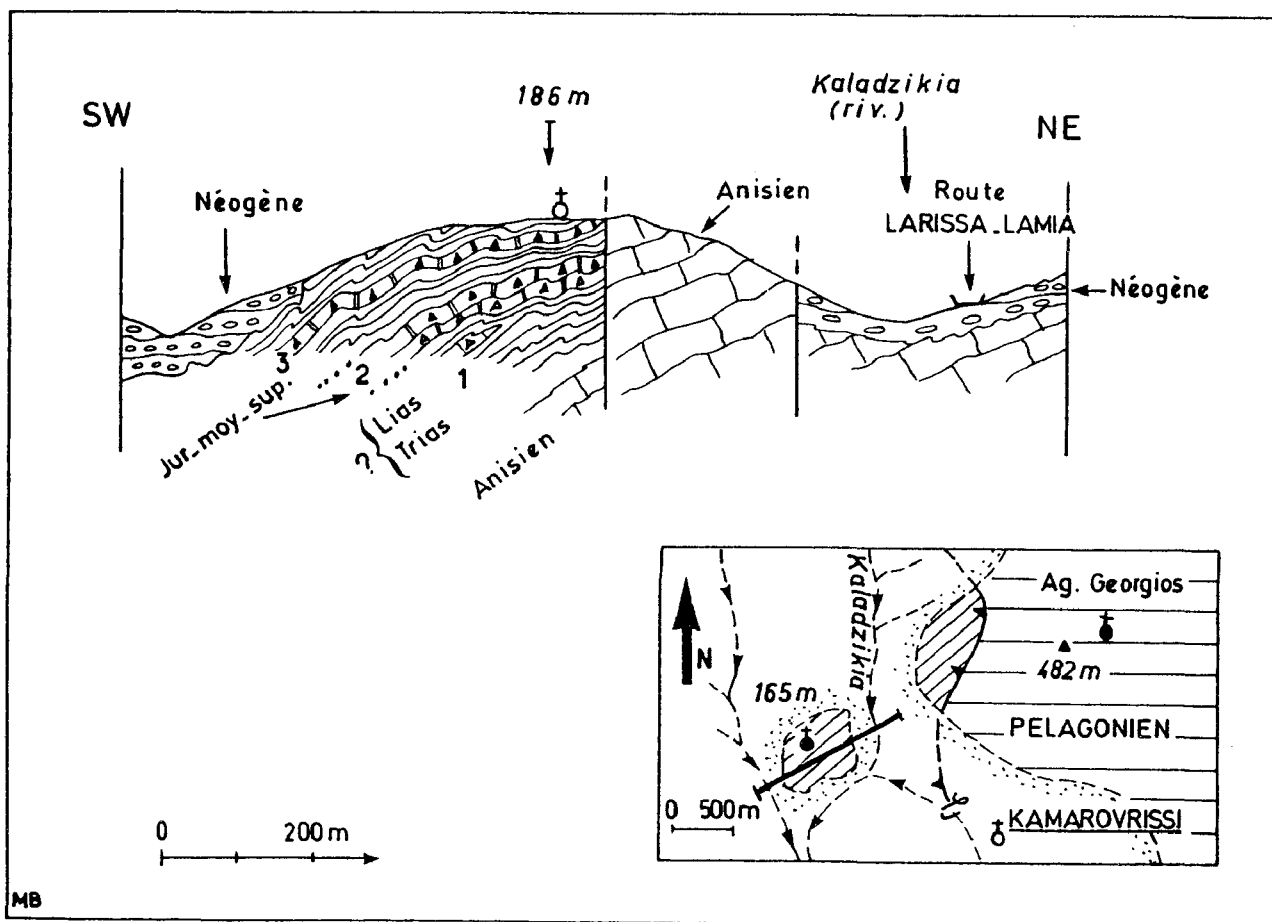


Fig. 90. - Jurassique maliaque. U. du Pirgaki. Colline à l'Ouest de la Kaladzikia (Othrys orientale). Jpk 1, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

- (3) à nouveau des radiolarites, intercalées de bancs de calcaires siliceux gris, microbréchiques, de même nature et de même âge que les précédents. L'un de ces niveaux calcaires affleure à une trentaine de mètres de la chapelle installée sur le sommet de la colline.

Les observations faites dans ces affleurements, *les plus orientaux de l'unité de Pirgaki-Garmeni Rachi*, révèlent l'existence de bancs de calcaires siliceux bréchiques, du Dogger-Malm, que nous retrouverons sous le même faciès, mais avec des variations d'épaisseur, dans toute l'Othrys centrale et même à l'Ouest de Lamia (série de Profitis Ilias), 40 km plus à l'Ouest.

b. COUPE DE LA VALLEE A L'EST DE SPARTIA (SPARTIORREMA).

Trois kilomètres à l'Est du village de Spartia, la vallée (Spartiorrema) devient très étroite et s'enfonce au coeur d'une voûte anticlinale calcaire. Du bas vers le haut de la falaise calcaire située en bordure occidentale de la vallée, on relève, dans la mesure des possibilités d'accès (fig. 91) :

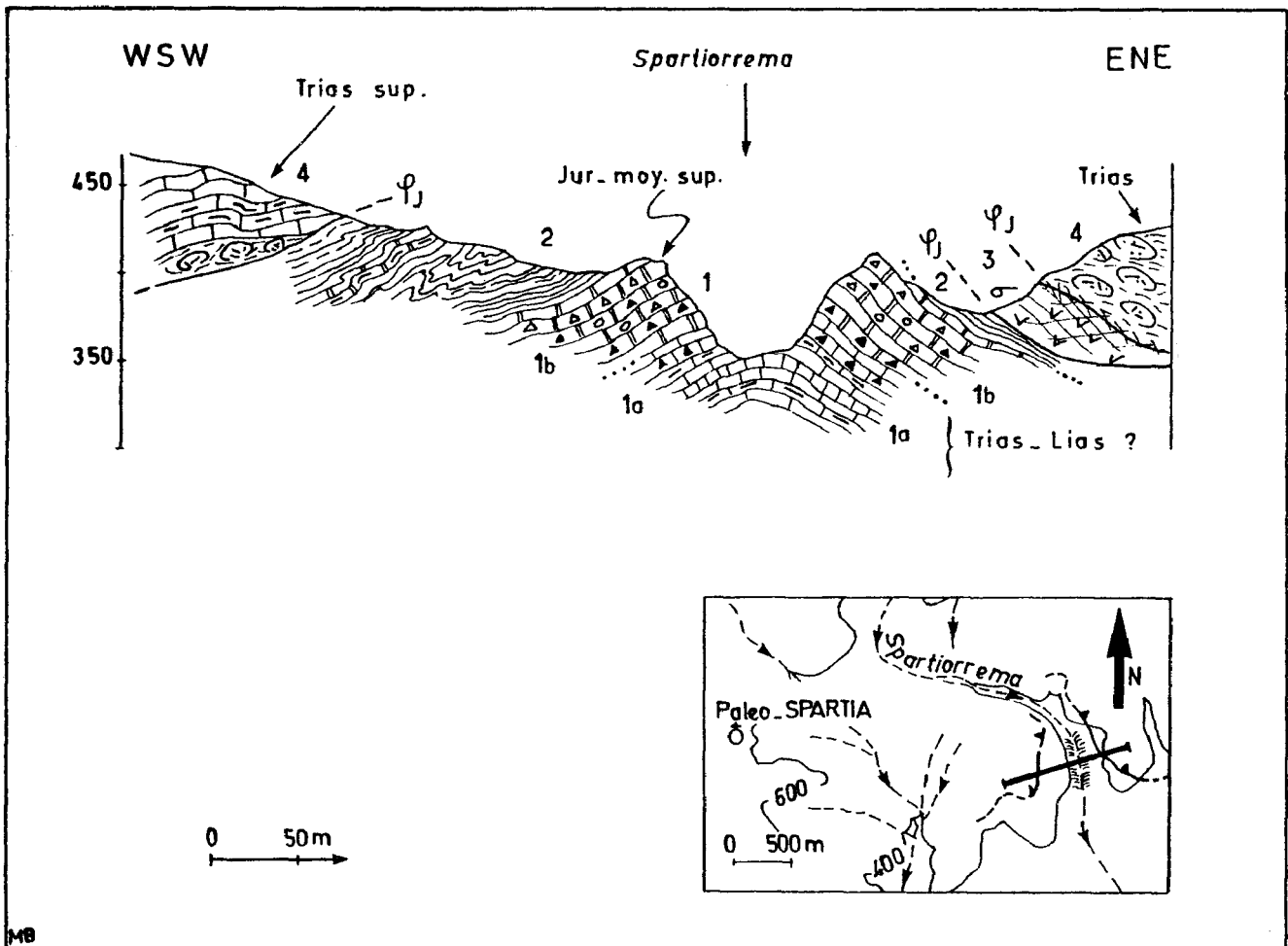


Fig. 91. - Jurassique maliaque. U. du Pirgaki. Coupe de la Spartiorrema (Othrys orientale). Jpk 2, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

(+) Cette remarque sera valable pour toutes les séries jurassiques de l'unité du Pirgaki-Grameni Rachi ; le problème de la genèse de ces dépôts sera, de ce fait, abordé dans les conclusions générales de ce paragraphe.

- (1) une masse calcaire (50 m environ), constituée de bancs calcaro-siliceux alternativement fins, microbréchiques et bréchiques. La base de l'ensemble paraît être formée de bancs plus fins et plus siliceux (1a) que la partie supérieure (1b). Cette dernière contient des calcarénites et des calcirudites riches en oolithes (aspect d'oosparite à extraclastes). Si certains faciès révèlent des oolithes nettement remaniées, il n'en est pas toujours ainsi. Toutefois, l'existence de lithoclastes d'âges variés (Trias supérieur, Lias ?) et de taille voisine de celle des oolithes, laisse à penser que les oolithes ont subi un transport et un tri, en même temps que les lithoclastes (+). Ces faciès ont livré des grandes Trocholines et *Protopeneroptis striata* Weynschenk (abondant), du Dogger-Malm ;
- (2) des radiolarites plus ou moins pélitiques, où s'intercalent des bancs calcaro-siliceux, gris ou rouges, à grain fin ;
- (3) et (4) les pillow-lavas et les calcaires siliceux à Conodontes triasiques, de l'unité de Loggitsion (4), dont le contact est, sur le flanc oriental, souligné par la présence de copeaux de serpentine assez épais (3).

Cette coupe montre des faciès calcaires bréchiques à *Protopeneroptis striata* et Trocholines, semblables à ceux de la coupe précédente (à l'Est de Pelasgia). Cependant, l'épaisseur des calcaires y est supérieure, alors que les lithoclastes observés sont, eux, de taille plus modeste (+).

c. LE JURASSIQUE DU SECTEUR DE PELASGIA (UNITE DU PIRGAKI) : COMPLEMENTS.

La coupe, levée entre le mont Korassis et le village de Pelasgia (fig. 30 A ; cf. Trias), montre, au-dessus des calcaires werféno-anisiens, une série essentiellement périto-radiolaritique, riche en laves (4 et 5, fig. 30 A), alors que les calcaires sont rares et peu bréchiques. Cette absence de brèches calcaires du Dogger-Malm est probablement d'origine tectonique, car celles-ci se retrouvent quelques kilomètres à l'Ouest de Pelasgia, en bordure de l'ancienne nationale où elles sont datées du Dogger-Malm par des Pseudocyclammines.

Les calcaires siliceux (6, fig. 30 A), présents dans le village même de Pelasgia, sont très probablement d'âge jurassique, mais les fossiles observés ne permettent pas de conclure catégoriquement.

2. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DU SECTEUR D'ANYDRO.

Les niveaux jurassiques de la bordure sud-occidentale des monts Migdalia-Michalaki constituent le flanc d'une structure anticlinale déversée vers le Sud-Ouest, s'enracinant au Nord (fig. 92).

a. COUPE TYPE : LES AFFLEUREMENTS DU MONT MIGDALIA.

Les coupes décrites ci-dessous, levées sur la bordure occidentale des monts Migdalia-Gortses, permettent d'observer successivement, d'Est en Ouest et de bas en haut, les termes suivants (fig. 92 A, B, C, et plus particulièrement coupe B) :

- (1) des calcaires gris-noir lités (biomicrites à filaments et Radiolaires) à silex noirs datés du Trias supérieur par les Conodontes, présentant dans les derniers mètres, des biointra-micrites à *Galeanella* sp. et *Duotaxis* cf. *birmanica* Zaninetti et Brönnimann, du Norien. Un échantillon, prélevé un mètre sous le sommet de cette formation, a livré des Conodontes, dont *Neospathodus hersteinii* (Mostler), de la partie sommitale du Norien (dét. Kauffmann). Mais cet âge norien terminal n'a pu être confirmé dans les autres coupes, où seul le Norien inférieur et moyen à *Metapolygnathus posterus* (*Epigondolella postea*) (dét. Kozur et Kauffmann) a été reconnu (cf. Trias) ;

(+) Les comparaisons sont faites sur les brèches polygéniques ayant les plus gros lithoclastes (observés !) dans chacun des cas.

(2) après 1 ou 2 m de mauvais affleurements (éboulis), un ensemble de calcaires gris, à silex (150 m environ de puissance), en bancs de 20 à 80 cm d'épaisseur, caractérisé par l'abondance de bancs microbréchiques polygéniques à oolithes, constitués de :

- calcaires (2a) bréchiques (10 m), à éléments pluricentimétriques calcaires de type micrite, dans un ciment fin à oolithes (oomicrite à intraclastes) ;

- 30 m environ de brèches calcaires polygéniques (2b), à ciment de type oosparite (10 à 20 % de la roche), à *Ophthalmidium* sp. ? et éléments calcaires de diverses natures (biosparites, micrites, biomicrites à *Involutina* sp. (?) recristallisées, etc...) ;

- calcaires fins (2c) (10 m au maximum), de type micrite et pelmicrite à Radiolaires, surmontés d'un niveau d'oosparites à oolithes et intraclastes de petite taille (égale ou inférieure à 300 microns), Foraminifères (dont des Lenticulines) et filaments rigides correspondant à des sections de tests de Lamellibranches ;

- 60 à 80 m de calcaires bréchiques gris, fins ou grossiers (2d), polygéniques, parfois à silex, à lithoclastes calcaires ou radiolaritiques, oolithes remaniées et débris organiques. Dans la partie supérieure de cette formation, on reconnaît, parmi les lithoclastes, des faciès calcaires à Algues et Involutines du Trias supérieur.

Les microfossiles : *Protopeneroplis striata* Weynschenk, Trocholines et Litoolidés, permettent d'attribuer un âge dogger-malm à la moitié supérieure de l'ensemble (2) ;

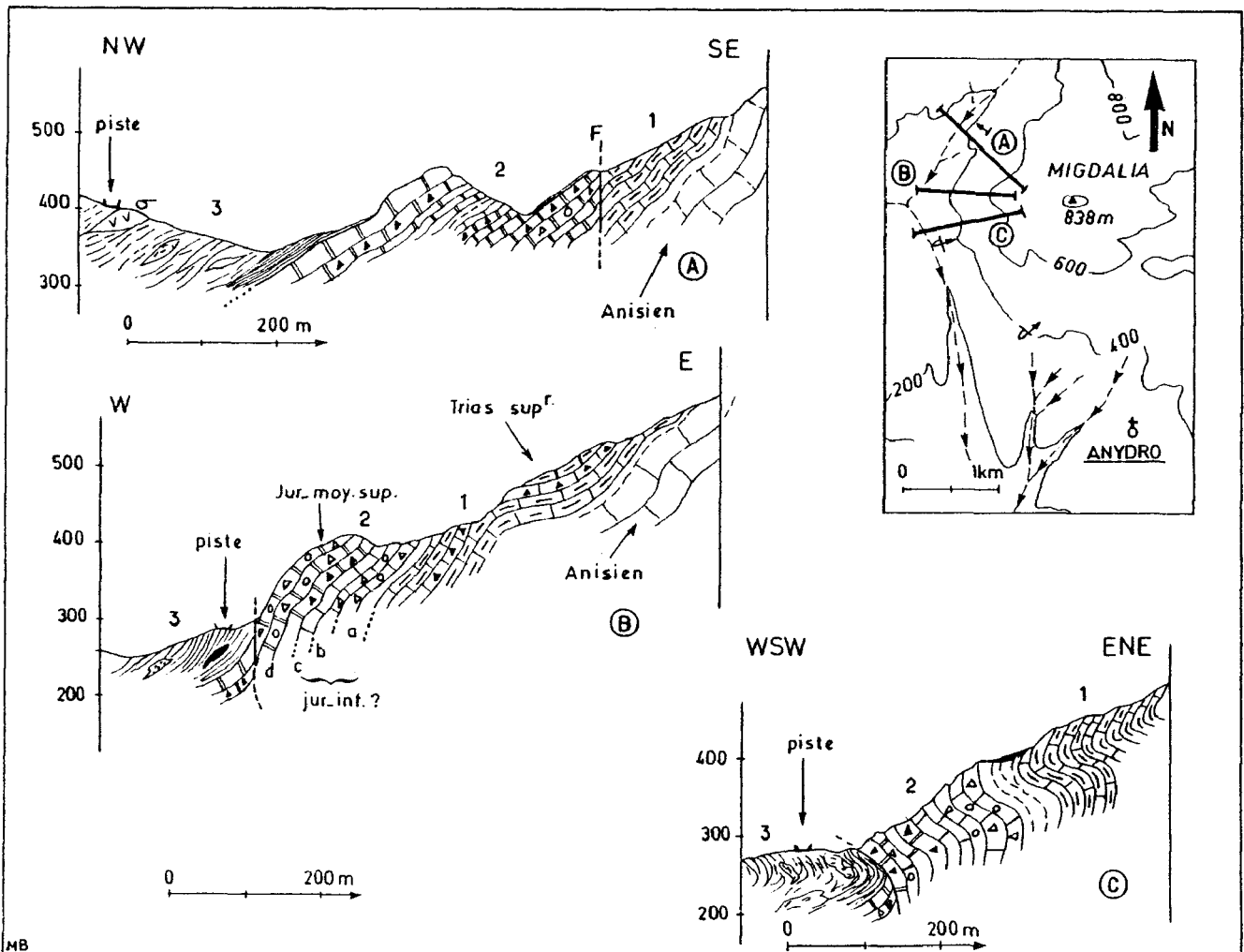


Fig. 92. - Jurassique maliaque. U. du Pirgaki. Coupe du mont Migdalia-Ouest (Sud de l'Othrys orientale). Jpk 3, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

3) une formation pélitique et radiolaritique, d'épaisseur variable (plus de 100 m ?), chaotique, à blocs de grès, de laves et même de serpentine (à l'Ouest de la vallée ; coupe A, fig. 92).

Ces coupes permettent d'observer la présence d'une épaisse formation de calcaires fins, microbréchiques ou bréchiques, à oolithes, datée pour partie du Dogger-Malm, et surtout de constater que celle-ci repose sur des calcaires siliceux du Norien, sans intercalation de radiolarites entre les deux.

b. COUPE DE LA CRETE MEGALI RACHI : UNITE DE GARMENI RACHI OU DU PIRGAKI (?).

La crête, dite Megali Rachi, de direction nord-sud, entre le mont Koromilia (1 309 m) au Nord, et le monastère Ag. Georgios au Sud, forme le flanc occidental de la profonde vallée limitée à l'Est par les monts Migdalia et Gortsés (1 012 m).

Les affleurements de cette crête sont situés à la partie supérieure des séries décrites précédemment (coupe A, fig. 92 notamment).

Du Sud au Nord, affleurent successivement (fig. 93) :

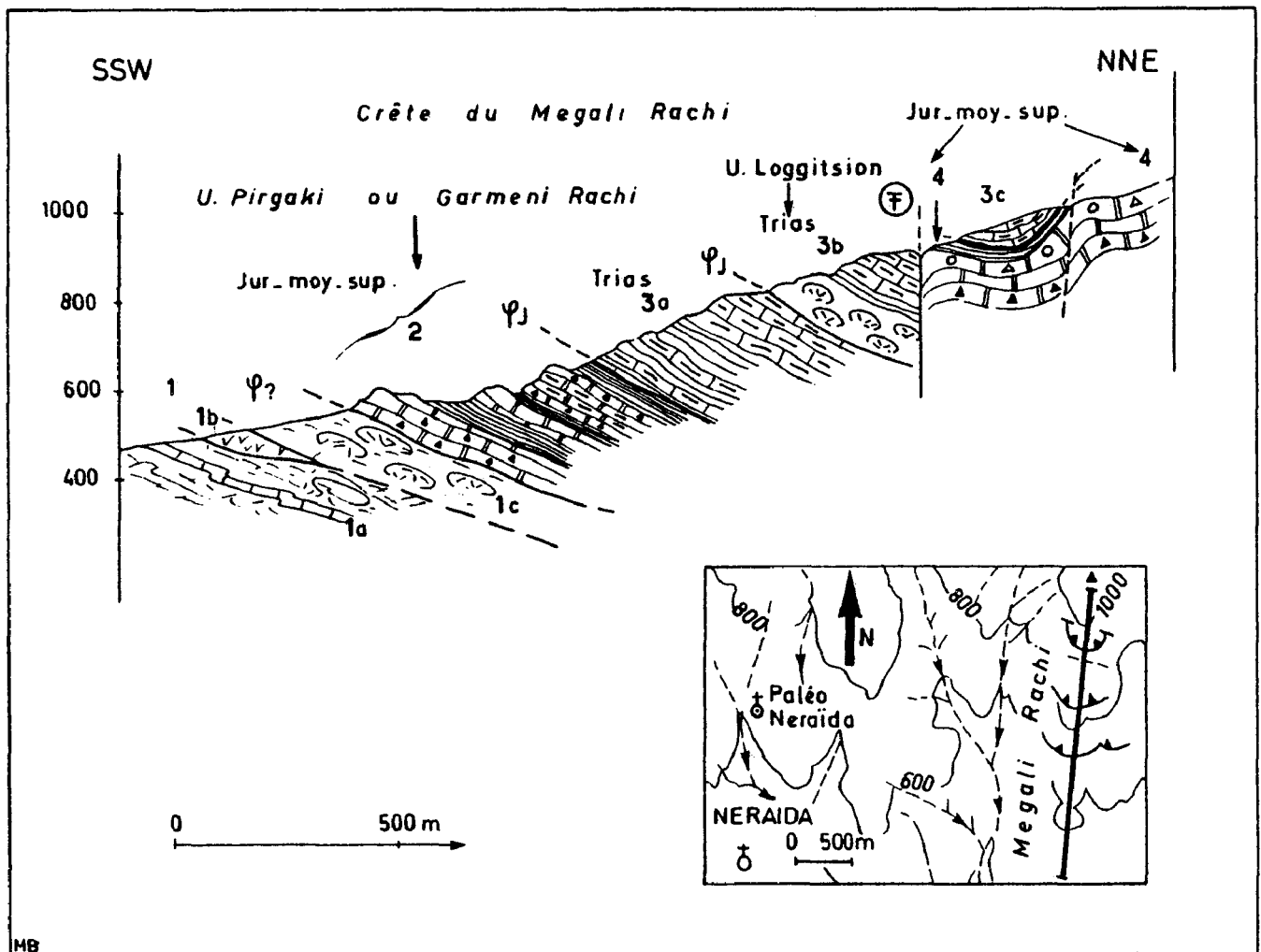


Fig. 93. - Jurassique maliaque. Unités du Pirgaki ou de Garmeni ? Coupe du Megali Rachi (Sud de l'Othrys centrale). Jg. pk 4, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

- (1) des laves violacées altérées, à amygdales de calcite, localement de type pillow-lavas (1c), associées à des bancs de calcaire dolomitique rouge, d'aspect cristallin (1a), et des copeaux de serpentine (1b), témoins possibles de contacts tectoniques majeurs. Cet ensemble représente la partie supérieure de la formation chaotique observée dans la coupe du Migdalia (3, fig. 92 A) ;
- (2) un ensemble de calcarénites grises, microbréchiques, à oolithes, de calcaires fins (micrites), à silex et de niveaux radiolaritiques rouges. Les niveaux calcaires de base ont livré *Protopeneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm, formant le coeur d'oolithes bien développées ;
- (3) et (4), vers 750 m d'altitude, apparaissent des bancs calcaro-siliceux à Conodontes (3 a, b, c), du Trias supérieur (séries de Loggitsion ?), formant des klippen superposées aux formations jurassiques. Les calcaires bréchiques et microbréchiques siliceux, jurassiques (4) réapparaissent à 900 m d'altitude, et surtout vers 1 000 m (sur la ligne de crête).

Cette coupe permet de poser un problème relativement important quant aux *conséquences tectoniques* qu'il implique, celui de la nature stratigraphique ou tectonique du contact entre les niveaux calcaro-radiolaritiques bréchiques (2) et la formation chaotique, à blocs de roches éruptives (1). Les fossiles observés ne permettent pas de conclure à la nature tectonique du contact entre les niveaux (1) et (2), mais la présence de copeaux de serpentine à la base des calcaires jurassiques (2) milite en faveur de cette interprétation. Cette coupe pourrait ainsi montrer les restes de l'unité de Garmeni Rachi (2), reposant sur l'unité du Pirgaki (niveau (1) et séries du mont Migdalia, fig. 92), dispositif structural bien connu dans la partie septentrionale de l'Othrys centrale, où des récurrences de calcaires bréchiques sont toutefois présentes dans les radiolarites, à la partie sommitale de l'unité inférieure du Pirgaki (fig. 96).

c. COMPLEMENTS.

Différents affleurements de calcaires microbréchiques jurassiques ont été signalés à propos de l'étude des séries triasiques de l'unité du Pirgaki, dans les coupes du Mega Kotroni à l'Est de Paleokerassea, et sur le revers oriental de l'anticlinal déversé du Migdalia-Michalaki, au mont Valsera (520 m).

Ainsi, les séries jurassiques, visibles sur le flanc méridional du mont Valsera (cf. Trias ; fig. 35), ont été datées du Dogger-Malm par la microfaune "classique" de Foraminifères (Trocholines et *Protopeneroplis striata* Weynschenk). Elles présentent des faciès semblables à ceux des différentes coupes précédentes, mais quelques caractéristiques particulières peuvent être discernées, comme l'existence de calcaires à éléments atteignant 40 ou 50 cm (selon leur plus grande longueur). C'est notamment le cas de blocs de radiolarites rouges, que l'on distingue très bien au sein des calcaires de couleur grise.

B. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DU PIRGAKI : LE SECTEUR SEPTENTRIONAL (MONT GIUSI ET PIRGAKI).

Les coupes, levées dans un secteur difficile d'accès, présentent des ressemblances assez nettes avec celles du secteur d'Anidro, mais elles permettent de détailler les niveaux de passage au Trias ainsi que les niveaux sommitaux.

1. COUPES DANS LE MONT GIUSI (MONT OTHRYS).

a. COUPE SUR LE SOMMET.

Une coupe, effectuée sur le sommet du mont Giusi (1 726 m), en direction WSW-ENE, permet d'observer, sur les calcaires gris et roses plus ou moins noduleux du Trias moyen-supérieur décrits précédemment (1), les termes suivants (fig. 94 A) :

- (2) une formation calcaire bien litée, constituée de calcaires gris, à silex, bréchiques, microbréchiques ou fins, souvent à oncolithes et oolithes remaniées. Les lithoclastes observés ont des dimensions parfois supérieures à

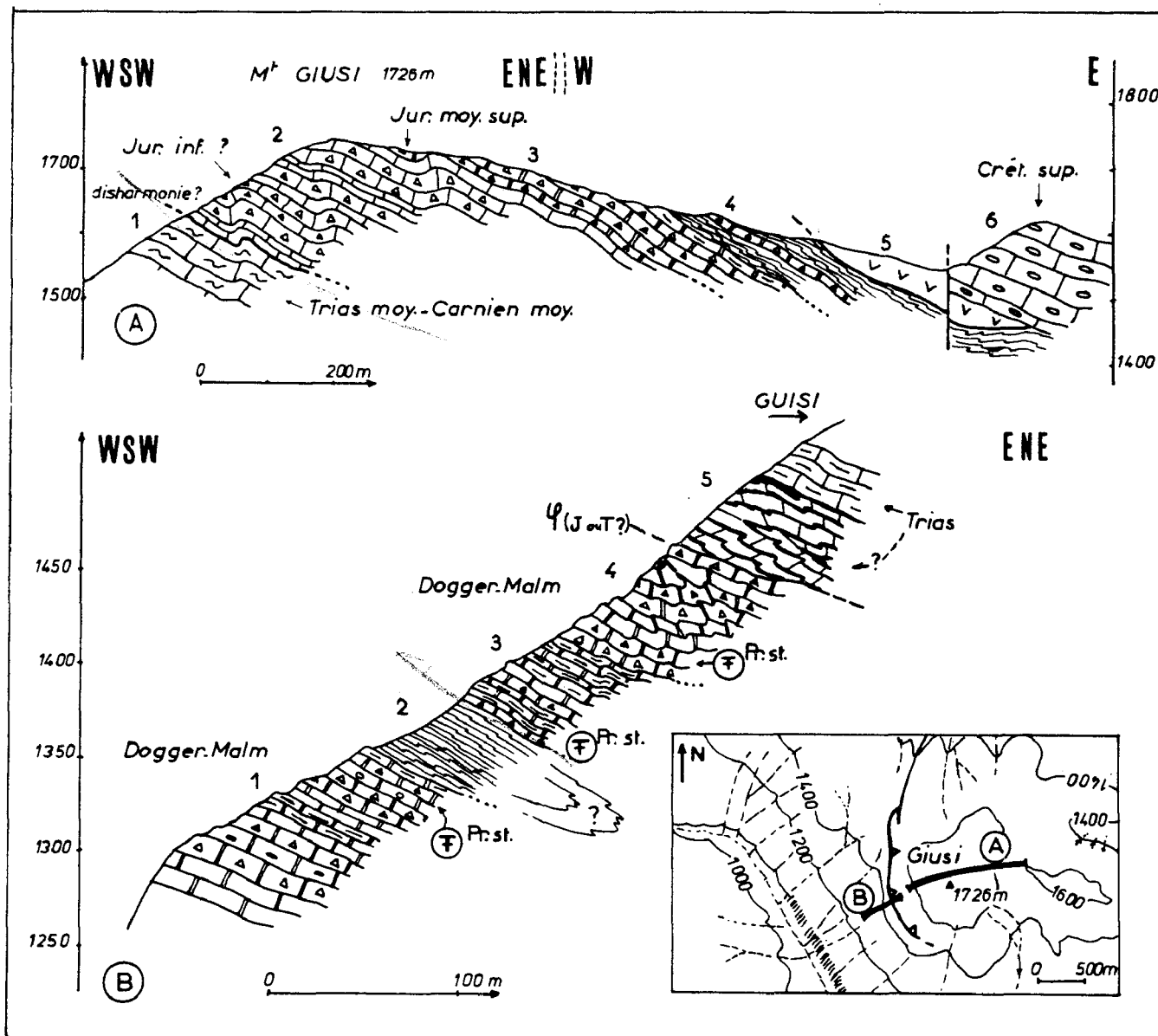


Fig. 94. - Jurassique maliaque. U. du Pargaki. Coupes du mont Giusi (Othrys centrale). Jpk 5, fig. 89. Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

5 cm. Ce sont des calcaires de type micrite, biomicrite à Ostracodes, et surtout biosparite à Algues, Duostominidés et Involutinidés du Trias supérieur. Ces lithoclastes sont unis par un ciment de calcite cristalline (sparite), souvent peu abondant, qui englobe également quelques oolithes ou oncolithes très probablement remaniées elles aussi.

La limite supérieure de cet ensemble, épais (sur cette coupe) de 150 à 200 m, est arbitrairement déterminée par l'apparition des fossiles caractéristiques du Jurassique moyen-supérieur.

La base de cette formation (2) repose sur des niveaux datés du Trias moyen-Carnien par les Conodontes (1), et pourrait être de ce fait d'âge trias supérieur *pro-parte*. Toutefois, dans le massif voisin du Pargaki, le Norien est présent sous la forme de calcaires gris, fins, à silice et à Conodontes, qui n'existent pas ici. Une disharmonie peut donc être envisagée entre ces deux ensembles. En résumé, un âge liasique peut être avancé pour le niveau (2), avec possibilité de "débordement" sur le Trias supérieur à la base, et sur le Dogger-Malm au sommet ;

- (3) un ensemble (80 à 100 m d'épaisseur) de calcaires gris, lités, à silex, bréchiques, microbréchiques ou fins, à lithoclastes plus petits en moyenne que ceux de la formation précédente. En revanche, les bancs semblent plus riches en oolithes et oncolithes (remaniées) qui peuvent représenter plus de la moitié de la roche (oosparites à extraclastes). Les lithoclastes, essentiellement représentés par des calcaires à Algues et Foraminifères probablement triasiques, sont associés à des débris d'Algues et de Madréporaires. Il existe aussi une association de microfossiles plus récents (non remaniés ou peu remaniés ?) parmi lesquels on reconnaît : *Trocholina* gr. *alpina-elongata* (abondante), *Protopeneroptis striata* Weynschenk (abondant) et des Lituolidés dont *Haurania* n. sp. (+), du Dogger-Malm ;
- (4) des niveaux radiolaritiques et pélitiques, rouge lie de vin, à rares intercalations de calcaires microbréchiques, à ciment fin, oolithes et débris de *Cladocoropsis mirabilis* Felix ;
- (5) et (6), des corps de serpentine (5) qui butent, par faille verticale, contre des bancs conglomératiques riches en galets de radiolarites rouges, du Crétacé supérieur (6).

b. LES AFFLEUREMENTS DU FLANC OCCIDENTAL DU MONT GIUSI, ENTRE LES COTES 1 300 m ET 1 450 m.

Nous décrirons rapidement cette coupe, afin de compléter les données relatives au Jurassique du mont Giusi ; mais celle-ci est assez difficile à analyser du fait de possibles disharmonies internes. En outre, la présence de niveaux datés de la limite Ladinien-Carnien au sommet de cette série, conduit à s'interroger sur sa polarité.

De bas en haut et d'Ouest en Est, en partant de la cote 1 300 m, on relève la succession suivante (fig. 94 B) :

- (1) des calcaires gris, à silex, fins (rares), de type calcarénite et calcirudite, parfois riches en oolithes et oncolithes (remaniées ?), à *Trocholina* gr. *alpina-elongata* et *Protopeneroptis striata* Weynschenk (abondant) ;
- (2) 50 m environ de radiolarites rouges ;
- (3) un ensemble de plaquettes fines, calcaro-siliceuses, jaunâtres, à la base duquel s'intercalent des bancs massifs de calcaires bréchiques et microbréchiques, à Foraminifères, du Dogger-Malm (*Protopeneroptis striata*) ;
- (4) 50 m de calcaires gris, microbréchiques ou bréchiques (à oolithes), peu siliceux, riches en lithoclastes (taille parfois supérieure à 5 cm) de calcaires du Trias supérieur, notamment des biomicrites à Involutines de couleur ambrée, semblables à celles observées dans l'unité de Chatala. Les microfossiles présents indiquent le Dogger-Malm : *Protopeneroptis striata* Weynschenk et *Haurania* n. sp.
- (5) une épaisse formation (100 m ?) de calcaires gris, à silex, dont la partie supérieure est datée de la limite Ladinien-Carnien.

Les niveaux sommitaux de l'ensemble (4) contiennent des éléments de calcaires du Norien ; ils sont donc de cet âge ou plus récents. En conséquence, une polarité inverse des niveaux (3 à 5) est envisageable, même si un contact anormal ou une disharmonie semble nécessaire pour expliquer la faible épaisseur, comparée à la coupe du sommet, des calcaires bréchiques compris entre les calcaires siliceux fins, triasiques, et les premiers niveaux bréchiques du Dogger-Malm. Les radiolarites (2) pourraient alors constituer le coeur d'une structure synclinale couchée, à flancs quelque peu différents, du fait de l'existence de variations latérales de faciès et de disharmonies internes.

En conclusion, les coupes du mont Giusi montrent de grandes épaisseurs de calcaires bréchiques du Dogger-Malm, mais aussi, avec quelque incertitude, du Jurassique inférieur ; malheureusement, les épaisseurs ne peuvent être définies précisément du fait de la présence de redoublements tectoniques.

(+) Cette forme est actuellement étudiée par Fourcade.

2. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DU MONT PIRGAKI.

Ils permettent notamment d'analyser le passage du Trias au Jurassique, et les niveaux sommitaux de la série jurassique.

a. COUPE D'ENSEMBLE.

Une coupe, effectuée selon une direction SSW-NNE, dans le secteur oriental du mont Pirkaki, permet d'observer une série jurassique apparemment continue, sur des niveaux triasiques déjà décrits (fig. 37).

Du Sud au Nord et de bas en haut, on observe (fig. 95) :

- (1) des calcaires gris, à silex, noirs, du Norien, dont le banc sommital est daté du Norien terminal par des Conodontes ;
- (2) 80 m environ de calcaires gris, à silex et lits siliceux noirs, qui n'ont pas fourni de Conodontes ;
- (3) une formation (100 m environ) de calcaires gris, bréchiques, microbréchiques ou fins, à silex. A la base de cet ensemble, affleurent des calcaires fins à oolithes (oomicrites), qui passent vers le haut à des calcaires à oolithes et lithoclastes, dans un ciment de calcite cristalline (oosparite à extraclastes ?). Certaines de ces oolithes sont nettement "redéposées", mais leur

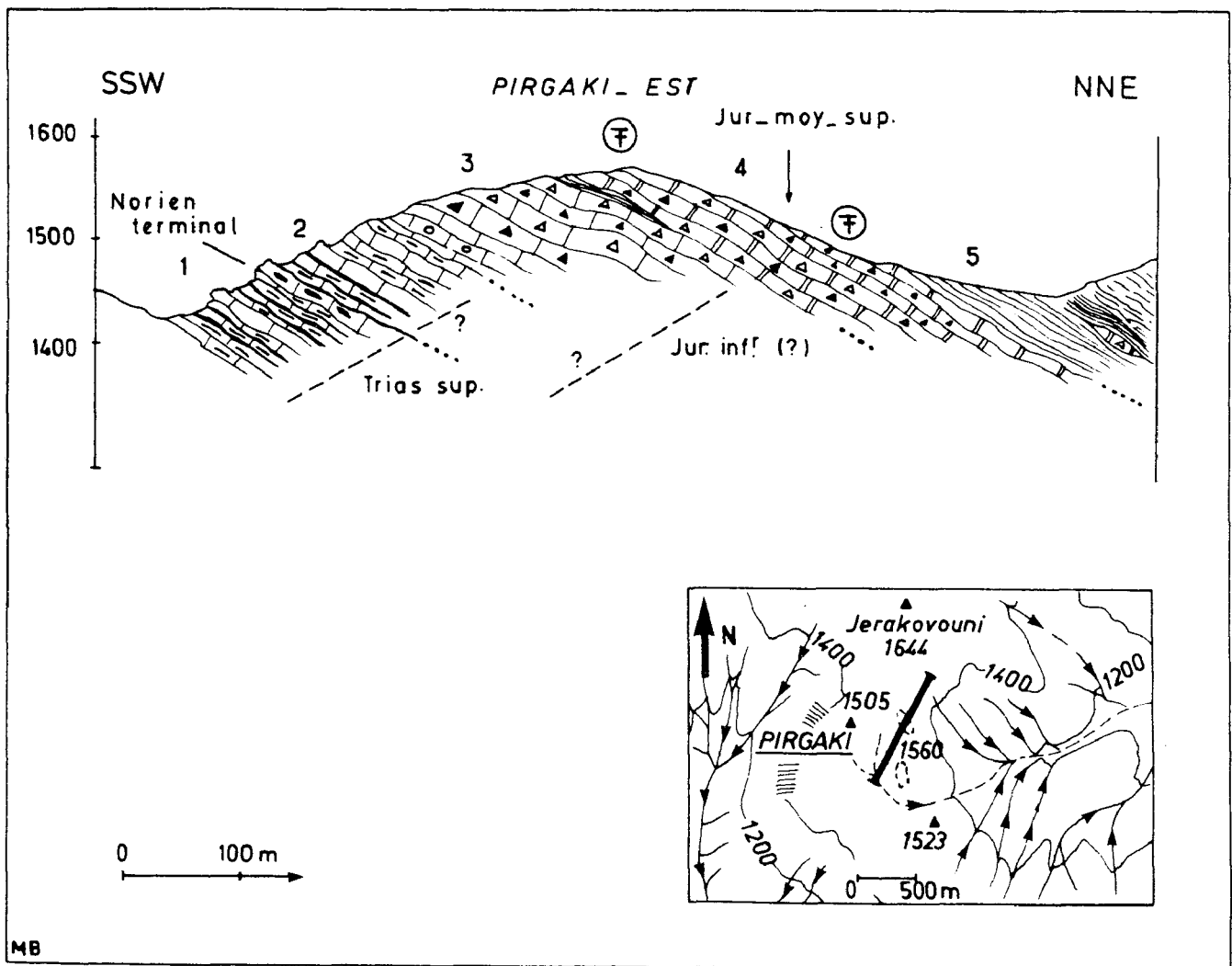


Fig. 95. - Jurassique maliaque. U. du Pirkaki. Coupe du Pirkaki. Jpk 6, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

abondance dans certains bancs conduit à s'interroger sur la réalité du transport subi par ces oolithes. Dans la mesure où aucun autre critère, paléontologique notamment, ne permet d'envisager qu'il s'agisse d'un milieu propice à la formation des oolithes (de type plate-forme par exemple), et que, par ailleurs, ces oolithes sont connues jusque dans certains niveaux de calcaires siliceux de l'unité de Loggitsion, j'admettrai qu'elles représentent bien des éléments transportés et redéposés, même si cela n'est pas toujours évident. Les éléments calcaires des brèches sont des micrites et des intrasparites à Algues et petits Foraminifères qui rappellent les faciès triasiques "néritiques" ;

- (4) un ensemble calcaire, où s'observent les mêmes faciès que ceux de la formation sous-jacente, mais que l'on peut dater du Dogger-Malm par des Trocholines et *Protopeneroptis striata* Weynschenk. Des lithoclastes à Involutines triasiques s'y observent fréquemment ;
- (5) des radiolarites rouges, dans lesquelles s'intercalent latéralement des niveaux de calcaires bréchiques à silex, et des laves violacées à amygdales de calcite. Je n'ai pu déterminer de façon absolue sur cette coupe, s'il s'agissait d'une superposition tectonique, de blocs de lave remaniés, ou de coulées normalement intercalées, ce que certains contacts intimes et réguliers entre calcaires et laves laisseraient supposer (un niveau de calcite recristallisée blanchâtre, épais de quelques centimètres, existe toutefois entre les deux).

En résumé, cette coupe montre correctement la base de la série jurassique. Elle permet notamment d'observer, sur les calcaires à Conodontes triasiques du Norien terminal (1), des niveaux de calcaires gris, à silex noirs (2), qui pourraient appartenir *pro-parte* au Jurassique basal. Le passage aux niveaux bréchiques est marqué par l'apparition de calcaires riches en oolithes.

b. LES NIVEAUX SUPERIEURS DE LA SERIE JURASSIQUE.

Sur les retombées sud-orientale et occidentale de l'anticlinal du Pirgaki, affleurent des séries calcaro-siliceuses qui correspondent très probablement à la partie supérieure des séries jurassiques étudiées dans ce paragraphe.

b1. Coupe entre les monts Pirgaki et Giusi (fig. 96 A).

Cette coupe est située au niveau du col qui relie les monts Pirgaki et Giusi. Sous les calcaires gris siliceux, plissés, du Trias supérieur-Lias (7), qui chevauchent vers l'Ouest ou le Nord-Ouest, apparaît une série calcaro-siliceuse où l'on reconnaît de bas en haut (fig. 96 A) :

- (1) des calcaires gris à silex, assez massifs, fins, microbréchiques et bréchiques ;
- (2) 15 m de radiolarites rouges ;
- (3) 25 m de calcaires bien lités, à lits siliceux encadrant des calcaires roses, d'aspect noduleux, à joints stylolithiques. Ce sont des biomicrites à tests très fins de Lamellibranches (filaments) ;
- (4) 10 m de radiolarites rouges ;
- (5) 15 à 20 m de calcaires gris-noir, graveleux (intraoosparites), surmontés de brèches calcaires polygéniques, à éléments radiolaritiques et carbonatés. Parmi les éléments, dont la taille peut atteindre 15 cm, on peut noter l'abondance de calcaires néritiques à Involutines et Dasycladacées du Trias supérieur. Les espaces entre les lithoclastes sont occupés par des oncolithes et des oolithes, cassées et dissoutes sur leur bordure (phénomène secondaire), prisonnières d'un ciment de calcite cristalline. Les fossiles observés : Trocholines, *Protopeneroptis striata* Weynschenk et possibles débris de *Cladocoropsis* sp., indiquent le Dogger-Malm ;
- (6) des radiolarites rouges, couronnant la série.

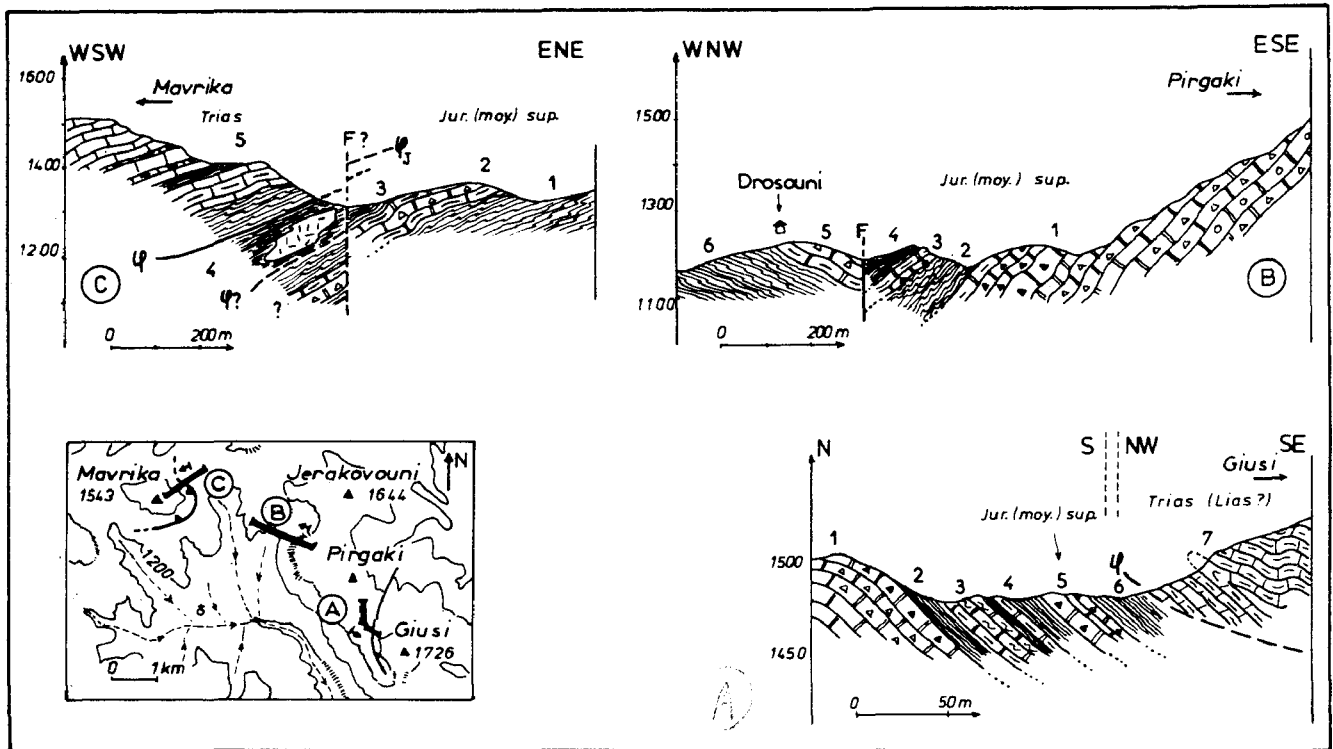


Fig. 96. - Jurassique maliaque. U. du Pirgaki. Coupe de la partie supérieure de la série du Pirgaki. Jpk 7, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b2. Coupes entre les monts Pirgaki (à l'Est) et Mavrika (à l'Ouest).

Ces coupes permettent d'observer les sédiments qui surmontent la principale masse de calcaires bréchiques du Dogger-Malm, jusqu'au contact avec l'unité tectonique supérieure (unité du Garmeni Rachi), qui constitue l'essentiel du mont Mavrika.

b2.1. Coupe sur le flanc occidental du mont Pirgaki.

D'Est en Ouest et de bas en haut, on relève la succession suivante (fig. 96 B) :

- (1) les calcaires gris à silex, fins ou bréchiques, polygéniques à oolithes, datés du Dogger-Malm par *Protopenneroplis striata* Weynschenk ;
 - (2) 40 m environ de radiolarites rouges, litées ;
 - (3) 10 m de calcaires gris, microbréchiques, à oolithes, débris de micrites et de radiolarites, morceaux d'Algues roulés, Lituolidés et Trocholines (Dogger-Malm) ;
 - (4) des radiolarites rouges, sur une épaisseur de 20 à 30 m, qui viennent buter sur une faille verticale ;
 - (5) et (6), en allant vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire vers le mont Mavrika. on rencontre à nouveau des calcaires bréchiques, à silex, d'âge incertain (Lias ou Dogger-Malm ?), reposant sur, ou intercalés dans, des radiolarites rouges (fig. 96 B). On note également la présence de masses importantes de laves spilitiques, à grosses amygdales de calcite (remaniées ou en place ?), parfois en pillow-lavas.
- Après quelques petits affleurements de calcaires bréchiques noyés dans des radiolarites rouges, on atteint le pied du mont Mavrika.

b.2.2. Coupe sur le flanc oriental du mont Mavrika (1 549 m).

Cette coupe correspond à une partie de la ligne de crête qui sépare les bassins de réception des deux principales rivières du massif de l'Othrys. De l'Est vers l'Ouest, on rencontre successivement (fig. 96 C) :

- (1) des radiolarites rouge lie de vin ;
- (2) des calcaires à silex, fins ou bréchiqes, à débris de micrites, oolithes et oncolithes. Les microfossiles observés sont particulièrement intéressants : *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, *Protopeneloplis striata* Weynschenk et *Kilianina* cf. *rahonensis* Foury et Vincent ou *Paraaurgonina* cf. *caelinensis* Cuvillier F. et P.M. (dét. Bassoullet). *Kilianina rahonensis* a une répartition relativement limitée dans le temps, à savoir Oxfordien terminal-Kimmeridgien, alors que *Paraaurgonina caelinensis*, qui débute aussi à l'Oxfordien terminal, monte dans le Tithonique inférieur. C'est là la détermination la plus précise obtenue pour le sommet de la série jurassique des unités de Pirgaki-Garmeni Rachi ; mais celle-ci repose sur la détermination d'une seule section, et de nouvelles observations s'avèreraient nécessaires ;
- (3 à 5), des radiolarites rouges (3), qui semblent se poursuivre au-delà d'une petite (?) faille verticale où elles s'enrichissent alors en laves violacées basiques, à amygdales de calcite (4). Ce dernier niveau pourrait représenter la base de l'unité du Garmeni Rachi, constituée pour l'essentiel de calcaires siliceux triasico-jurassiques (5).

En résumé, ces coupes (fig. 96) montrent l'existence de récurrences de calcaires bréchiqes dans les radiolarites sommitales de l'unité du Pirgaki, sans qu'il soit possible d'affirmer que de telles récurrences calcaires apparaissent après la formation d'ensembles chaotiques de type "volcano-détritique", ou de niveaux sédimentaires siliceux à intercalations de pillow-lavas.

C. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DE GARMENI RACHI EN OTHRYS CENTRALE SEPTENTRIONALE.

Les terrains jurassiques sont bien représentés au sein de l'unité de Garmeni Rachi, dans le secteur septentrional de l'Othrys centrale où ils forment les principaux sommets, et notamment les monts Kasarma (1 645 m), Meterizia (1 516 m), Tambouri Vassilia (1 282 m) et la crête du Garmeni Rachi. La limite avec les terrains triasiques ne peut être définie avec précision. Elle est située, en effet, au sein d'une masse de calcaires siliceux microbréchiqes et le seul indice de l'existence de cette limite est un argument négatif et par conséquent sujet à caution : la disparition des Conodontes.

Là encore, les microfossiles observés ne permettent pas d'établir une stratigraphie très fine au sein du Jurassique, et peu de précisions supplémentaires ont été obtenues depuis la description de cette série (Ferrière, 1972, 1974 b). Je ne décrirai donc ici que quelques coupes types, soit pour leur caractère continu, soit pour poser certains problèmes particuliers (répétitions d'origine stratigraphique ou tectonique, etc...).

1. COUPE D'ENSEMBLE DE PROFITIS ILIAS (CHAPELLE) - KASARMA (1 645 m).

Cette coupe représente la partie supérieure de celle dite "du mont Kotroni", décrite dans le paragraphe consacré au Trias.

a. DESCRIPTION.

Au-dessus des calcaires à Conodontes et des calcaires graveleux à *Galeanella panticae* du Norien (1), affleurent successivement (fig. 97 A) :

- (2) 100 m environ de calcaires gris, à silex, bien lités ; ce sont des micrites (rares), des pelsparites, des calcarénites à oolithes et lithoclastes à grain fin (300 à 500 μ), contenant quelques débris d'Algues et des Lituolidés simples ;

- (3) 80 à 100 m de calcaires gris, à silex, en bancs plus épais, à grain grossier. L'ensemble débute par des calcarénites à débris d'Algues et de roches calcaires de faciès nettement différents (extraclastes de micrites, etc...). Puis les niveaux deviennent de plus en plus bréchiques ; les débris de roches sont de nature variée : micrite à Radiolaires, biosparites à éléments d'Echinodermes, calcaires dolomitiques roses, à filaments, et même des grès calcareux à débris de roches éruptives. Les lithoclastes peuvent atteindre 4 à 5 cm (calcirudites) ; ils sont généralement anguleux, mais parfois arrondis, notamment dans les faciès riches en oolithes (aspect d'oosparites à extraclastes). Les seuls fossiles observés sont des Algues sans signification stratigraphique particulière ;
- (4) des niveaux siliceux jaunâtres, formant le replat situé à la base du mont portant la chapelle Profitis Ilias, qui correspondent pour partie à des calcaires à oolithes silicifiés ;

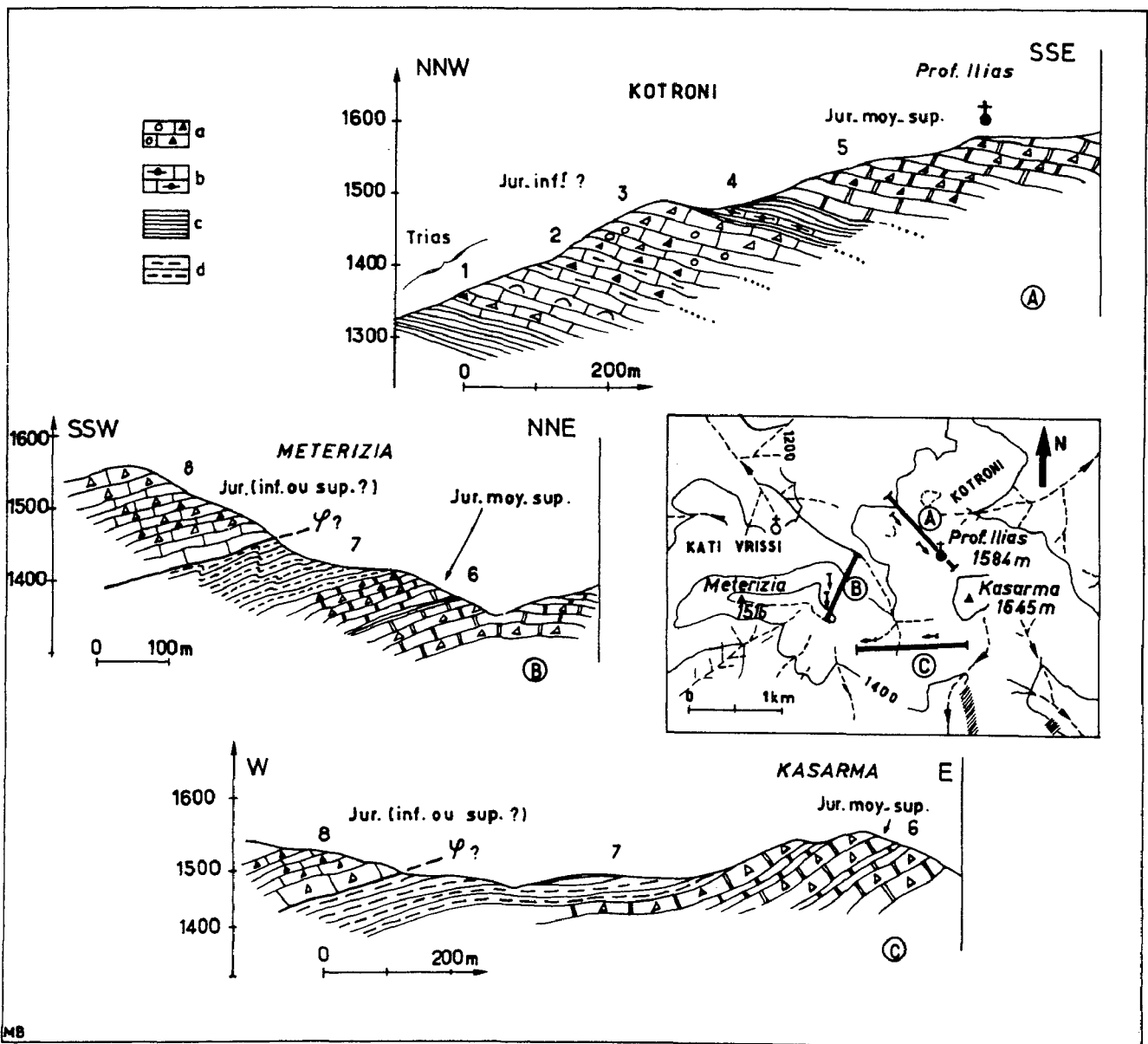


Fig. 97. - Jurassique maliaque. U. de Garmeni Rachi. Coupes de Profitis Ilias-Meterizia (Nord de l'Othrys centrale). Jg 1, fig. 89.

Numéros: voir texte. Cartouches complémentaires. - a. calcarénites et calcirudites à oolithes (Lias ?). - b. id° a. à oolithes silicifiés. - c. jaspes et radiolarites. - d. pérites et radiolarites.

- (5) une formation épaisse de calcaires plus ou moins bréchiques, à silex, dont la base est constituée de calcaires fins, de pelsparites et de calcarénites à oolithes et à petits Foraminifères.

La suite de cette coupe peut être observées dans de bonnes conditions, au Sud-Est de la chapelle Profitis Ilias (fig. 97 C) ; on observe alors :

- (6) la partie supérieure (6, coupe C) de l'ensemble calcaire précédent (5, coupe A) formée de calcaires gris, bien lités, à silex, dans lesquels s'intercalent des bancs massifs, à faciès bréchique et oolithique. Les oolithes, qui représentent parfois plus de la moitié des éléments, peuvent atteindre 1,5 mm de diamètre, et les lithoclastes, 5 mm à 1 cm. Le ciment est fait de calcite cristalline (sparite ou microsparite). Les fossiles observés, Lituolidés et surtout *Protopeneroplis striata* Weynschenk, indiquent le Dogger-Malm ;
- (7) des pélites schisteuses et des radiolarites rouge lie de vin, à Radiolaires ;
- (8) des calcarénites et calcirudites à oolithes et lithoclastes, à niveaux roses ou rouges à la base, montrant des éléments carbonatés roulés (2 à 5 mm de diamètre), dans un ciment plus pélitique rouge. Les niveaux de base de cette formation calcaire (8) n'ont pas livré la microfaune caractéristique du Dogger-Malm ; les faciès riches en Algues rappellent ceux de l'ensemble supposé jurassique inférieur (2 et 3 de la coupe A). L'existence d'un contact tectonique entre les formations (7) et (8) est donc envisageable.

b. COMPLEMENTS.

Les niveaux supérieurs, précédemment décrits (6 à 8), peuvent être également analysés dans le mont Meterizia (fig. 97 B) ; on y observe la même succession lithologique, soit, de bas en haut :

- (6) des calcaires gris, à silex, fins, oolithiques, microbréchiques ou bréchiques. De nombreux bancs se révèlent être riches en oolithes et débris de roches variées essentiellement calcaires. En plus de *Protopeneroplis striata* Weynschenk, on note la présence de *Trocholina* gr. *alpina-elongata* et *Haurania* n. sp. ;
- (7) les pélites et radiolarites, rouges ou noires, sur 50 m d'épaisseur environ, à Radiolaires bien conservés qui indiqueraient le Jurassique supérieur (El Kadiri, 1980) ;
- (8) la formation calcaire supérieure (8), constituée de bancs de calcaire fin (intrasparite) à la base et calcaires microbréchiques au sommet. Les seuls fossiles observés sont des Algues et des Lituolidés simples, et là encore, la microfaune caractéristique du Dogger-Malm est absente et conduit à envisager l'existence d'un contact tectonique entre (7) et (8).

c. CONCLUSIONS.

Les coupes faites dans le secteur des monts Kasarma-Meterizia permettent d'observer les sédiments déposés immédiatement au-dessus des niveaux triasiques. Il s'agit ici d'une masse de calcaires (400 m environ), de silex, fins, associés à des calcarénites et calcirudites à oolithes et lithoclastes variés ((2-3) et (5-6)), séparés en deux ensembles par un niveau plus siliceux jaunâtre (4). L'ensemble supérieur, du Dogger-Malm, est surmonté d'un niveau pélitique et radiolaritique (7). Un doute subsiste quant à l'âge de la masse calcaire supérieure (8), qui peut représenter la suite normale de la série, mais qui pourrait aussi constituer le témoin d'une unité tectonique différente correspondant à une diverticulation de la série jurassique, de même type que celle qui caractérise la coupe d'Anavra (*cf. infra*).

2. COUPES SUR LA RETOMBEE OCCIDENTALE DE L'UNITE DE GARMENI RACHI : LE SECTEUR ANAVRA-NEOCHORION.

a. COUPE D'ANAVRA.

Cette coupe, facile d'accès, peut être levée en empruntant le chemin muletier qui, partant du village d'Anavra, s'enfonce au coeur de l'Othrys centrale en suivant, vers l'Est, la vallée située entre la crête du Garmeni Rachi, au Sud, et le mont Tambouri Vassilia (1 282 m), au Nord.

Si les niveaux supérieurs de la série jurassique s'observent dans de bonnes conditions, la partie inférieure, en revanche, est affectée de complications tectoniques qui altèrent sa régularité.

D'Ouest en Est et de haut en bas, sous les termes effusifs de l'unité de Loggitsion, on rencontre successivement (fig. 98) :

- (1) des radiolarites rouges, sur 50 m d'épaisseur environ ;
- (2) 20 à 30 m de calcaires gris, à silex, riches en oolithes (400 à 500 μ) et débris de roches calcaires (2 à 3 mm), notamment des micrites à Radiolaires ;
- (3) des radiolarites rouges et noires, dont l'épaisseur peut être estimée à 100 m environ, affectées de nombreux replis ;
- (4) des calcaires gris, à silex, micrites, calcarénites et calcirudites à lithoclastes et oolithes, replissés en synclinal couché sous un chevauchement, associé à des plis mineurs, de direction NW-SE, déversés vers le Sud-Ouest. Les lithoclastes observés sont essentiellement des débris de roches calcaires, et notamment des biosparites néritiques à Algues, du Trias supérieur. Les microfossiles du flanc normal (4a) datent le Jurassique moyen-supérieur : Trocholines et *Protopeneroplis striata* Weynschenk (abondant).

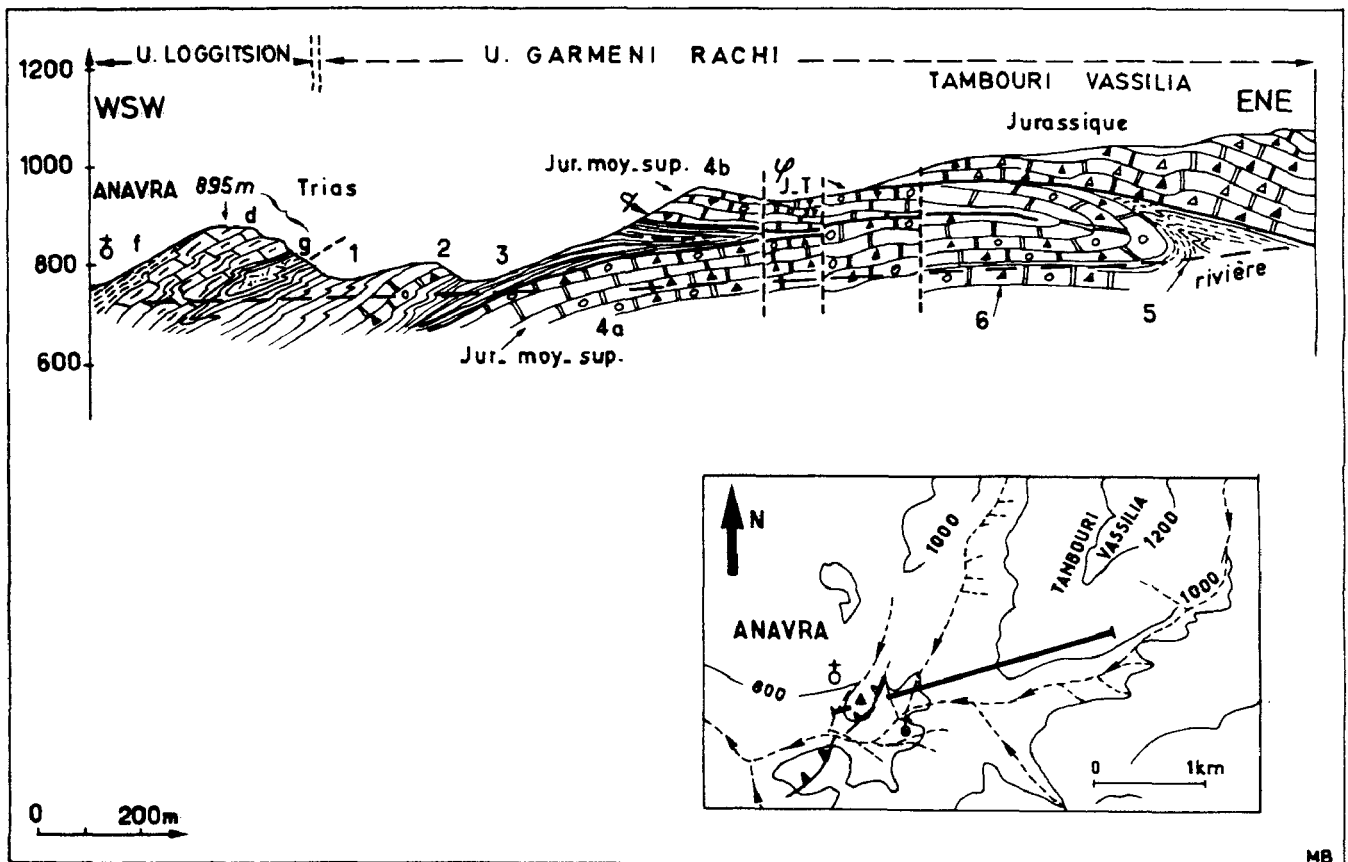


Fig. 98. - Jurassique maliaque. U. de Garmeni Rachi. Coupe à l'Est d'Anavra (Nord de l'Othrys centrale). Jg 2, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Dans le flanc inverse, le passage aux radiolarites (3), marqué par des bancs calcaro-siliceux à lithoclastes et oolithes calcaires remaniées dans un fond siliceux à Radiolaires, est, localement au moins, de nature stratigraphique. On y observe la même microfaune que dans le flanc normal : *Protopeneroplis striata* Weynschenk et *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, mais aussi *Haurania* n. sp., fréquemment associés aux faciès oolithiques fins ;

- (5) une formation, peu épaisse (10 à 15 m), de jaspes et pélites siliceuses, de couleur jaune-verdâtre, qui a servi de niveau de décollement lors de la genèse du chevauchement signalé ci-dessus ;
- (6) des calcaires gris, à silex, fins à bréchiqes, mais surtout microbréchiqes, dont les faciès sont proches de ceux de la formation calcaire supérieure (4). La base de cette formation, représentée par des calcaires dolomitiques et brèches à éléments calcaires et débris de roches éruptives de teinte rougeâtre, appartenant au Trias supérieur, est bien visible dans la partie la plus orientale de la vallée. Là encore, le Jurassique inférieur n'a pu être daté précisément.

b. COUPE SUR LE FLANC OCCIDENTAL DU MONT METERIZIA.

Cette coupe est accessible à partir du village de Neochorion, en remontant la vallée principale de direction Est-Ouest, qui descend du mont Meterizia-Sfedoni en direction de ce village ; elle correspond à la suite, vers l'Est, de la coupe (fig. 51) qui a permis de décrire les séries triasiques de l'unité de Loggitsion, près de Neochorion, et figure dans une publication antérieure (Ferrière, 1974 a).

Sous les termes triasiques de l'unité de Loggitsion (1), on observe successivement, d'Ouest en Est et de haut en bas (fig. 99) :

- (2) une écaille de calcaires microplissés dont l'âge n'a pu être défini ;
- (3) des radiolarites rouges, dont la partie supérieure montre des copeaux de serpentine, à proximité du contact tectonique de l'unité de Loggitsion ;
- (4) une formation (20 à 30 m) de calcarénites grises, siliceuses, à oolithes, à *Trocholina* gr. *alpina-elongata* et *Protopeneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm ;
- (5) à nouveau des radiolarites rouges, à surface noirâtre due à des oxydes de manganèse ;
- (6) une formation de calcaires gris, à silex, fins à bréchiqes, à oolithes, au sein de laquelle on reconnaît :
 - des calcarénites contenant des Lituolidés, *Protopeneroplis striata* Weynschenk et surtout *Trocholina* gr. *alpina-elongata* très nombreuses ;
 - des calcirudites à lithoclastes calcaires (4 à 5 cm en moyenne), dans un fond de type oosparite. Les lithoclastes sont des micrites, des biomicrites à Radiolaires, et des intrasparites et intramicrosparites à Algues, très probablement du Trias supérieur. La microfaune, présente dans le ciment et au coeur de certaines oolithes, est constituée de *Protopeneroplis striata* Weynschenk et de Foraminifères non déterminés ;
 - des calcarénites à grain fin, riches en oolithes (200 à 300 μ de diamètre), à *Protopeneroplis striata* Weynschenk.

Des difficultés topographiques et tectoniques ne permettent pas de poursuivre cette coupe vers les niveaux de base de la série jurassique.

c. CONCLUSIONS.

Les observations effectuées dans la vallée à l'Est d'Anavra et sur le flanc occidental du mont Meterizia, permettent de préciser la stratigraphie des niveaux supérieurs de la série jurassique de l'unité du Garmenî Rachi. Elles montrent notamment l'existence de niveaux calcaires datés du Dogger-Malm, au sein des radiolarites sommitales, dont certaines sont dues à des répétitions d'ordre tectonique, alors que d'autres sont de véritables récurrences intercalées normalement dans la série. Ces observations ne permettent donc pas de choisir entre les diverses solutions présentées dans le cas de l'ensemble calcaire supérieur du mont Meterizia (8, fig. 97 B et C).

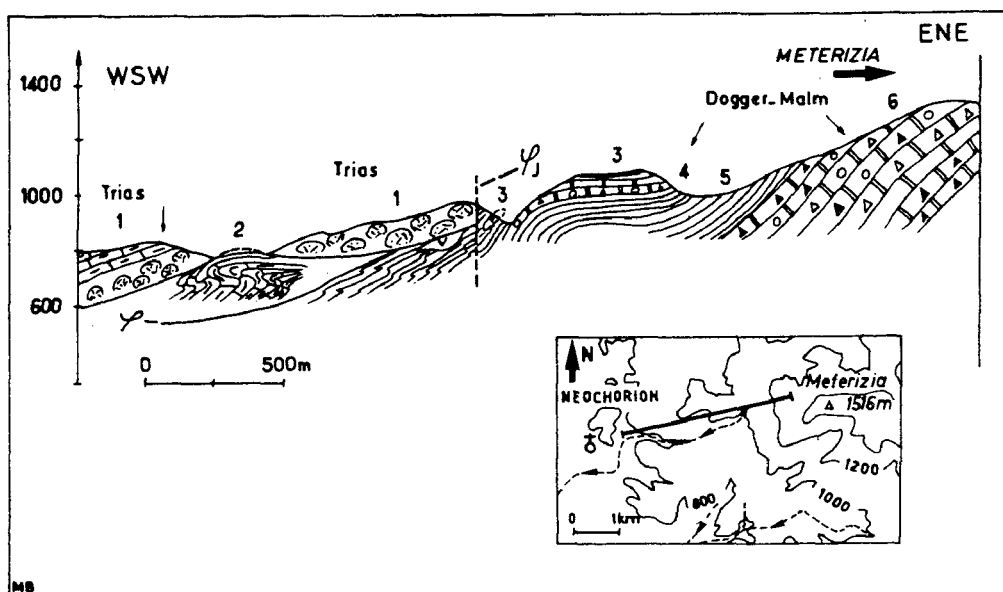


Fig. 99. - Jurassique maliaque. U. de Garmeni Rachi. Coupe sur le flanc occidental du mont Meterizia (Othrys centrale). Jg 3, fig. 89.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

3. COMPLEMENTS.

a. LES AFFLEUREMENTS DU MONT MAVRIKA (1 549 m) : PRESENCE DE JURASSIQUE INFÉRIEUR ?.

Sur les niveaux triasiques (du Carnien supérieur-Norien supérieur) décrits précédemment (fig. 43), on note la présence de calcaires bréchiques ou microbréchiques, gris ou roses, intercalés de calcaires dolomitiques roses, en plaquettes, et de niveaux de jaspes rouges. L'ensemble devient nettement plus gris et moins siliceux au sommet : ce sont alors des intrasparites à Algues et des calcaires microbréchiques polygéniques, dont la position sur les niveaux triasiques et l'absence des faunes habituelles du Dogger-Malm font penser qu'il s'agit du Jurassique inférieur.

b. LES AFFLEUREMENTS DE LA CRETE DU GARMENI RACHI.

Dans le paragraphe consacré au Trias, j'ai décrit, sur le flanc occidental du Garmeni Rachi, des affleurements du Trias inférieur-moyen et du Trias supérieur (fig. 39 et 44). Les termes sus-jacents peuvent être analysés en traversant, en direction de l'Est, la crête même du Garmeni Rachi.

Sur les niveaux triasiques à Conodontes, on observe :

- le Jurassique inférieur (?) : il s'agit d'une formation de calcaires gris, siliceux, fins, à Radiolaires, graveleux ou oolithiques (petites oolithes de 300 à 500 μ de diamètre), à taches vertes (chlorites) ou jaunâtres, ou nettement bréchiques et riches en Algues et petits Foraminifères, dont des Lenticulines et *Ophthalmidium* cf. *martanum* (Farinacci) (?). Ce dernier fossile pourrait correspondre à la forme classiquement observée dans le Lias, et antérieurement nommée *Vidalina martana* Farinacci ; mais son extension ne semble pas être parfaitement définie. Les éléments des brèches sont encore des micrites à Radiolaires, des biosparites à petits Foraminifères, mais aussi des oosparites du Trias inférieur-Anisien (?), et peut-être un morceau de calcaire paléozoïque ;

- le Jurassique moyen-supérieur : formé de calcaires semblables aux précédents mais plus riches en oolithes, de taille moyenne supérieure (1 à 2 mm de diamètre), à *Haurania* n. sp. et *Protopenoplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm.

C. LES AFFLEUREMENTS LES PLUS SEPTENTRIONAUX : LE SECTEUR AU NORD DE LA "FENETRE DE L'OTHRYS".

Les calcaires microbréchiques jurassiques, situés à proximité du mont Fourni (734 m), sont les plus septentrionaux des affleurements de ce type en Othrys.

Il n'est pas possible de les attribuer de façon indubitable à l'unité du Pirgaki ou à celle de Garmeni Rachi ; toutefois, les faciès sous-jacents, calcaro-dolomitiques rouges du Trias supérieur, présentent plus d'affinités avec les niveaux de même âge de l'unité de Garmeni qu'avec ceux de l'unité du Pirgaki. C'est pourquoi je décris les niveaux jurassiques dans ce chapitre, consacré à l'unité de Garmeni Rachi.

On retrouve, sur les niveaux triasiques, des calcaires gris, graveleux, à silex, riches en Algues, surmontés de calcaires microbréchiques à oolithes, du Dogger-Malm, à *Protopeneroptis striata* Weynschenk. Des bancs calcaires, intercalés dans des radiolarites (sus-jacentes ?) ont également livré ce Foraminifère.

D. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DE GARMENI RACHI DANS LE SECTEUR MERIDIONAL DE L'OTHRYS CENTRALE.

Après avoir décrit, en raison de leur importance vis à vis des interprétations tectoniques, les séries jurassiques de la partie orientale de ce secteur (au niveau du mont Sapounas notamment), je donnerai un simple aperçu des séries jurassiques de la partie occidentale comprise entre le village de Neraïda et la vallée de Dristela (Dristelorrema), dans la mesure où ces séries ont été précédemment étudiées par Beck (1972).

1. COUPE SUR LE FLANC SEPTENTRIONAL DU MONT SAPOUNAS (1 435 m) :
(UNITE DE GARMENI RACHI ?).

Ce mont représente l'extrémité sud-orientale de la crête de direction NW-SE qui isole la partie méridionale de l'Othrys centrale du reste du massif.

Une coupe intéressante peut être levée en direction approximativement nord-sud, entre la chapelle Agios Paraskevi au Nord, et le mont Sapounas au Sud, en remontant la vallée où est installée l'un des captages d'eau du village de Neraïda. Du Nord vers le Sud et de bas en haut, on rencontre successivement (fig. 100) :

- (1) une association de roches sédimentaires siliceuses et de roches éruptives, constituée plus particulièrement de radiolarites rouges, à corps de serpentine et de laves violacées basiques, à amygdales de calcite, appartenant peut-être à des écailles tectoniques superposées ;
- (2) un ensemble calcaro-siliceux, à jaspes rouges et calcaires gris ou rouges, à Radiolaires ou filaments (sections d'Halobies ?). Ces derniers ont livré des Conodontes du Trias supérieur (150 m d'épaisseur environ) ;
- (3) 100 à 150 m de calcaires gris, à silex, bien lités. Les niveaux de base sont des sparites à pellets ou/et oolithes à grain fin (diamètre des particules de l'ordre de 200 μ), à *Ophthalmidium* cf. *martanum* (Farinacci) et *Involutina liassica* (Jones) très petite, au coeur d'oolithes. On peut considérer qu'il s'agit là du Jurassique inférieur, mais ces formes pourraient être remaniées ;
- (4) des radiolarites rouges, plissées, dont l'épaisseur ne peut être évaluée avec précision (100 m environ ?) ;
- (5) des calcaires gris, à silex (200 m environ), alternativement fins, microbréchiques et bréchiques, à débris de roches calcaires et grosses oolithes. Des niveaux d'oosparites à extraclastes ont livré *Protopeneroptis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm ;
- (6) des radiolarites rouges qui surmontent les calcaires précédents, puis la coupe devient plus difficile à interpréter.

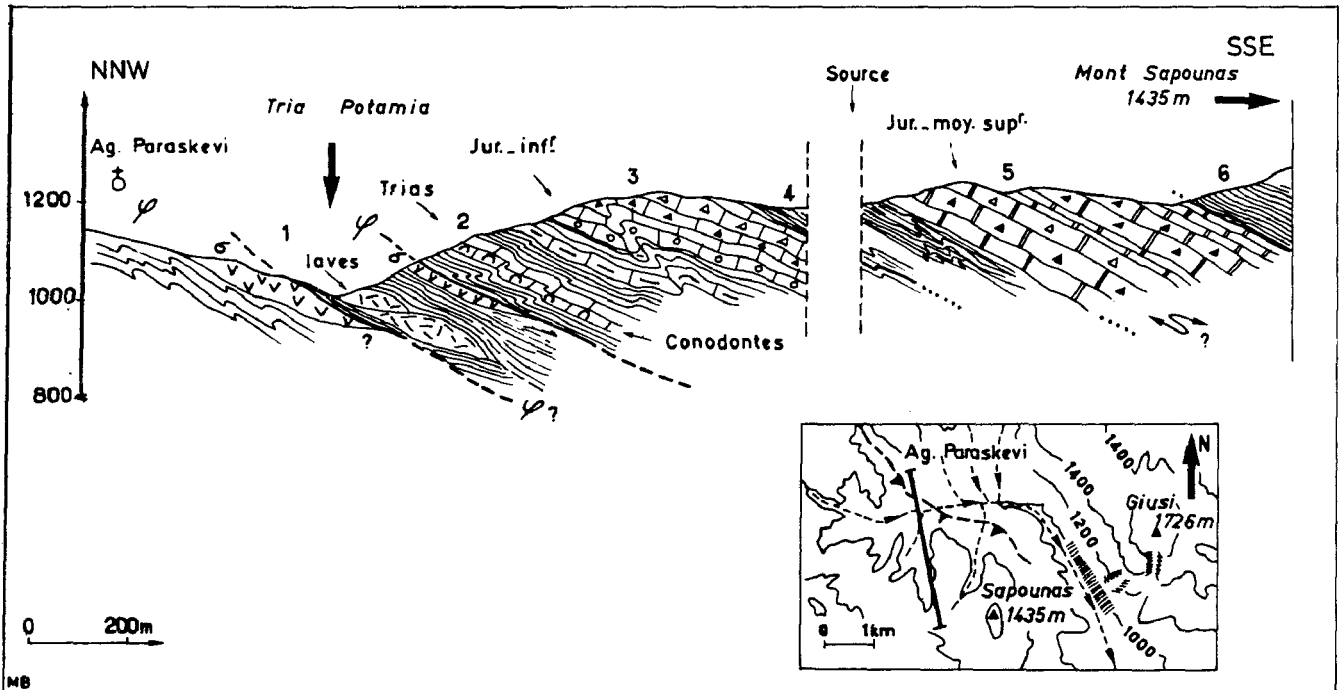


Fig. 100. - Jurassique maliaque. U. de Garmeni. Coupe du mont Sapounas (Othrys centrale). Jg. 4, fig. 89.
Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Cette coupe montre non seulement des calcaires siliceux du Dogger-Malm (5), mais aussi des calcaires siliceux sous-jacents qui pourraient représenter le Jurassique inférieur (3) à *Involuntina liassica*, ce qui constitue, malgré une certaine imprécision due à la possibilité de remaniements, la meilleure datation du Lias que j'aie pu obtenir dans ce type de série en Othrys.

2. COMPLEMENTS : APERCU SUR QUELQUES AFFLEUREMENTS D'INTERPRETATION INCERTAINE.

a. LE SECTEUR DE NERAIDA.

J'ai décrit précédemment (2, fig. 93), des alternances calcaro-siliceuses à *Protopenneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm, sous des klippes triasiques (unités de Loggitsion) dans la crête du Megali Rachi, que j'ai attribuées, à titre d'hypothèse, à l'unité de Garmeni Rachi.

Les calcaires jurassiques à *Protopenneroplis striata* du mont Kerassia, situé au Nord de Neraida, peuvent être attribués, pour des raisons comparables (position par rapport aux klippes de Loggitsion), à la même unité de Garmeni Rachi.

b. LE SECTEUR ENTRE LA VALLEE DE NERAIDA ET CELLE DE DRISTELA (DRISTELORREMA).

Beck (1972) a mis en évidence le Dogger-Malm à *Protopenneroplis striata*, dans des faciès semblables à ceux que nous venons de décrire : dans le mont Rongia (au Sud du point coté 867 m), au mont Spilia (sur le flanc occidental de la Dristelorrema), et surtout sur le flanc oriental du mont Pende Adelfia, au Nord de Styliis.

La coupe figurée par cet auteur (Beck, 1972 ; fig. 7, p. 13) montre une série jurassique dont les termes inférieurs calcaires reposent sur des radiolarites, qui recouvrent elles-mêmes des roches éruptives microgrenues à pyroxène et olivine.

Nisbet (*in* Smith *et al.*, 1975) attribue au contraire cette série à la "Tsudi sequence" (équivalent approximatif de la série de Loggitsion).

Pour ma part, ayant repris l'étude de ce secteur particulièrement couvert (ce qui explique les divergences d'opinion), il m'est apparu que, contrairement aux interprétations antérieurement proposées, il ne s'agissait pas d'une série continue, mais de la juxtaposition de deux unités tectoniques distinctes, très probablement séparées par une grande faille verticale ; en effet :

- les calcaires gris, massifs, du Jurassique, qui affleurent dans les carrières au Nord du village de Stylis, où ils forment de très beaux plis à déversement sud ouest, présentent des faciès très caractéristiques des séries de type Pirgaki, ou mieux Garmeni Rachi ;

- les laves, radiolarites et calcaires siliceux, présents sur le bord de la piste Stylis-Neraïda (au niveau de la carrière de radiolarites utilisées pour le remblai de la piste), constituent en revanche un témoin de l'unité de Loggitsion, ayant livré des Conodontes du Trias supérieur.

E. ESSAI D'INTERPRETATION DE L'ENSEMBLE DETRITIQUE CARBONATE JURASSIQUE.

Les coupes décrites ci-dessus montrent que les séries jurassiques des unités de Pirgaki-Garmeni Rachi sont essentiellement représentées par une association de calcaires siliceux, fins, de calcarénites riches en oolithes, ou plus nettement microbréchiques et de calcirudites (brèches).

1. AGE DE LA FORMATION.

Cette formation, dite "Formation de Meterizia" (Smith *et al.*, 1975), est datée à sa base, localement au moins, du Trias supérieur par des Conodontes (unité de Garmeni Rachi), mais il semble qu'elle puisse commencer dans le Jurassique inférieur (*cf.* série du Pirgaki). Elle se termine dans le Dogger-Malm, et plus probablement dans le Malm, à *Protopeneroptis striata* (fréquent), *Conicospirillina basiliensis* (rare : secteur de Paleokerassea), grandes Trocholines (abondantes) et débris de *Cladocoropsis*. Des sections de *Paraurgonina caelinensis* ou *Kilianina rahonensis*, malheureusement difficiles à déterminer, sont en faveur de cet âge jurassique supérieur.

Deux ensembles peuvent être plus ou moins arbitrairement distingués dans la partie jurassique de la Formation de Meterizia :

- un ensemble supérieur, daté du Dogger-Malm par l'abondante microfaune citée ci-dessus ;

- un ensemble inférieur, compris entre des calcaires à Conodontes du Trias supérieur (daté localement du Norien terminal) et les calcaires sus-jacents du Dogger-Malm. Il représente donc très probablement le Jurassique inférieur et accessoirement le Trias terminal et la base du Dogger-Malm. Il semblerait que cet ensemble inférieur soit plus riche en éléments algaires isolés que les carbonates sus-jacents.

2. EPAISSEUR.

L'épaisseur de cette formation est en général difficile à déterminer du fait du manque de niveaux repères et d'une tectonisation intense de l'ensemble, pouvant amener soit des réductions d'épaisseur (coupes du secteur de Pelasgia ?), soit des accroissements par redoublements consécutifs à des plis (Giusi, Anavra).

De bonnes estimations peuvent être obtenues sur la transversale septentrionale :

- *unité de Garmeni Rachi* (secteur Meterizia-Anavra) : 250 à 300 m pour l'ensemble de la formation, soit 200 à 250 m pour la partie jurassique. Cette épaisseur peut être accrue si on ajoute les niveaux calcaires surmontant les radiolarites rouges du Dogger-Malm ; ces niveaux sont, dans la plupart des cas, des récurrences stratigraphiques, mais on ne peut exclure localement la présence de répétitions tectoniques (*cf.* problème des coupes dans le massif Kazarma-Meterizia ; fig. 97).

A l'Ouest de Neraïda, la base de la série jurassique n'est jamais exposée : il est donc impossible d'y déterminer l'épaisseur de la "Formation de Meterizia", mais celle-ci est au moins de 100 à 150 m (*cf.* au Nord de Stylis par exemple) :

- *unité du Pirgaki* :

- dans le secteur septentrional des monts Giusi-Pirgaki, une épaisseur comparable à la précédente peut être retenue : 200 à 250 m pour le seul Jurassique. Les épaisseurs énormes observées sur le mont Giusi ne doivent pas faire illusion, car des plis couchés à flanc inverse cisailé affectent l'ensemble ;

- dans le secteur méridional, l'évaluation des épaisseurs est encore plus imprécise :

+ à l'Ouest de la rivière Kanala, sur le flanc occidental du mont Migdalia, l'ensemble jurassique calcaire a environ 100 m d'épaisseur (jusqu'à 150 m maximum ?) ;

+ à l'Est de cette même rivière Kanala, les épaisseurs maximales observées sont de l'ordre de 50 m (*cf.* Spartiorrema). Même en tenant compte d'éventuelles réductions d'épaisseur d'origine tectonique, les épaisseurs restent inférieures dans ce secteur méridional de l'Othrys orientale.

3. LITHOLOGIE.

a. CARACTERISTIQUES D'ENSEMBLE.

La partie jurassique de la "Formation de Meterizia" est constituée, pour l'essentiel, de calcaires gris, plus ou moins siliceux, à grain fin (micrite), ou plus souvent nettement détritiques. Les bancs les plus grossiers ont des épaisseurs d'ordre métrique (1 à 5 m), alors que les bancs à grain fin sont d'ordre décimétrique (10-30 cm). Des niveaux métriques pélitiques s'intercalent localement dans l'ensemble carbonaté.

Les principales variations faciologiques concernent :

- la base de l'ensemble (passage Trias-Jurassique) : niveaux carbonatés rouges et bréchiques dans l'unité de Garmeni Rachi, calcaires siliceux gris dans le Pirgaki par exemple ;

- l'apparition de niveaux plurimétriques pélitico-siliceux, jaunes ou rouges, à la base du tiers supérieur de l'ensemble dans l'unité de Garmeni Rachi. Ces niveaux contiennent localement des calcaires à oolithes complètement silicifiés.

Il existe probablement d'importantes variations d'épaisseur des récurrences calcaires dans les radiolarites sommitales, mais la possibilité de répétitions tectoniques rend très hypothétique les différentes conclusions envisageables.

b. LES NIVEAUX CARBONATES FINS.

Ce sont des bancs peu épais (10 à 30 cm) de micrite, parfois à Radiolaires. Ils sont assez peu représentés, mais sur le terrain, les niveaux de calcarénite à grain très fin peuvent être confondus avec ces micrites.

c. LES NIVEAUX CARBONATES DETRITIQUES.

Il s'agit de calcarénites, le plus souvent de type microbréchique, et de calcirudites (brèches). Certains bancs contiennent des éléments détritiques nettement roulés (unité de Garmeni Rachi surtout) et une partie importante des calcarénites peut être formée d'oolithes, apparemment transportées, mais qui donnent à la roche un faciès d'oosparite.

c1. La phase interstitielle (ciment, matrice).

Elle correspond, dans la majorité des cas (90 % environ), à de la calcite "cristalline" d'aspect hyalin de type sparite.

Très rarement, de la calcite microcristalline (micrite) unit des oolithes ou à la rigueur quelques lithoclastes.

Enfin, certains niveaux de calcirudites montrent des lithoclastes carbonatés, liés entre eux par de l'oosparite (oolithes dispersées dans un ciment sparitique) ; mais il est possible que les oolithes aient subi un transport de même nature que les lithoclastes.

c2. Les éléments figurés.

On peut distinguer parmi ceux-ci :

- des fragments lithiques (lithoclastes), carbonatés le plus souvent, provenant de séries différentes (pélagoniennes par exemple) ou de faciès parfois proches des séries hôtes ;
- des "allochèmes" carbonatés (oolithes, bioclastes, etc...) ;
- des minéraux (rares), dont une partie d'origine authigène peut être développée sur les lithoclastes.

Dans les calcirudites, les lithoclastes ont une taille de l'ordre de 2 mm à 2 cm, mais ils peuvent atteindre, localement, plusieurs décimètres. Des éléments de 10, 20 et même 50 cm ont été observés (radiolarites, près du mont Valsera).

Price (1977) a fait une étude semi-quantitative de la distribution de ces éléments figurés dans la "Formation de Meterizia", près d'Anavra (fig. 101). Les grandes lignes qui se dégagent de cette analyse restent valables pour l'ensemble des formations observées, sauf peut-être pour les séries à l'Est de Pelasgia, d'épaisseur d'ailleurs très réduite.

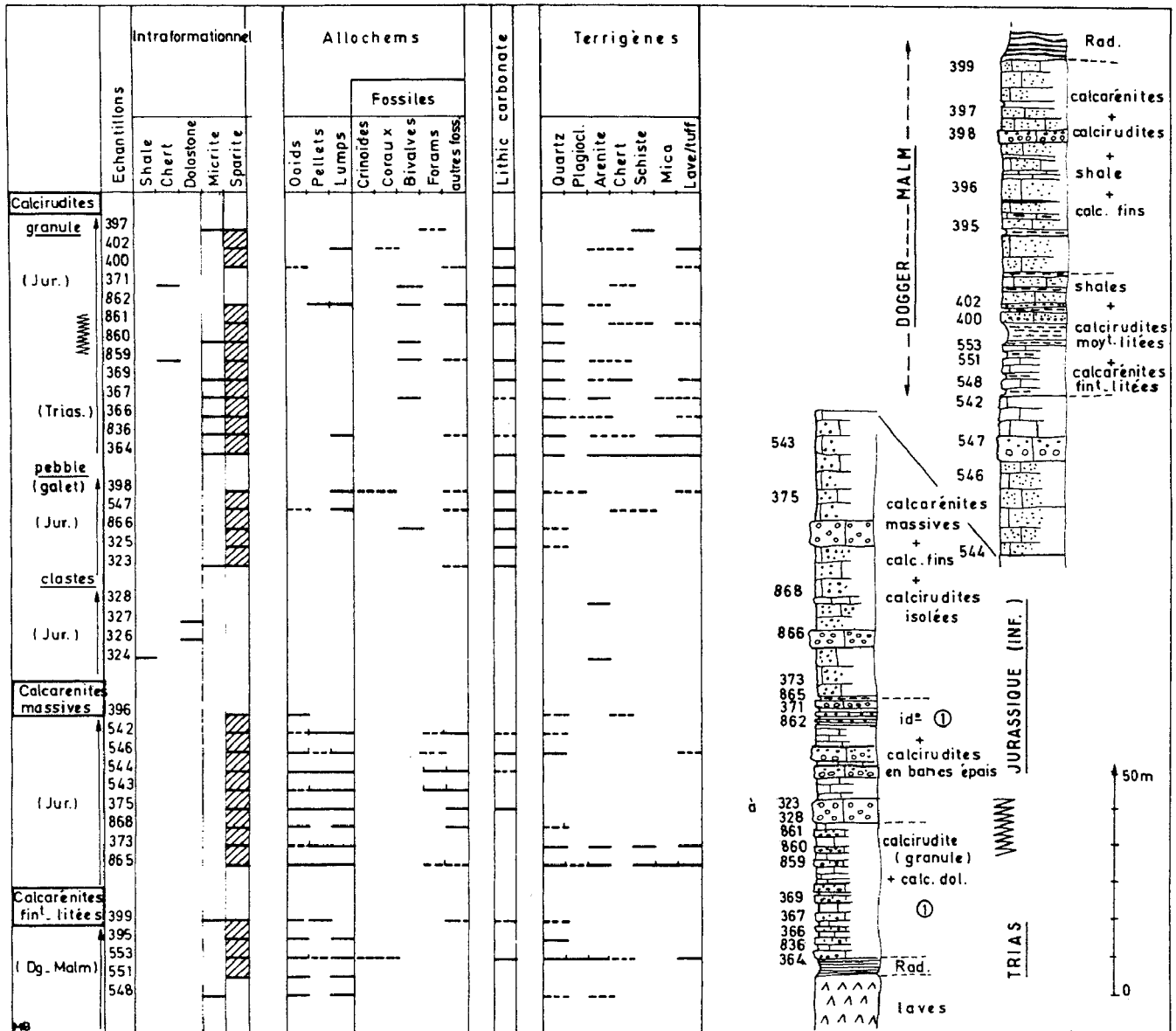


Fig. 101. - Analyse des composants des calcirudites et calcairénites de la série de Garmeni Rachi. D'après Price, 1977, légèrement modifié (ordre des faciès, âges des niveaux).

Pour ma part, j'essaierai de définir l'origine des différents éléments observés, en fonction des connaissances acquises sur les séries du secteur étudié, et élargirai l'analyse aux différents secteurs d'affleurements de la "Formation de Meterizia".

c2.1. Les éléments non carbonatés.

Ils s'observent surtout dans la base, en partie triasique, de la "Formation de Meterizia". Ce sont des fragments de grès, grès calcareux, de roches siliceuses et de roches effusives, semblables à celles que l'on rencontre dans les formations du Trias inférieur-moyen de ces mêmes unités de Garmeni Rachi-Pirgaki.

Les minéraux reconnus sont : quartz, plagioclases et chlorites, dont certains, d'origine authigène, sont développés dans des lithoclastes carbonatés.

c2.2. Les éléments carbonatés.

c2.2.1. Débris lithiques carbonatés.

Age : ces lithoclastes sont le plus souvent du Trias supérieur, mais des fragments plus anciens (werféno-anisiens et même paléozoïques (?)) et plus récents (liasiques et Jurassique moyen-supérieur), ont été reconnus.

Les fragments de faciès werféno-anisiens (oosparite) et paléozoïques (?) n'ont été observés que dans l'unité du Garmeni Rachi (secteur Anavra-Meterizia). Ces éléments pourraient en fait provenir des brèches surmontant l'Anisien franc de cette unité, et n'indiqueraient pas, dans ce cas, un niveau d'érosion particulier au cours du Jurassique.

Diversité et origine des fragments lithiques carbonatés :

- certains éléments proviennent -ou semblent provenir- des séries de même type que celles qui les contiennent : c'est le cas des oosparites du Trias inférieur-moyen, remaniées dans le Trias supérieur-Jurassique de l'unité de Garmeni Rachi ;

- la plupart des éléments provient de séries différentes de celles qui les contiennent. Par ordre d'abondance décroissant (déterminés d'après les échantillons recueillis, avec les incertitudes que cela comporte), on peut citer :

- + des calcaires à Involutines du Trias supérieur, de type biomicrite, plus ou moins recristallisés, semblables aux calcaires de type pélagonien de la série du Messovouni.
Répartition : toutes les séries, et plus particulièrement celles du Giusi-Pirgaki ;
- + des calcaires à Algues (biosparites) et des biomicrosparites à Involutines, de même type que ceux de l'unité de Chatala.
Répartition : surtout dans l'unité de Pirgaki (séries des monts Migdalia, Giusi et Pirgaki) ;
- + des calcaires à débris d'Echinodermes : ils sont d'aspect varié, mais certains correspondent incontestablement à des fragments de calcaires liasiques condensés à Lagénidés et *Involutina liassica* (à l'Est de Paleokerassea, dans le Mega Kotroni par exemple).
Répartition : surtout dans le secteur méridional et oriental de l'unité du Pirgaki ;
- + de nombreux fragments de micrites sont présents, mais ils correspondent très probablement à des niveaux différents : ce sont des micrites à Radiolaires et/ou à filaments (unité de Garmeni Rachi surtout), des micrites à Ostracodes (de type pélagonien), des micrites à Protoglobigérines (Dogger-Malm de type Strimbes, pélagonien) et surtout des micrites sans aucun élément particulier ;
- + d'autres fragments : quelques lithoclastes d'oosparites, de biomicrosparites à grandes Trocholines (de type pélagonien), des biosparites à Foraminifères encroûtants (type Trias-Lias de l'unité de Chatala), etc...

c.2.2.2. Les "allochèmes" (carbonatés).

Les principaux *fragments isolés d'organismes* proviennent d'Echinodermes, de Madréporaires, de Lamellibranches et surtout d'Algues fréquentes dans la partie inférieure, supposée liasique, de la "Formation de Meterizia".

De nombreux Foraminifères, isolés ou formant le nucléus d'oolithes, sont présents surtout dans la partie supérieure du Dogger-Malm (cf. âge de la Formation).

Pellets et petits grains micritiques : ils sont bien représentés dans certaines calcarénites à grain fin. L'origine de ces grains n'est pas toujours claire : certains sont de toute évidence, des débris lithiques micritiques ou des particules (oolithes par exemple) micritisées. La notion d'intraclastes n'est pas très adaptée à la caractérisation de ce type de dépôt.

Oncolithes et oolithes : ces particules (et notamment les oolithes) sont très fréquentes. Les oolithes (100 μ à 1 mm) ont en général une dimension plus faible que les oncolithes associés (de l'ordre de 1 à 2 mm). La distinction entre ces deux catégories de particules est assez malaisée en Othrys orientale (à l'Est de Pelasgia), en raison de leur recristallisation et du développement d'une schistosité.

Dans les unités de Garmeni Rachi et du Pirgaki, les oolithes sont surtout abondantes dans la moitié supérieure de la "Formation de Meterizia", d'âge dogger-malm. Toutefois, dans l'unité de Pirgaki, il existe des niveaux riches en oolithes dès le Jurassique inférieur (supposé).

Ces oolithes sont parfois nettement remaniées, dans les niveaux riches en lithoclastes notamment ; elles sont parfois brisées, mais surtout elles ont subi un tri qui conduit à la formation de calcarénites à grain homogène, même dans le cas d'un mélange de lithoclastes et d'oolithes. C'est là l'indice d'un transport important par des courants, de quelque nature qu'ils soient.

En revanche, certains bancs sont de véritables oosparites, à fossiles spécifiques, tels *Hauranica* n. sp., et si la taille des oolithes est effectivement homogène, les indices d'un transport sont peu évidents au niveau de l'échantillon. Naturellement, la nature des roches voisines, calcaro-siliceuses à Radiolaires et surtout détritiques à éléments carbonatés de plate-forme, plaident également en faveur d'un remaniement identique de ces particules oolithiques. De telles particules sont effectivement connues dans le Lias supérieur-Dogger des unités pélagoniennes d'Othrys centrale ; pour les niveaux plus anciens, où elles sont d'ailleurs plus rares, l'origine n'a pu être précisée.

d. AGENCEMENT DES PARTICULES.

Les structures sédimentaires, les plus remarquables sur le terrain, sont les granoclassements verticaux, soit progressifs, soit lit par lit. La signification de ces structures sera discutée ci-dessous.

4. SIGNIFICATION DE LA "FORMATION DE METERIZIA".

La signification d'ensemble de cette Formation carbonatée paraît claire : elle représente une zone d'accumulation de débris provenant d'une plate-forme néritique et de sa bordure, sur une pente et au pied de celle-ci, assurant la transition vers une zone plus profonde, et surtout plus éloignée de la plate-forme. Il s'agit en l'occurrence de la transition Pélagonien-Maliaque, ce que confirme l'analyse des éléments carbonatés observés, provenant surtout des niveaux de même nature que ceux de l'unité pélagonienne du Messovouni et de l'unité de transition de Chatala. Ce type d'interprétation est le même que celui que l'on peut faire pour les séries du Koziakas ou du Vardoussia (transition Parnasse-Pinde dans ce dernier cas).

La détermination du sens de cette (paléo-)pente est moins évidente : la taille moyenne des éléments des rudites semble plus importante dans l'unité de Pirgaki que dans l'unité de Garmeni Rachi. De même, la fréquence des rudites par rapport aux calcarénites semble être plus importante à l'Est (Othrys orientale, sauf la Spartiorrema) qu'à l'Ouest (secteur d'Anavra), tout comme la valeur maximale de la taille des lithoclastes observés dans la "Formation de Meterizia".

Même si ces estimations -fondées sur des observations de terrain et l'analyse d'échantillons récoltés et non pas sur une analyse statistique rigoureuse- ont quelque valeur, elles ne permettent pas de conclure quant à la (paléo-)pente, car elles relèvent surtout de la comparaison de secteurs appartenant à des unités tectoniques différentes : le secteur d'Anavra (unité de Garmeni Rachi) et le secteur des monts Pirgaki-Giusi, du mont Migdalia et de l'Othrys orientale (unité du Pirgaki).

Les variations de taille des éléments, au sein de chacune de ces unités, ne peuvent être définies sans études statistiques préalables, en admettant en outre que les corrélations stratigraphiques soient suffisamment précises pour que ces comparaisons soient valables.

En revanche, les variations d'épaisseur de l'ensemble de la Formation semblent plus nettes, même au sein d'une seule unité. Dans celle de Pírgaki, cette épaisseur augmente vers l'Ouest et peut-être même vers le Nord-Ouest (de l'Est de Pelasgia au massif du Gíusi-Pírgaki, en passant par le flanc occidental du mont Migdalia).

Si l'on admet l'hypothèse du "cône sous-marin", il paraît logique de considérer que l'unité du Pírgaki, qui est plus basse structuralement que celle de Garmeni Rachi, représente la partie proximale (par rapport au continent) de ce cône. Dans cette hypothèse, la partie peu épaisse du cône, située à l'Est de l'Othrys orientale, représenterait la partie la plus proche du "continent", c'est-à-dire de la plate-forme pélagonienne, qui borderait ainsi le bassin maliaque à l'Est.

Cependant, le problème n'est pas aussi simple, car :

- en Othrys orientale, l'unité du Pírgaki n'est pas surmontée clairement par une unité de type Garmeni Rachi, mais surtout par des unités de Loggítsion ;

- si l'on admet l'existence de failles listriques et la possible rotation de blocs lors de la formation de la marge pélagono-maliaque, des contre-pentes et des bassins isolés ont pu prendre naissance, si bien que les faibles épaisseurs observées pourraient ne représenter que les parties surélevées -distales- de ces blocs, ce qui s'accorderait avec une marge pélagono-maliaque s'approfondissant globalement vers l'Est.

Une étude détaillée des caractéristiques sédimentologiques de la "Formation de Meterizia", fondée sur les travaux de Middleton et Hampton (1973), Walker et Mutti (1973) et Walker (1975), a été effectuée par Price (1977). Malheureusement, ce dernier considère, à la suite de Smith et al. (1975), que cette "Formation" n'existe que dans le secteur Meterizia-Gíusi, et établit ses conclusions sur la seule analyse des affleurements du secteur d'Anavra (unité de Garmeni Rachi). Malgré ces réserves, on peut retenir de cette étude un certain nombre de faits :

- la "Formation de Meterizia" représenterait un cône sous-marin (deep-sea-fan) ;

- trois principaux faciès la composeraient : des calcarénites massives dépourvues de structures sédimentaires, des calcarénites finement litées et des calcirudites mieux organisées. Ces dernières auraient été transportées par des courants de gravité (gravity-flows), constitués d'une zone à haute concentration en débris, surmontée d'une zone peu épaisse de turbulence, en amont (formation des conglomérats), qui se développerait vers l'aval en un véritable courant de turbidité (calcarénites bien litées) avec des transitions donnant naissance aux "grit-facies" entre ces extrêmes. En revanche, les calcarénites massives, peu structurées, relèveraient d'un transport de type "grain-flows" sans précisions supplémentaires, peut-être associé à des phénomènes d'avalanches de sables et des glissements de pente.

La présence de débris lithiques particuliers (grès, roches éruptives, roches métamorphiques) dans les calcirudites et les calcarénites finement litées, inconnus -selon Price- dans les calcarénites massives, ainsi que les différences d'organisation interne au sein de ces deux ensembles, conduisent Price à envisager des origines différentes pour ces deux ensembles de sédiments. Les premiers auraient transité par une sorte de canyon, ayant atteint, par érosion, des couches anciennes, alors que les seconds (calcarénites massives) suivraient des "conduits séparés" de faible dimension n'affectant que la bordure de la plate-forme.

Je ne peux ni confirmer ni infirmer cette dernière conclusion, toutefois, le caractère restreint du secteur analysé donne à cette interprétation une valeur limitée. Il semble en effet surprenant de constater que, quel que soit le secteur considéré des unités de Pírgaki-Garmeni (sauf peut-être à l'Est de Pelasgia), les mêmes associations de faciès peuvent être observées, avec simplement des variations dans les rapports entre ceux-ci, naturellement. Cela semble indiquer des relations constantes entre les particules détritiques qui semblent difficile à envisager dans l'hypothèse d'origines différentes.

L'hypothèse d'un cône sous-marin reste pourtant intéressante, même si elle est en partie basée sur des faits erronés, tels que la forme en croissant des affleurements de la "Formation de Meterizia", ou l'existence d'un hiatus au niveau du Gíusi dans la plate-forme pélagonienne, supposée continue du Nord (fenêtre de l'Othrys) au Sud (Migdalia-Gortses), où il s'agit en fait d'affleurements de l'unité du Pírgaki. En effet, elle permet d'expliquer en partie la disparition relativement rapide au Nord de l'Othrys, et peut-être vers le Sud (Eubée, par exemple) de la "Formation de Meterizia".

F. LE JURASSIQUE DES UNITES DE PIRGAKI-GARMENI RACHI : CONCLUSIONS.

Les terrains jurassiques des unités de Pírgaki-Garmeni Rachi représentent une part importante des affleurements du massif de l'Othrys, dont ceux qui constituent le point culminant (mont Giusi, 1 726 m).

Deux formations lithologiques principales peuvent y être distinguées (fig. 102) :

- une formation carbonatée détritique, où l'on note des calcaires siliceux fins (micrites), des calcarénites (microbrèches surtout), des calcirudites (brèches essentiellement), riches en oolites et lithoclastes (extraclastes) provenant des unités tectoniques actuellement sous-jacentes (unités de Chatala et surtout pélagoniennes) ;

- des radiolarites, plus ou moins pélitiques, rouges. Les datations obtenues sur Radiolaires et Foraminifères indiquent le Malm. Les radiolarites peuvent passer, vers le haut, aux formations chaotiques "volcano-détritiques", mais ces dernières ne sont présentes qu'en certains secteurs, près de Paleokerassea par exemple (crête du Mega Kotroni, flanc occidental du mont Migdalia, etc...).

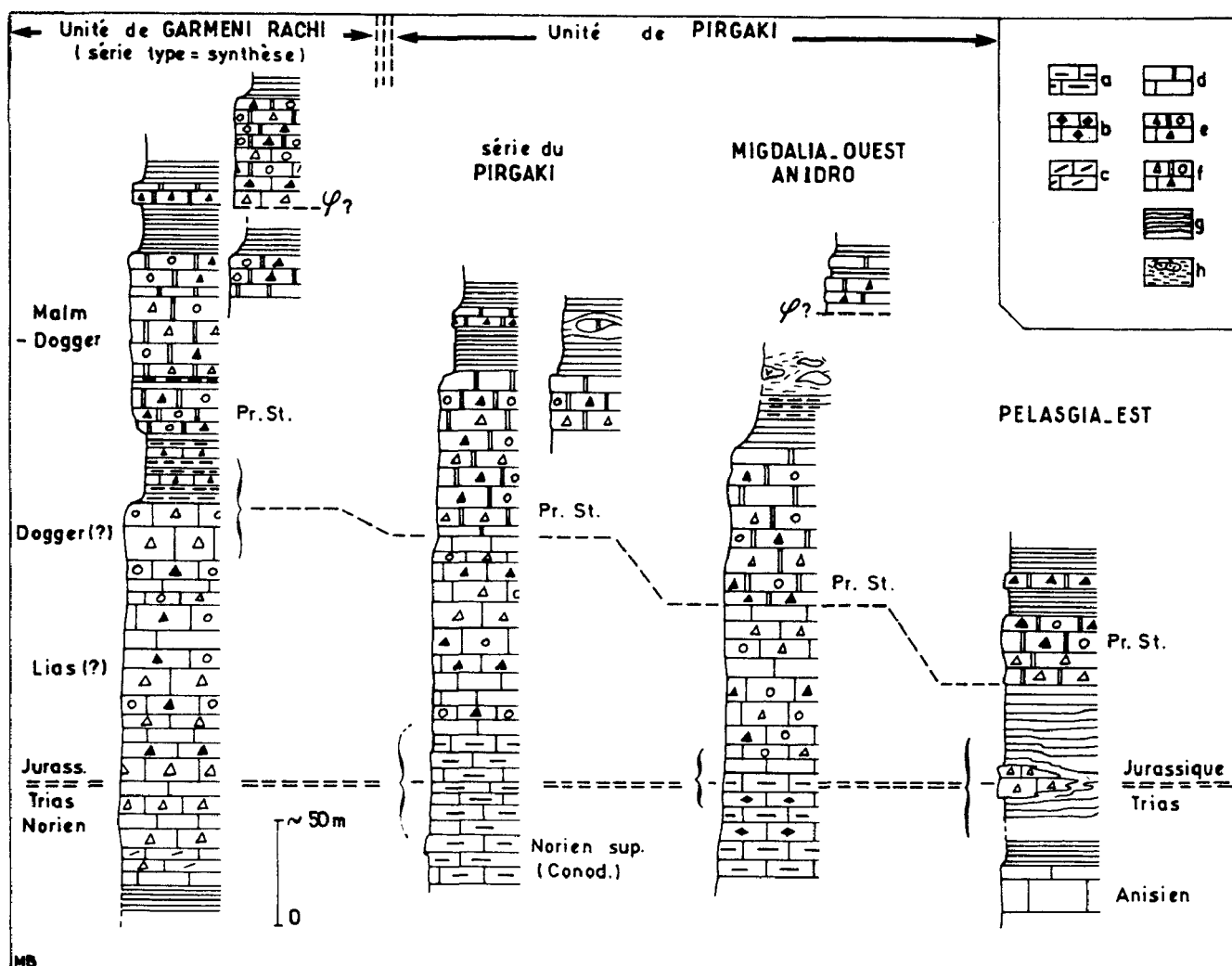


Fig. 102. - Jurassique maliaque. Principales séries jurassiques des unités du Pírgaki et Garmeni Rachi.

a à f. Calcaires (double barre : apparition observée de *Protopenneroplis striata* (Pr. st.) du Dogger-Malm). - a. siliceux. - b. graveleux ou bioclastiques. - c. dolomitiques. - d. fins. - e. calcarénites à extraclastes (microbrèches) et oolites. - f. calcirudites à extraclastes (brèches) et oolites. - g. radiolarites. - h. formation chaotique à blocs ("Volcano-Détritique").

La formation calcaro-siliceuse clastique dite "Formation de Meterizia" (Smith *et al.*, 1975) marque une transition entre les séries pélagoniennes et les séries maliaques de type Loggitsion (*cf.* paragraphe suivant), et correspond très certainement à une partie du talus reliant la plate-forme néritique (Pélagonien) au bassin profond (Maliaque). La "Formation de Meterizia" peut être assimilée à un "cône sous-marin" (Price, 1977).

La partie distale, la plus profonde, de cet ensemble clastique, est probablement représentée dans l'unité de Garmeni Rachi, alors que sa partie proximale le serait dans l'unité de Pirgaki. Malheureusement, et indépendamment du fait que les limites des unités sont difficiles à définir, les variations de faciès au sein de chacune des unités ne permettent pas de déterminer de façon certaine le sens de la paléo-pente formant la transition entre les zones pélagonienne et maliaque. Il semblerait que, dans l'unité du Pirgaki, la zone d'alimentation ait pu être située à l'Est, mais c'est là une conclusion très hypothétique, dans la mesure où elle est fondée sur des variations d'épaisseur globale et de granulométrie qui pourraient être liées à des conditions locales (structures transverses, rotations de blocs ; *cf. supra*, paragraphe E, 4).

L'apparition d'une sédimentation radiolaritique au cours du Malm est comparable au changement de sédimentation déjà signalé pour les séries pélagoniennes. Il annonce l'arrivée des ophiolites (approfondissement et/ou enrichissement du milieu en silice, variations de la C. C. D., etc...).

Des récurrences décamétriques de calcaires microbréchiques s'intercalent dans les radiolarites supérieures et montrent ainsi la permanence, tout au long du Jurassique, des conditions régissant les relations entre la plate-forme pélagonienne et le bassin maliaque.

Les séries équivalentes sont-rares en Grèce. Des affinités de faciès existent avec certaines séries jurassiques, assurant également la transition plate-forme-bassin profond, mais cela ne signifie pas qu'elles soient homologues ; c'est le cas :

- de la série du Vardoussia, marquant la transition entre Parnasse et Pinde (Celet, 1962, 1979 ; Ardaens, 1978 ; Celet *et al.*, 1978) ;

- de la série du Koziakas, dont la signification précise reste à déterminer (*cf.* Jurassique du Koziakas) (Aubouin, 1959 ; Ferrière, 1974 c ; Jaeger, 1980).

Cette absence, dans l'état actuel des connaissances, de séries équivalentes dans des secteurs homologues des zones internes tels que l'Eubée, où des séries maliaques ont été signalées (Katsikatsos, 1979 ; Courtin et Ferrière, sous presse), conforte l'hypothèse des "cônes sous-marins" très développés en certains endroits et quasiment absents dans des secteurs proches, en fonction des voies d'alimentation de ces cônes.

V. LE JURASSIQUE DES UNITES DE LOGGITSION

Dans les unités de Loggitsion, les terrains qui surmontent les calcaires siliceux à Conodontes, du Norien, sont essentiellement des pélites au sein desquelles s'intercalent quelques rares bancs de calcaires siliceux, microbréchiques. Je n'ai jamais pu dater le Jurassique dans ces séries ; toutefois, certains bancs de calcaires microbréchiques montrent des fossiles du Trias terminal remaniés, si bien que l'existence de sédiments d'âge jurassique est probable.

Etant donné l'homogénéité d'ensemble des séries rencontrées dans ces unités, je ne détaillerai ici que quelques coupes appartenant à l'Othrys centrale d'une part, et à l'Othrys occidentale d'autre part (fig. 103).

A. LE JURASSIQUE DES UNITES DE LOGGITSION EN OTHRYS CENTRALE : LA COUPE DE NEOCHORION.

Sur le flanc oriental de la colline qui porte le village de Neochorion, on observe particulièrement bien les niveaux supérieurs de l'unité de Loggitsion. Du bas vers le haut et d'Est en Ouest, on relève la succession suivante (fig. 104) :

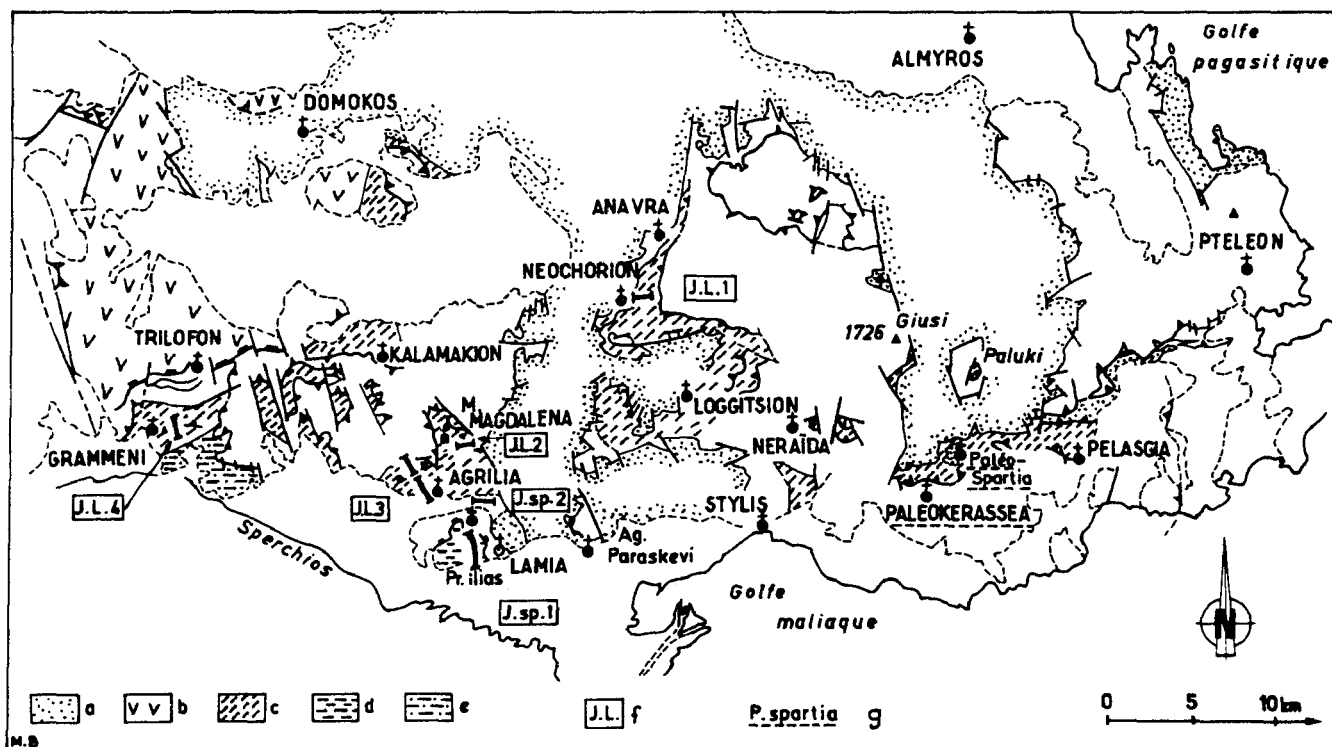


Fig. 103. - Le Jurassique des unités de Loggitsion et des unités situées en bordure du Sperchios (maliaque). Situation des coupes.

a. Crétacé supérieur. - b. ophiolites. - c. unités de Loggitsion. - d. série de Profitis Ilias. - e. série de Kastri. - f. coupes décrites dans le texte (J.L., J.sp.). - J. Jurassique. - L. Loggitsion. - Sp. Sperchios. - g. secteurs cités dans le texte (tirets sous le nom de lieu).

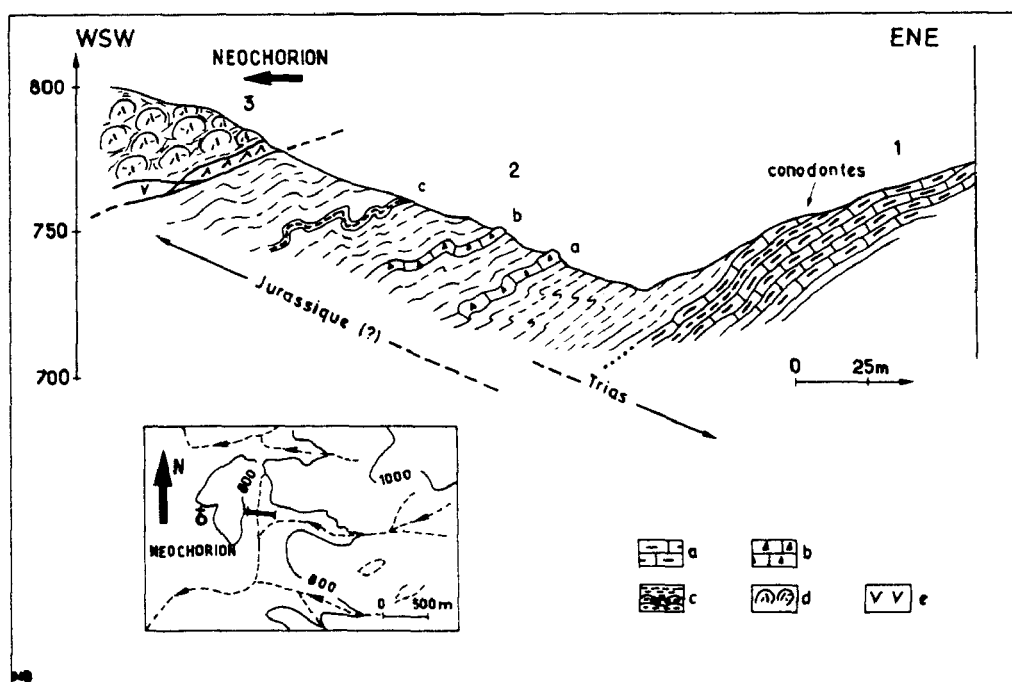


Fig. 104. - Jurassique maliaque. Unités de Loggitsion. Coupe de Neochorion (Othrys centrale NW). JL 1, fig. 103.

Numéros: voir texte. - a. calcaires siliceux. - b. calcaires microbréchiqes. - c. pélites siliceuses rouge lie de vin. - d. pillow-lavas (U. de Fourca). - e. serpentinites.

- (1) les calcaires siliceux, gris, fins, à Conodontes, du Norien, dont les bancs sommitaux présentent des interlits pélitiques de couleur violacée ;
- (2) des pélites (shales) de couleur violacée (100 m environ), à débit en écailles. Des niveaux pélitiques faiblement carbonatés plus résistants (2c) et de rares niveaux de calcaires gris (80 cm à 1,50 m d'épaisseur), à nodules siliceux, de faciès microbréchiques (2a, 2b) soulignent la stratigraphie et permettent d'étudier les déformations tectoniques. Les calcaires à grain fin (100 à 200 μ) sont des intrapelsparites à petits Foraminifères de type *Ataxophragmidiidés*. Les calcaires microbréchiques (particules de 1 à 2 mm maximum) montrent des débris de micrites à Radiolaires ou à filaments, des oolithes remaniées, des éléments d'origine organique, notamment des articles d'Echinodermes et des Algues roulées, ainsi que des petits Foraminifères dont un morceau de *Galeanella panticae* Zaninetti et Brönnimann, très probablement remanié (niveau 2b) ;
- (3) une puissante masse de laves altérées, parfois à structure de pillow-lavas (unité de Fourca), séparée des pélites sous-jacentes par des copeaux de laves et de serpentines qui marquent le contact anormal de base.

Les lavages effectués n'ont pas permis de dater les pélites. La présence de *Galeanella panticae* dans les microbrèches calcaires, et la position de ces pélites sur les calcaires datés du Norien moyen-supérieur, indiquent qu'elles sont au moins du Norien moyen. Etant donné le faible taux de sédimentation admis pour ce type de sédiment, il est raisonnable d'admettre un âge jurassique pour l'essentiel de la formation pélitique. L'absence de fossiles tels que *Protopeperoplis striata*, si fréquent dans les unités sous-jacentes, alors qu'existent des oolithes remaniées par exemple, laisse penser que les niveaux calcaires microbréchiques (2a et 2b) pourraient être antérieurs à l'apparition de ces fossiles dans le domaine considéré, c'est-à-dire antérieurs à une certaine période du Dogger-Malm.

Remarque : les pélites (2) de cette série ont fait l'objet d'une étude détaillée (fig. 57).

B. LE JURASSIQUE DES UNITES DE LOGGITSION EN OTHRYS OCCIDENTALE.

1. L'UNITE INFERIEURE DE LOGGITSION AU NORD DE LAMIA.

a. COUPE A L'EST DU MONASTERE MARIE MADELEINE.

Vers 400 m d'altitude, dans la vallée qui descend vers l'Est à partir du monastère, sous les pillow-lavas triasiques (1) de l'unité supérieure de Loggitsion, affleurent successivement, de haut en bas (fig. 105) :

- (2) des pélites violacées, à débit écaillé, visibles sur une épaisseur de 15 à 20 m ;
- (3) des calcaires gris (5 à 7 m), fins ou graveleux. Ces derniers sont des calcarénites à grain fin (500 μ environ), à débris de micrites, rares oolithes, morceaux d'Algues et petits Foraminifères, dont un très beau spécimen de *Galeanella panticae* Zaninetti et Brönnimann. Cette galéanelle, unique, est bien conservée et rien ne permet d'affirmer qu'elle soit remaniée, si ce n'est -peut-être- le caractère détritique de la roche qui la contient, très différent des "faciès à Galéanelles" de l'unité de Chatala, par exemple ;
- (4) et (5), des pélites violacées (4) dont l'épaisseur ne peut être évaluée, qui surmontent des calcaires siliceux à Conodontes (5), affleurant sur le bord de la grande vallée qui descend du monastère d'Andinitza.

b. COUPE AU NORD D'AGRILIA.

Les niveaux triasiques de l'unité inférieure de Loggitsion, située au Nord d'Agrilia ont été décrits précédemment (fig. 52 et 53). Les terrains qui surmontent les derniers calcaires à Conodontes du Norien supérieur peuvent être observés correctement près du sommet de la colline située au Nord du village d'Agrilia.

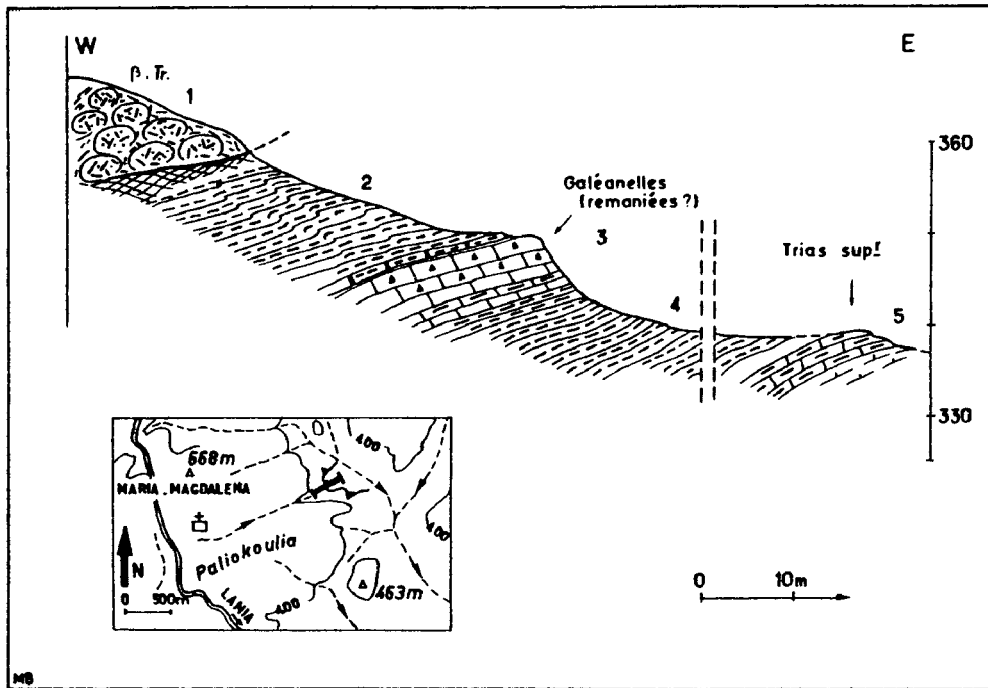


Fig. 105. - Jurassique maliaque. Unités de Loggitsion (Agrilia). Coupe du monastère Maria-Magdalena (Othrys occidentale). JL 2, fig. 103.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Du Sud vers le Nord et de bas en haut, on reconnaît successivement (fig. 106 A) :

- (1) les calcaires à Conodontes du Norien, se terminant par des calcaires violacés, fins ou microbréchiques ;
- (2) 20 à 30 m de jaspes et radiolarites, de couleur rouge vif ;
- (3) un niveau peu épais (10 m ?) de calcaires siliceux, très déformés ;
- (4) quelques mètres de radiolarites et de pélites violacées ;
- (5) 2 à 3 m de calcaires gris, siliceux, microbréchiques, dont la surface supérieure présente un encroûtement riche en silice et en oxydes de fer. Le ciment est parfois jaunâtre et en partie pélitique. Parmi les éléments détritiques (de 3 à 5 mm de diamètre en moyenne), on note des oolithes, des débris d'organismes et surtout des lithoclastes de micrite à Radiolaires, de micrite à "filaments" et de rares intrasparites. On y observe, en outre, *Involutina* sp. et *Trocholina permodiscoïdes* Oberhauser, du Norien-Rhétien, qui sont ici, à l'évidence, remaniés ;
- (6) et (7), des pélites violacées (6), à débit écaillé ou en bancs plus durs, faiblement calcaires, dans lesquelles s'intercalent de rares bancs calcareux gris-vert, riches en lits siliceux. Ces pélites sont recouvertes tectoniquement par des jaspes et des calcaires à Conodontes de l'unité supérieure de Loggitsion (7).

En résumé, les niveaux (2) à (6) de la coupe située au Nord d'Agrilia, sont plus récents que le Norien p.p. ; la partie supérieure de cet ensemble appartient donc très probablement au Jurassique. Toutefois, comme dans les autres coupes, les calcaires microbréchiques ne montrent pas de Foraminifères du Dogger-Malm, tels que *Protopeneroplis striata*.

2. L'UNITE SUPERIEURE DE LOGGITSION AU NORD DE LAMIA.

a. COUPE AU NORD D'AGRILIA.

Cette coupe est la suite, vers le Nord, de la coupe précédente. Du Sud vers le Nord et de bas en haut, on observe (fig. 106 B) :

- (1) les calcaires siliceux à Conodontes ;
- (2) une épaisse formation (50 m) de radiolarites rouges ;
- (3) 15 à 20 m de calcaires siliceux, fins, à Radiolaires, alternant avec des lits pélitiques et siliceux à intercalations de bancs de calcarénites. Ces dernières présentent un ciment jaunâtre, calcaro-pélimitique, qui unit de nombreux petits éléments de micrite pure de 1 mm de diamètre environ et des débris grossiers (2 à 5 mm) de micrite à Radiolaires et filaments ;
- (4) et (5), un ensemble tectonisé, où se mêlent intimement des pélites et des laves (4), en contact par faille inverse ou chevauchement avec les calcaires du Crétacé supérieur (5).

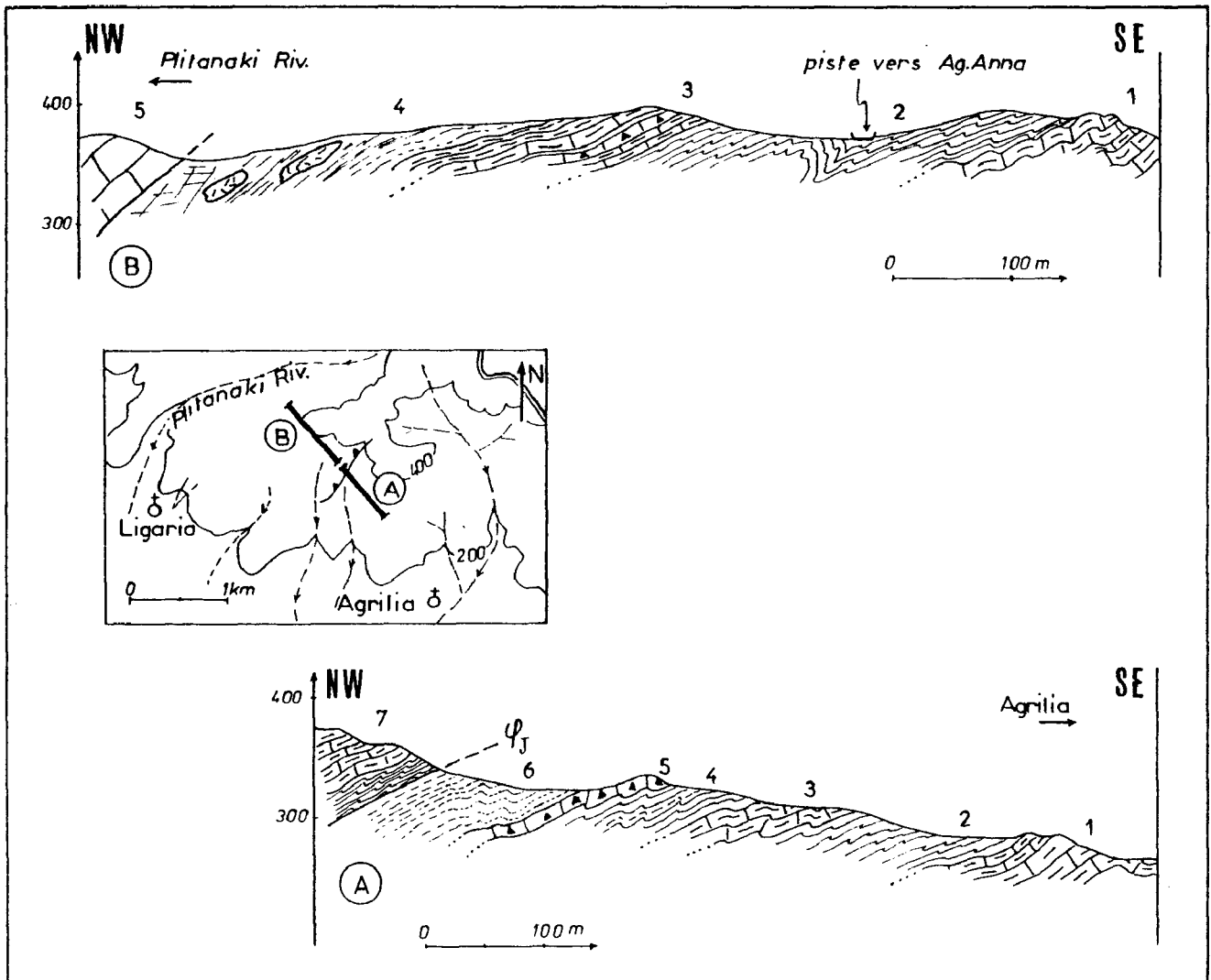


Fig. 106. - Jurassique maliaque. Unités de Loggitsion. Coupes d'Agrilia (Othrys occidentale). JL 3, fig. 103.

A. Coupe dans l'unité inférieure (u. d'Agrilia). - B. Coupe dans l'unité supérieure (u. de Kalamakion).

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. LE SECTEUR DE KALAMAKION.

La coupe de Kalamakion, signalé précédemment dans le paragraphe consacré au Trias, a permis de mettre en évidence, sur les calcaires à Conodontes, quelques mètres de radiolarites lie de vin en fines plaquettes, surmontées de pélites violacées. Cette coupe ne montre pas de calcaires microbréchiques intercalés dans les pélites ; toutefois, à l'Ouest de Kalamakion, ceux-ci existent, entre des radiolarites rouges, à la base, et des pélites violacées au sommet. Ces calcaires présentent le même microfaciès que dans la coupe précédente : ciment calcaro-pélitique jaunâtre, éléments de micrite roulés, et débris de micrite à Radiolaires et filaments.

3. LE JURASSIQUE DES UNITES DE LOGGITSION DANS LE SECTEUR DE GRAMMENI-ARCHANION.

a. COUPE NW-SE ENTRE LE VILLAGE DE GRAMMENI ET LA CHAPELLE PROFITIS ILIAS.

Cette coupe a été évoquée (fig. 56) à propos de la description des séries triasiques. Le problème de l'âge triasique ou jurassique de la formation méridionale à blocs de calcaires noduleux rouges, de faciès ammonitico-rosso (5, fig. 56), avait alors été posé.

Sur le flanc septentrional de cette même colline cotée 286 m, entre Grammeni et Profitis Ilias, on observe, de bas en haut et du Sud au Nord (fig. 107) :

- (1) les calcaires à Conodontes, du Trias supérieur (Norien) ;
- (2) une alternance de radiolarites rouges, de bancs gréseux, de calcaires siliceux verdâtres et de calcaires graveleux, fins, contenant des petits Foraminifères du type Ataxophragmidiidés, sans intérêt stratigraphique ;
- (3) une formation d'aspect chaotique, dans laquelle sont associés des blocs de laves violacées, des radiolarites et des pélites violacées. Ce dernier ensemble est surmonté, tectoniquement, par l'importante unité des pillow-lavas de Tourla (4).

b. INTERPRETATION.

Cette série est comparable à celles qui constituent les unités de Loggitsion, au Nord de Lamia. Elle s'en différencie peut-être par une plus grande abondance des niveaux détritiques (calcaires et gréseux), qui seraient moins bien exprimés dans ces dernières.

C'est sur le flanc méridional de cette même colline, juste au Nord du couloir de serpentinites qui passe au niveau de la chapelle (Profitis Ilias), que Koch et Nicolaus (1969) signalent des blocs de type ammonitico-rosso à Céphalopodes du Trias moyen, associés à des radiolari-

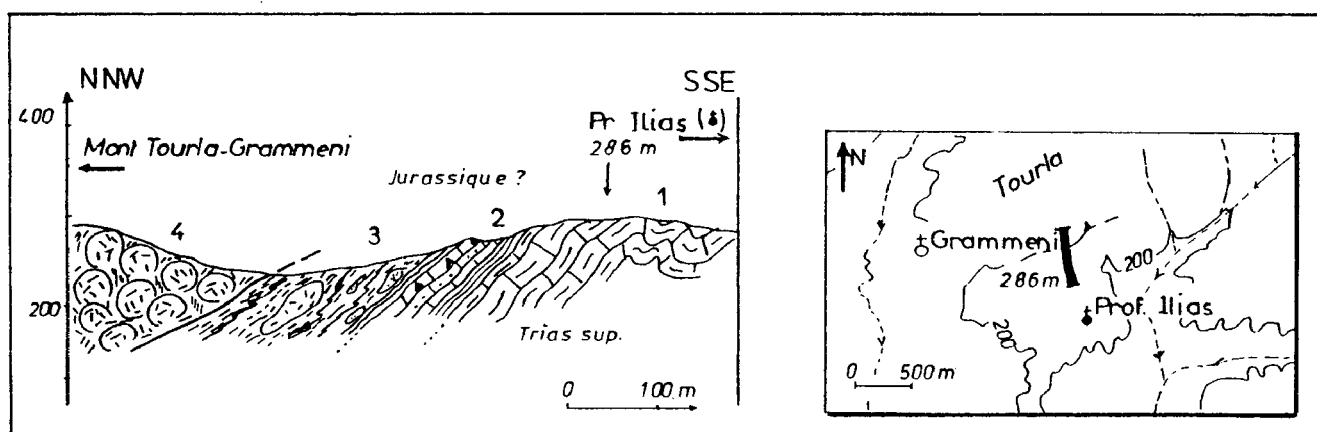


Fig. 107. - Jurassique maliaque. Unités de Loggitsion (Grammeni). Coupe de Grammeni (Othrys occidentale). JL 4, fig. 103.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

tes. Pour ma part, j'y ai observé un niveau de calcaire microbréchiq ue à éléments roulés de micrite homogène (500 μ à 1 mm), débris de biomicrite à Radiolaires (2 à 3 mm) et rares oolites remaniées, qui rappelle les calcaires microbréchiq ues situés au-dessus des calcaires à Conodontes, du Norien, dans les différentes séries des unités de Loggitsion, notamment au Nord de Lamia. Cette observation serait en faveur de l'hypothèse de Courtin (1979), qui reconnaît là une formation jurassique à olistolithes du Trias; de telles formations étant connues par ailleurs, dans la série de la colline Profitis Ilias (fig. 58) près de Lamia, par exemple . Toutefois, si cet ensemble est d'âge jurassique, la dissymétrie observée entre les deux flancs de ce qui serait un anticlinal déversé vers le Sud-Est, à savoir la présence de blocs ammonitico-rosso au Sud (fig. 56) et leur absence au Nord (fig. 107), ne trouve pas d'explication simple.

C. LE JURASSIQUE DES UNITES DE LOGGITSION EN OTHRYS ORIENTALE.

Les séries jurassiques des unités de Loggitsion, décrites ci-dessus, appartiennent toutes à des secteurs situés à l'Ouest du Haut-massif de l'Othrys. Il existe cependant des affleurements intéressants dans la partie méridionale de l'Othrys orientale, notamment entre Pelasgia à l'Est, et Paleokerassea à l'Ouest (fig. 103).

Les niveaux situés sur les formations calcaires à Conodontes sont, dans tous les cas observés, des pélites siliceuses violacées, semblables à celles de l'Othrys occidentale, ou de Neochorion-Anavra en Othrys centrale.

Dans certains secteurs toutefois, les derniers bancs calcaires de l'ensemble infra-pélitique n'ont pas livré de Conodontes ; ils peuvent donc appartenir au Trias, mais aussi au Jurassique. Leurs faciès sont d'ailleurs particuliers :

- dans la Spartiorrema, à l'Est de Paleo-Spartia, affleurent quelques mètres de calcarénites à grain très fin, contenant des lithoclastes calcaires et des débris d'Algues ;
- au Nord du Mega Kotroni, à l'Est de Paleokerassea, ce sont des calcaires à éléments roulés et oolites qui sont les plus caractéristiques.

D. LE JURASSIQUE DES UNITES DE LOGGITSION : CONCLUSIONS.

Le Jurassique n'a pu être mis en évidence avec certitude dans les séries des unités de Loggitsion. Cependant, la nature essentiellement pélitique (shales, silts) et l'épaisseur des formations surmontant les calcaires noriens à Conodontes, conduit à attribuer celles-ci au Jurassique, si l'on admet naturellement un faible taux de sédimentation pour ce type de sédiment. La présence, dans les calcaires intercalés au sein de ces pélites, de fossiles d'âge norien, brisés et remaniés -au moins dans certains cas- est également en faveur de cette interprétation.

Alors que les calcaires microbréchiq ues, intercalés dans les pélites, peuvent n'atteindre qu'une dizaine de mètres d'épaisseur environ, les pélites, elles, constituent l'essentiel de la série. De couleur rouge lie de vin, elles sont parfois visibles à l'affleurement sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, mais la présence de répétitions tectoniques, ou, au contraire, de réductions sommitales sous l'effet de l'avancée des nappes sus-jacentes, laissent planer un doute quant à la valeur de cette observation.

La signification de l'ensemble pélitique n'est pas encore totalement établie. L'étude détaillée des argiles (fig. 117) n'a pas permis de reconstituer les caractéristiques du milieu de dépôt de ces pélites et de son environnement, du fait de la diagenèse qui les affecte. D'après le spectre des argiles, il semblerait que le continent soit relativement peu éloigné du bassin de sédimentation des pélites. Si l'on mesure la portée de chaque nappe visible en Othrys, selon différentes directions, il apparaît que les séries de type Loggitsion devaient se trouver, au minimum, à quelques 100 km de la plate-forme pélagonienne. Les argiles des pélites et calcaires jurassiques des séries pélagoniennes sont, par ailleurs, plus riches en illite que les pélites supérieures (jurassiques ?) des séries de Loggitsion qui contiennent très probablement des argiles dérivant de smectites, d'origine volcanique (?) (Holtzappfel, 1981 ; Holtzappfel et Ferrière, 1982) (voir aussi fig. 57).

VI. LE JURASSIQUE DES SERIES SITUÉES EN BORDURE DU SPERCHIOS (OTHRYS)

A. LE JURASSIQUE DE LA SERIE DE PROFITIS ILIAS.

Dans la colline de Profitis Ilias située à l'Ouest de Lamia, existent des calcaires datés du Dogger-Malm (Ferrière, 1979), en contact direct sur des calcaires rouges, d'aspect noduleux, à Conodontes, du Trias supérieur (fig. 58).

1. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DE LA COLLINE DE PROFITIS ILIAS : DESCRIPTION.

a. COUPE NORD-SUD PASSANT PAR LA CHAPELLE SITUÉE AU SOMMET DE LA COLLINE.

Du Sud au Nord et de bas en haut, on rencontre successivement (fig. 108 A et A') :

- (1) les calcaires noduleux, rouges, à Conodontes, du Trias supérieur (Carnien principalement) ;
- (2) 8 m de calcaires bréchiques ou microbréchiques, gris, à silex :

- les bancs calcaires de base sont essentiellement des brèches (2a) très grossières, à éléments calcaires de dimension parfois supérieure à 5 cm, associées à des microbrèches (taille des éléments : 2 mm environ) constituées des mêmes éléments. Parmi les lithoclastes, on note : des micrites, des biomicrites à Radiolaires et/ou filaments, des biointrasparites (abondantes) à Dasycladacées, Duostominidés, *Ophthalmidium* sp. et Involutines dont *Involutina sinuosa pragoides* (Oberhauser), *Involutina* sp., du Trias moyen ou, plus probablement supérieur, ainsi que des biomicrites à *Protopeneroptis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm. Dans les calcirudites, existent quelques oolithes dispersées entre les lithoclastes, alors que dans les niveaux microbréchiques, celles-ci sont plus abondantes. L'âge des niveaux de base est au moins le Dogger (Aalénien supérieur) - Malm ; par conséquent, il existe une lacune importante correspondant au minimum au Norien et au Lias ;

- les bancs calcaires constituant la partie supérieure de cette formation (2b) sont surtout des calcarénites grises, dans lesquelles s'intercalent quelques niveaux plus grossiers (éléments de 2 à 5 mm), surmontés de calcaires fins à silex (2c). Ce sont des sparites à oolithes et débris de roches diverses (extraclastes), dont certains appartiennent au Trias supérieur. Les principaux fossiles observés sont des Algues, des morceaux de *Cladocoropsis mirabilis* Felix ?, *Protopeneroptis striata* Weynschenk, des Trocholines (*Trocholina* cf. *alpina* Leupold) et des formes de type *Paraurgonina* sp. ou *Kilia-nina* sp. Cette association indique très nettement le Malm ;

- (3) une formation radiolaritique, à passées plus pélitiques, au sein de laquelle apparaissent des blocs de calcaires siliceux, gris ou roses (3b), parfois d'aspect noduleux, à Conodontes du Trias supérieur (Carnien et Norien), ainsi que des blocs de laves (3a) et de grès ;
- (4) un ensemble essentiellement formé de pélites violacées, à débit écaillé, semblables à celles du Jurassique (?) des unités de Loggitsion. On y observe de rares bancs de calcaires très siliceux, d'aspect microbréchique à grain très fin, des bancs holosiliceux, des blocs de laves basiques violacées, parfois à vésicules de calcite, ainsi que des blocs de grès.

Cette formation pélitique (4) est chevauchée par une unité péridotitique (6) sous laquelle sont coincés des copeaux d'amphibolites (5).

b. VARIATIONS LATÉRALES.

A l'Ouest de la coupe décrite ci-dessus, on peut noter les évolutions suivantes (fig. 108 B et B') :

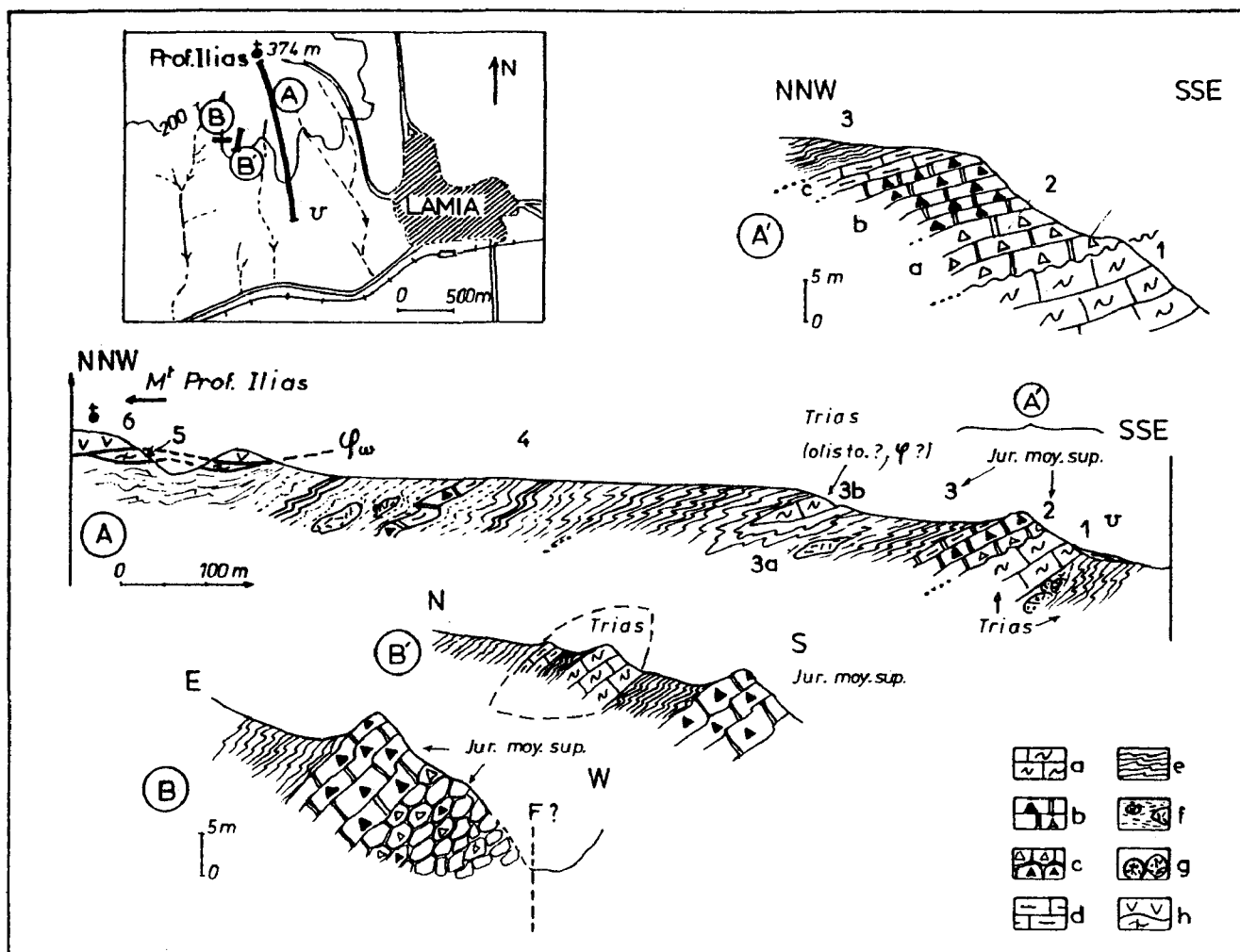


Fig. 108. - Jurassique maliaque. Séries situées en bordure du Sperchios. Coupe de Profitis Ilias (Othrys occidentale). Jsp 1, fig. 103.

Numéros: voir texte. - a à d, Calcaires. - a. noduleux (Trias). - b. microbréchiques (triangles pleins) à bréchiques (triangles creux). - c. id° b mais d'aspect caillouteux. - d. siliceux. - e. radiolarites. - f. formation chaotique à blocs. - g. pillow-lavas (Trias). - h. ophiolites et écaïlle amphibolitique.

- il existe de nombreux corps décamétriques isolés de calcaires roses ou gris, siliceux, à Conodontes, dont la signification (écaïlles tectoniques ou olistolithes) n'est pas totalement établie (cf. Trias : Séries en bordure du Sperchios) ;

- la base des calcaires microbréchiques et bréchiq. prend un aspect caillouteux : les lithoclastes pluricentimétriques se détachant facilement, du fait de la présence d'une matrice pélitique (fig. 108 B).

2. INTERPRETATION.

L'étude des affleurements calcaires (1) et (2) a permis de mettre en évidence une lacune du Lias et du Norien d'une part, et la faible épaisseur des calcaires bréchiq. et microbréchiq. du Dogger-Malm d'autre part.

Cet ensemble calcaire (1-2) est peu représenté dans la colline de Profitis Ilias et l'on pourrait considérer qu'il s'agit d'un olistolithe hectométrique dans une formation de nature chaotique, radiolaritique et pélitique. En fait, deux arguments s'opposent plus ou moins à cette interprétation :

- la période de temps représentée par ces calcaires (du Carnien au Malm) est comparable à celle au cours de laquelle se sont déposées les séries des unités de Chatala ou de Loggitsion, et les sédiments ont une signification cohérente au cours de cette période ;

- le passage des calcaires (2) aux radiolarites (3) est continu et surtout progressif.

L'existence de calcaires triasiques, d'aspect noduleux, de galets (de grande dimension) de calcaires néritiques, du Trias supérieur, dans les brèches jurassiques, ainsi que l'existence d'une lacune importante, montrent qu'il s'agissait d'un domaine de sédimentation particulier, sorte de haut-fond à instabilité marquée. La situation de cette série, très occidentale puisque située à l'Ouest de Lamia, à proximité des unités de Loggitsion qui constituent les collines d'Agrilia, d'une part, et sa position structurale directement sous une unité péridotitique, d'autre part, en font une série très remarquable. Ces caractéristiques peuvent être expliqués, comme nous le verrons, par l'existence d'une structure ancienne, transverse par rapport aux directions paléogéographiques d'ensemble, dont la transversale du Sperchios, caractérisée actuellement par des failles verticales de grande ampleur et par des changements géologiques importants de part et d'autre, serait un héritage. Certains auteurs considèrent qu'il s'agit là d'une paléofaille transformante (Aubouin et Dercourt, 1975 ; Ferrière, 1979).

B. UNE SERIE PARTICULIERE : LES AFFLEUREMENTS DE LA CHAPELLE AG. PARASKEVI, AU NORD DE LAMIA,

Ces affleurements constituent les petites collines situées à 3 km environ du centre de la ville de Lamia, en direction Nord. Ces petites collines, dont l'une porte la chapelle Agios Paraskevi, sont recoupées par la déviation qui, suivant en partie la rivière Xerias, permet d'éviter la ville de Lamia. Dans la partie septentrionale de cette déviation, on peut observer cinq affleurements successifs, caractérisés par des alternances de calcaires gris à silex, de marnes et de pélites de couleur claire. C'est le deuxième affleurement, en partant du Sud-Est, qui est représenté sur la figure (fig. 109).

1. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

Du Sud-Est vers le Nord-Ouest et de bas en haut, affleurent successivement (fig. 109) :

- (1) des pélites carbonatées, roses, à lits de jaspes noirs ;
- (2) un ensemble essentiellement calcaire (8 à 10 m), fait de bancs calcaires gris, massifs, fins ou graveleux, parfois à silex noirs, séparés par des interlits pélitiques. Ces calcaires sont des biomicrites à Radiolaires et des intrapélites ou des oosparites (taille des éléments : 300 à 700 μ , pour les faciès les plus grossiers), à débris d'Algues ;
- (3) une alternance (5 à 6 m) de calcaires gris, parfois siliceux, de marnes et de passées pélitiques, roses ou blanches, pouvant atteindre un mètre d'épaisseur ;
- (4) des bancs calcaires à silex noirs, à intercalations pélitiques. Ces bancs, de forte épaisseur, sont situés à peu près au milieu de la série visible sur cet affleurement et peuvent ainsi servir de repère. Du point de vue du microfaciès, ce sont encore des intrasparites ou des oosparites à grain fin ;
- (5) une alternance de calcaires gris, siliceux, en bancs peu épais : biomicrites à Radiolaires, intrasparites et oosparites à grain fin, et de pélites marneuses en niveaux d'ordre métrique. Cet ensemble se termine par des bancs épais de calcaires gris, à silex noirs, graveleux ou oolithiques. Ce sont des oosparites riches en proto-oolithes, à lithoclastes micritiques, débris d'Algues et petits Foraminifères dont *Ophthalmidium* cf. *martanum* (Farinacci) (600 μ de diamètre au maximum), des Ataxophragmididés, des Miliolidés qui forment souvent le nucléus de proto-oolithes, ainsi qu'une Involutine du Trias supérieur (remaniée). La présence de l'Involutine remaniée permet d'affirmer que ces niveaux sont au moins d'âge trias supérieur ; et l'analogie avec les faciès à Foraminifères (dont *Ophthalmidium* cf. *martanum*) de la base de la série du mont Sapounas en Othrys centrale par exemple (fig. 100), conduit à envisager un âge liasique ;
- (6) des jaspes et des pélites terminent l'affleurement.

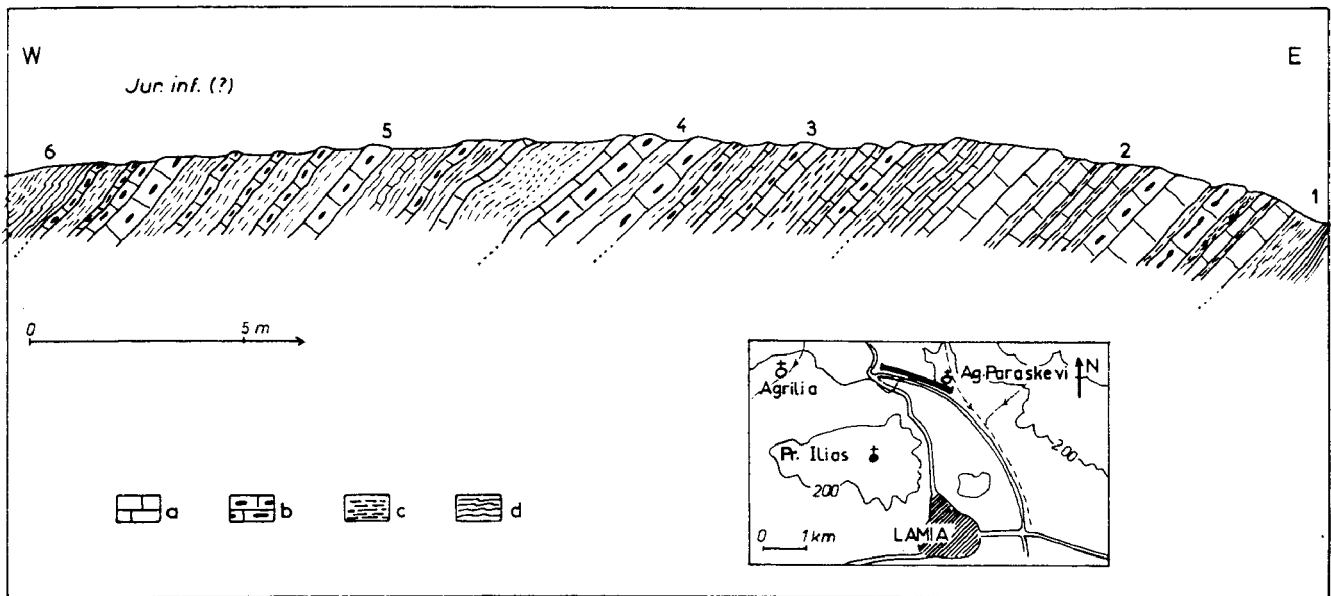


Fig. 109. - Jurassique maliaque. Séries situées en bordure du Sperchios. Coupe au Nord de Lamia (Othrys occidentale). Jsp 2, fig. 103.

Numéros: voir texte. - a. calcaires fins. - b. calcaires à lits ou nodules siliceux. - c. pélites, marnes. - d. jaspes.

2. COMPLEMENTS.

L'affleurement situé le plus au Nord-Ouest, près du carrefour entre la déviation et la route Farsala-Lamia, est formé de couches présentant les mêmes alternances de calcaires, de marnes et de niveaux plus siliceux, mais certains bancs calcaires présentent des faciès relativement grossiers. Ce sont des calcirudites à grosses oolithes (2 mm de diamètre) et lithoclastes de grande taille (jusqu'à 1 cm environ), dont des micrites à Radiolaires et des oomicrites, auxquelles s'ajoutent des débris d'Algues et des Foraminifères dont *Ophtalmidium* cf. *martanum* (Farinacci) et/ou *Nautiloculina oolithica* Mohler (?), et des Lituolidés (*Pseudocyclamina* sp.) d'âge jurassique franc.

3. INTERPRETATION.

L'âge de ces formations ne peut être défini rigoureusement, toutefois un certain nombre d'observations permet de réduire la marge d'incertitude :

- les calcaires siliceux fins n'ont jamais livré de Conodontes ;
- les Foraminifères observés, bien que souvent difficiles à déterminer du point de vue spécifique, sont pour la plupart des formes connues dans le Jurassique des unités de Pirkaki-Garmeni Rachi, notamment les sections de type *Ophtalmidium martanum* ou *Nautiloculina* sp. ;
- enfin, les microfaciès calcaires (à oolithes surtout) rappellent nettement ceux du Jurassique inférieur de ces mêmes unités de Pirkaki-Garmeni Rachi, caractérisés en outre par la présence de nombreux débris d'Algues. Toutefois, ils en diffèrent par une plus faible proportion de lithoclastes (extraclastes) et par un grain moyen, beaucoup plus petit que les calcaires de la "Formation de Meterizia" en Othrys centrale.

Les séries décrites ici sont les seules de ce type en Othrys occidentale, où l'on note surtout la présence des unités de Loggitsion, et peut-être même dans tout le massif de l'Othrys. Leur position dans le couloir faillé, compris entre les unités typiques de Loggitsion (secteur d'Agrilia) et les séries particulières de la colline de Profitis Ilios, à l'Ouest de Lamia, laisse penser qu'il pourrait s'agir de séries appartenant à des unités tectoniques situées sous les unités de Loggitsion. Les séries d'Agios Paraskevi seraient donc équivalentes des unités de Pirkaki-Garmeni Rachi, mais leurs faciès, moins riches en lithoclastes, représenteraient une évolution latérale, peut-être liée à la proximité de la transversale du Sperchios.

C. LA SERIE DE KASTRI : RAPPEL.

Cette série a été décrite dans le paragraphe consacré au Trias, du fait de la présence locale de fossiles triasiques. Cependant, des âges différents peuvent être retenus, et notamment un âge jurassique, soit pour l'ensemble de la série, soit pour une partie de celle-ci, telle que la formation des diabases et schistes à Radiolaires (cf. Trias dans ce mémoire, et Courtin, 1979).

VII. LE JURASSIQUE DES UNITES DU KOZIAKAS.

Après que les séries du massif du Koziakas aient été attribuées au Crétacé supérieur, notamment par les auteurs de la carte géologique à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954) et par Brunn (1956), un âge jurassique-éocrétacé est avancé par Aubouin (1957, 1959), du fait de la présence de grandes Trocholines (*Trocholina* cf. *alpina* Leupold et *T.* cf. *elongata* Henson) dans les bancs calcaires.

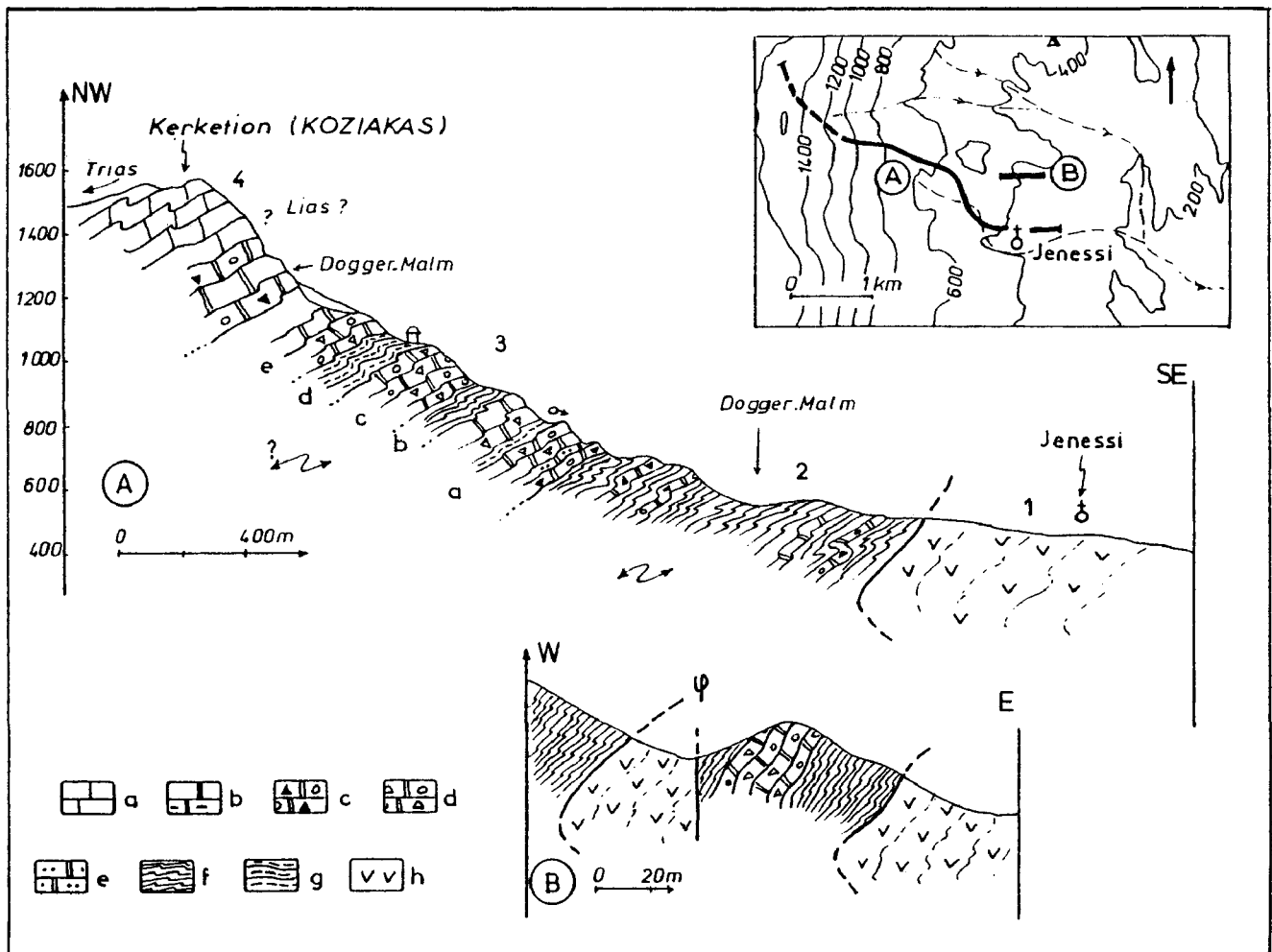


Fig. 110. - Jurassique du Koziakas. Coupe de Jenessi (Koziakas oriental). JK 1, fig. 61.

Numéros: voir texte. - **a à e. Calcaires.** - a. niveaux inaccessibles de la falaise (Lias ?). - b. fins et /ou siliceux (barre horizontale). - c. calcarénites à lithoclastes et oolithes. - d. calcirudites à lithoclastes et oolithes. - e. riches en débris siliceux. - f. radiolarites. - g. pélites et radiolarites. - h. ophiolites.
Remarque : les épaisseurs sont quelque peu approximatives.

Ces séries sont ensuite attribuées au Lias-Tithonique par les auteurs de la carte de Kalambaka (Savoyat et Lalechos, 1972), qui citent notamment *Conicospirillina basiliensis* Mohler connue actuellement du Dogger supérieur au Crétacé basal (+).

Pour ma part, j'y ai découvert (Ferrière, 1974 c) de très nombreux *Protopenneroplis striata* Weynschenk -excluant ainsi des remaniements éventuels toujours possibles dans ces types de faciès (graveleux-oolithiques) qui constituent la série du Koziakas- connues de l'Aalénien au Tithonique, ce qui permet de dater le Jurassique avec certitude. J'ai, en outre, envisagé la présence éventuelle du Jurassique inférieur sur la foi de calcaires riches en *Ophthalmidium martanum* (Farinacci), mais ceux-ci semblent connus non seulement au Lias mais aussi au Trias supérieur (Zaninetti, 1976). Ces différentes découvertes furent ensuite confirmées par Scandone et Radoicic (1974), qui notent également la présence de *Kurnubia* sp., par Ardaens (1978) qui cite *Labyrinthina* sp. du Malm (?) et *Pseudocyclammia* sp. (du Lias ?), et par Jaeger (1979) qui signale *Trocholina* gr. *conica*. Ce même auteur rapporte la présence d'un Lituolidé nouveau du genre *Haurania*, apparemment semblable à celui signalé en Othrys (cf. *supra*) sous le nom de *Haurania* n. sp. (dét. Fourcade : pour l'Othrys et le Koziakas).

A. LE JURASSIQUE DES SERIES DU FLANC ORIENTAL DU MASSIF DU KOZIAKAS.

1. COUPE DE JENESSI.

Une coupe levée à l'Ouest du village de Jenessi (Ferrière, 1974 c) permet d'observer successivement, du Sud-Est vers le Nord-Ouest (fig. 110 A) :

- (1) une unité ophiolitique formée de péridotites plus ou moins serpentinisées à niveaux gabbroïques ;
- (2) un ensemble de radiolarites rouges, à intercalations calcaires, dont l'épaisseur est difficile à évaluer du fait de l'existence de nombreux replis tectoniques (200 à 300 m ?). Les calcaires sont des micrites, des pelsparites et des calcarénites à grain fin, à Miliolidés et débris d'Algues ;
- (3) une succession de formations calcaires épaisses, d'ordre hectométrique, séparées par des passées siliceuses moins puissantes, formant des "replats" sur le flanc oriental du massif du Koziakas. Du bas vers le haut, on note la présence des ensembles calcaires suivants :
 - des calcaires gris-beige, parfois à silex (3a), comprenant : des oomicrites ou oosparites à pisolithes, des calcirudites à ciment d'oosparite et des bancs calcaires à éléments siliceux plus ou moins roulés. Ces calcaires sont riches en microfossiles : Algues diverses, dont *Bacinella irregularis* Radoicic, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Haurania* n. sp., Trocholines allongées et grands Foraminifères (de 1 à 2 mm) proches des *Biokovinidae* (dét. Bassoullet) ;
 - une épaisse formation de calcaires gris-beige, parfois à silex (3c), surmontant la première vire riche en radiolarites. Ces niveaux semblent moins diversifiés que ceux de l'ensemble sous-jacent, mais on y reconnaît également des calcarénites et des calcirudites à oolithes, riches en Foraminifères dont *Protopenneroplis striata* Weynschenk (++) ;
 - des calcaires gris-beige, parfois bréchiques (100 à 200 m d'épaisseur ?) dont la partie supérieure, probablement radiolaritique, est masquée par les éboulis de la falaise principale du massif du Koziakas à regard oriental (3e). Les brèches calcaires contiennent des éléments (1 à 2 cm de longueur) de biomicrites à filaments, probablement du Trias supérieur, de biomicrites

(+) Ces auteurs retiennent un âge jurassique supérieur (séquanien) pour ce Foraminifère. Par ailleurs, ils signalent *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, dans le ciment de calcaires oolithiques et graveleux, mais cela mériterait confirmation car, pour ma part, j'ai toujours observé ces Algues en débris dans ce type de faciès.

(++) Ces niveaux contiennent également (dét. Fourcade) : *Lucasella (Dictyoconus) cayeuxi* Lucas et *Spiroconulus perconigi* Schroeder et Allemann, de l'Aalénien.

à Radiolaires, de pelsparites et d'oosparites à petites oolithes (300 µ environ) dans un ciment d'oosparite à grandes oolithes (entre 1 et 2 mm). Les faciès calcaires les plus fréquents sont des oosparites et des oomicrites (oolithes entre 700 µ et 1 mm) à *Protopenneroplis striata* Weynschenk (abondant), grandes Trocholines et peut-être *Pfenderina* sp. ;

- (4) l'importante masse calcaire qui constitue la falaise abrupte à regard oriental, en bordure de l'arête principale du massif du Koziakas. Cette falaise est malheureusement difficilement accessible :
- sa partie sommitale a été décrite dans le chapitre consacré au Trias, car elle est formée de calcaires à Conodontes, du Trias supérieur (à l'Ouest), passant à des calcaires liasiques (?) au sommet de l'arête ;
 - sa base est constituée de calcaires gris, oolithiques, à *Protopenneroplis striata* Weynschenk et Trocholines, et de calcaires bréchiques à éléments de biomicrites à Radiolaires.

Le dernier ensemble observé (4) montre que la série est probablement renversée, avec des calcaires du Trias supérieur-Lias (?) au sommet, et des calcaires du Dogger-Malm à la base. Ainsi, la série jurassique semble débiter par une masse calcaire puissante (4), constituée de calcaires microbréchiques, bréchiques ou oolithiques, surmontée de calcaires (oosparites et calcirudites à ciment d'oosparite surtout), à passées siliceuses, datées du Dogger-Malm (3), et se terminer par une épaisse formation de radiolarites rouges (2), à fines intercalations calcaires, venant en contact avec les péridotites (1).

Des calcaires à *Protopenneroplis striata* Weynschenk s'intercalent dans ces péridotites, mais il s'agit en fait d'un compartiment descendu par faille (fig. 110 B ; d'après Ardaens, 1978).

2. COMPLEMENTS.

A l'Ouest de Kaloneri, dans les radiolarites venant au contact avec les péridotites -il s'agit du prolongement septentrional du niveau (2) de la coupe de Jenessi- Ardaens (1978) signalé des Radiolaires qui ont été rapportées par De Wever aux espèces *Sphaerodtylus lanceola* Parona et *Dictyomitra cosmoconica* Foreman du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (anté-Hauterivien), dans l'état actuel des connaissances.

Ce même auteur rapporte l'existence, à l'Est de Kaloneri, sur le flanc oriental de la petite colline calcaire du Skoumbo (409 m) qui réapparaît à l'Est de l'unité péridotitique, de calcaires gris-bleuté, oolithiques à graveleux (oosparites), à silex épars et *Pseudoocyclamina* sp. qui évoquerait (selon Bassoullet) le Lias-Dogger. A une dizaine de mètres environ de ces derniers, affleurent les calcaires datés du Norrien par les Conodontes.

B, LE JURASSIQUE DES SERIES DU FLANC OCCIDENTAL DU MASSIF DU KOZIAKAS,

J'ai surtout étudié les séries qui affleurent sur ce flanc du massif du Koziakas, dans le secteur du village de Glykomilia (ex Kato-Perliango), au Nord-Est d'une part (coupe A, fig. 111), au Sud d'autre part (coupes B et C, fig. 111).

1. COUPE DANS LE VALLON AU SUD DE GLYKOMILIA.

Cette coupe, facile d'accès, montre différents faciès de la série jurassique, séparés par des contacts tectoniques plus ou moins importants. D'Ouest en Est, affleurent des couches à pendage général vers l'Est, au sein desquelles on observe successivement (fig. 111 B) :

- (1) une formation de pélites rouges et jaunes, siliceuses, associées à de fines plaquettes calcaro-siliceuses ;
- (2) 70 m environ de calcaires beiges, parfois nettement cataclasés. Ce sont des calcarenites et des calcirudites, à oolithes et débris de biomicrites à Algues. Une oosparite, située à la partie supérieure de cet ensemble, a livré *Protopenneroplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm ;

- (3) quelques mètres de calcaires gris-beige, de type biomicrite, à nombreuses plages recristallisées, riches en débris organiques (articles d'encrines surtout) et Foraminifères : Nodosariidés, Lagenidés, des formes bisériées non déterminées, ainsi que de très nombreux *Ophtalmidium* sp., *O. cf. martanum* (Farinacci) ? et des *Ophtalmidium* caractérisés par leur très grande taille (500 à 600 μ) par rapport à l'épaisseur (à peine 100 μ). Le microfaciès rappelle les biomicrites à *Involutina liassica* d'Othrys centrale (série du Strimbes ou série du Kedro Rachi) du Lias anté-Toarcien ;
- (4) des calcaires beiges, bréchiqes, oolithiques et graveleux, à passées radiolaritiques à la base. Des oomicrites à plages silicifiées contiennent *Protopeneroptis striata* Weynschenk et des grandes Trocholines, alors que les brèches montrent surtout des éléments calcaires dont des faciès assez recristallisés à formes ovoïdes correspondant très probablement à des Involutines.

2. LE SECTEUR DE GLYKOMILIA : VARIATIONS LATÉRALES.

Les coupes (fig. 111 A et C) situées au Nord et au Sud de la précédente, permettent d'analyser la position des pélites calcaro-siliceuses rouges et jaunes.

a. COUPE AU SUD DE GLYKOMILIA.

Du bas vers le haut, on observe (fig. 111 C) :

- (1) des calcaires beiges, en bancs massifs, de type oosparite, intrasparite et calcirudite à éléments de biomicrites à Involutines du Trias supérieur semblables aux faciès noriens décrits précédemment (cf. Trias) dans ce secteur ;
- (2) des pélites siliceuses, rouges et jaunes, à intercalations calcaires ; l'une d'elles, située près de la base, a livré *Protopeneroptis striata* Weynschenk. L'ensemble a une épaisseur comprise entre 50 et 100 m ;
- (3) des calcaires beiges, oolithiques ou bréchiqes, à *Protopeneroptis striata* Weynschenk, à nombreuses plages silicifiées.

b. COUPE AU NORD DE GLYKOMILIA.

D'Ouest en Est, sur le flysch tertiaire de l'unité sous-jacente (1), on rencontre successivement (fig. 111 A) :

- (2) une alternance de pélites siliceuses rouges, et de bancs calcaires gris ou beiges. Les oomicrosparites de base (2a) sont datées du Dogger-Malm par *Protopeneroptis striata* Weynschenk, associé à des Trocholines et des Algues (remaniées ?). Cette formation atteint au moins 100 m d'épaisseur ;
- (3) un ensemble de calcaires blancs, homogènes, ou gris-beige, oolithiques et graveleux. Des éboulis masquent certains niveaux qui forment de légères dépressions entre les barres calcaires principales ; ce pourrait être comme dans l'ensemble précédent, des pélites siliceuses ou des jaspes ;
- (4) une barre de calcaires gris-beige, en bancs massifs subverticaux, oolithiques ou bréchiqes, à Trocholines et *Protopeneroptis striata* Weynschenk associés à d'autres Foraminifères, dont *Haurania* n. sp. (?) ;
- (5) un couloir de flysch grésopélimitique jaunâtre, limité par des failles verticales. Il s'agit probablement du flysch tertiaire de l'unité sous-jacente qui ressort ici à la faveur du jeu de failles verticales ;
- (6) une nouvelle barre calcaire, à faciès oolithiques, microbréchiqes ou bréchiqes, à Trocholines, *Protopeneroptis striata* Weynschenk et *Haurania* n. sp. C'est cette même barre calcaire qui borde la dépression importante creusée dans les radiolarites et les laves basiques d'âge triasique (?), au pied occidental de la crête principale du massif du Koziakas (cf. Trias ; fig. 63).

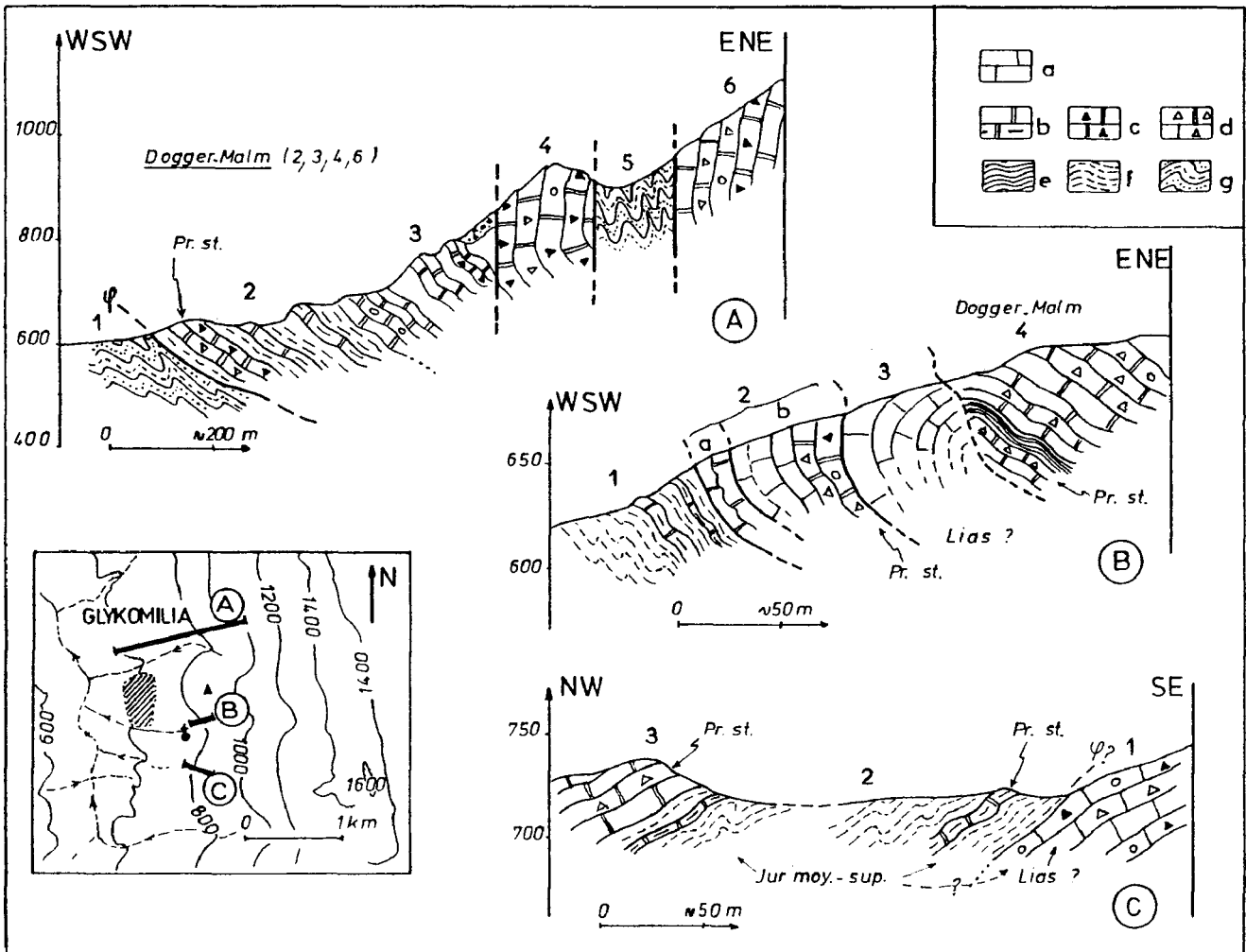


Fig. 111. - Jurassique du Koziakas. Coupe de Glykomilia (Koziakas occidental). JK 2, fig.61.

Numéros: voir texte. - a à d. Calcaires (double barre : apparition de *Protopeneroplis striata* -Pr. st.- observée). - a. d'âge indéterminé (Lias, Dogger p.p. ?). - b. fins et /ou siliceux du Dogger-Malm. - c. calcarénites à lithoclastes et oolithes. - d. calcirudites à lithoclastes et oolithes. - e. radiolarites. - f. pélites siliceuses. - g. flysch.

En résumé, les pélites siliceuses rouges semblent toujours associées à des calcaires à *Protopeneroplis striata*, du Dogger-Malm ; elles correspondent très probablement à la partie supérieure de la série jurassique (coupe C, fig. 111) mais peuvent être renversées sur le flysch de l'unité sous-jacente (coupe A), comme semble l'indiquer l'amorce de structure anticlinale déversée visible sur la coupe B.

3. CONCLUSIONS.

L'analyse de coupes levées sur le front occidental du massif du Koziakas, dans le secteur de Glykomilia, permet d'observer différents niveaux jurassiques. La partie principale de cette série jurassique semble être représentée par une masse de calcaires gris-beige, parfois à silix, en bancs massifs, oolithiques ou bréchiques, datés du Dogger-Malm par les Foraminifères. Cette dernière est surmontée d'une formation siliceuse pélitique, de couleur rouge ou jaune, à intercalations calcaires datées également du Dogger-Malm. Des calcaires particuliers, à *Ophthalmidium* sp. (niveau 3, coupe B), pourraient représenter une partie du Jurassique inférieur, mais le contact avec les calcaires (biosparites surtout) à Involutines du Trias supérieur n'a pu être observé.

C. LES AFFLEUREMENTS JURASSIQUES DE LA PARTIE MERIDIONALE DES UNITES DU KOZIAKAS.

Les principales unités tectoniques observées dans le massif du Koziakas se poursuivent vers le Sud dans différents chaînons (Itamos, Kakavakia) où affleurent des séries semblables à celles qui ont été décrites ci-dessus. On peut les reconnaître, vers le Sud au moins, jusqu'au mont Jerakovouni, près du village de Dafnospilia (Aubouin, 1959).

Des calcaires oolithiques ou microbréchiques, intercalés de niveaux radiolaritiques, y ont été datés du Jurassique, et notamment du Dogger-Malm :

- dans les chaînons de l'Itamos et du Kakavakia, de part et d'autre de la cluse de Mouzaki, par Jaeger (1979) qui cite : *Protopeneroptis striata* Weynschenk, *Trocholina* gr. *conica* et *Haurania* n. sp.

- dans les petits massifs du Kalojiros et du Jerakovouni, entre les villages de Kalithiron (Sekliza) et de Dafnospilia, au Sud de Karditsa. Sur la carte de Karditsa (Savoyat et Lalechos, 1969), les séries de ces massifs sont attribuées au Jurassique, par comparaison avec la série du massif du Koziakas, mais aucun fossile caractéristique n'est cité. Les calcaires de la colline du Jerakovouni ont toutefois livré *Protopeneroptis striata* Weynschenk (Courtin, 1977).

Au Sud de Dafnospilia, l'unité ophiolitique semble masquer le prolongement méridional des séries de type Koziakas. Près de Loutro-Kaitsa cependant, une écaille de calcaires fins, à sillex, associés à des calcaires oolithiques et des radiolarites, intercalée entre des masses péridotitiques plus ou moins serpentinisées, a pu être datée du Dogger-Malm par *Protopeneroptis striata* Weynschenk et *Trocholina* sp. (?). De par sa position structurale et son faciès, elle semble pouvoir être rattachée aux unités du Koziakas (Courtin, 1977).

D. LE JURASSIQUE DES UNITES DU KOZIAKAS : CONCLUSIONS.

Les quelques coupes effectuées dans le massif du Koziakas montrent que le Jurassique y est surtout représenté par des calcaires gris, ou plus souvent beige-crème, fréquemment siliceux, fins ou bréchiques (calcarénites et calcirudites). Les brèches et microbrèches contiennent de nombreux lithoclastes calcaires, ainsi que de nombreuses oolithes, et passent progressivement à de véritables oosparites.

Parmi les lithoclastes, on reconnaît des éléments de calcaires triasiques à Involutines (flanc occidental du Koziakas), des micrites (abondantes), dont certaines à Protoglobigérines, et un certain nombre de faciès calcaires mal identifiés. Des débris siliceux ou silicifiés s'associent parfois aux éléments calcaires.

La partie supérieure de l'ensemble calcaire, d'âge dogger-malm, s'enrichit en niveaux radiolaritiques rouges et passent ainsi à une formation essentiellement siliceuse (radiolarites) à rares passées calcaires, dont la partie sommitale est au moins du Dogger-Malm, et pourrait atteindre, selon certains auteurs, le Crétacé inférieur (Jaeger, 1980).

Les niveaux jurassiques du Koziakas présentent certaines affinités avec ceux des unités du Pirgaki-Garmeni d'Othrys.

- les formations calcaires présentent des microfaciès très voisins, tant du point de vue de la microfaune que des autres éléments calcaires (oolithes, lithoclastes, etc...) : ainsi, les principaux Foraminifères observés sont des *Protopeneroptis striata* Weynschenk, et des grandes Trocholines d'âge dogger-malm ;

- l'ensemble calcaire est, comme en Othrys, recouvert d'une formation siliceuse d'âge dogger-malm.

Un certain nombre de différences apparaissent toutefois : elles concernent la couleur des bancs calcaires, grise en Othrys, plutôt beige-crème dans le Koziakas, et surtout l'épaisseur des niveaux calcaires, probablement nettement supérieure à 500 m dans le Koziakas, et de 300 m au maximum en Othrys.

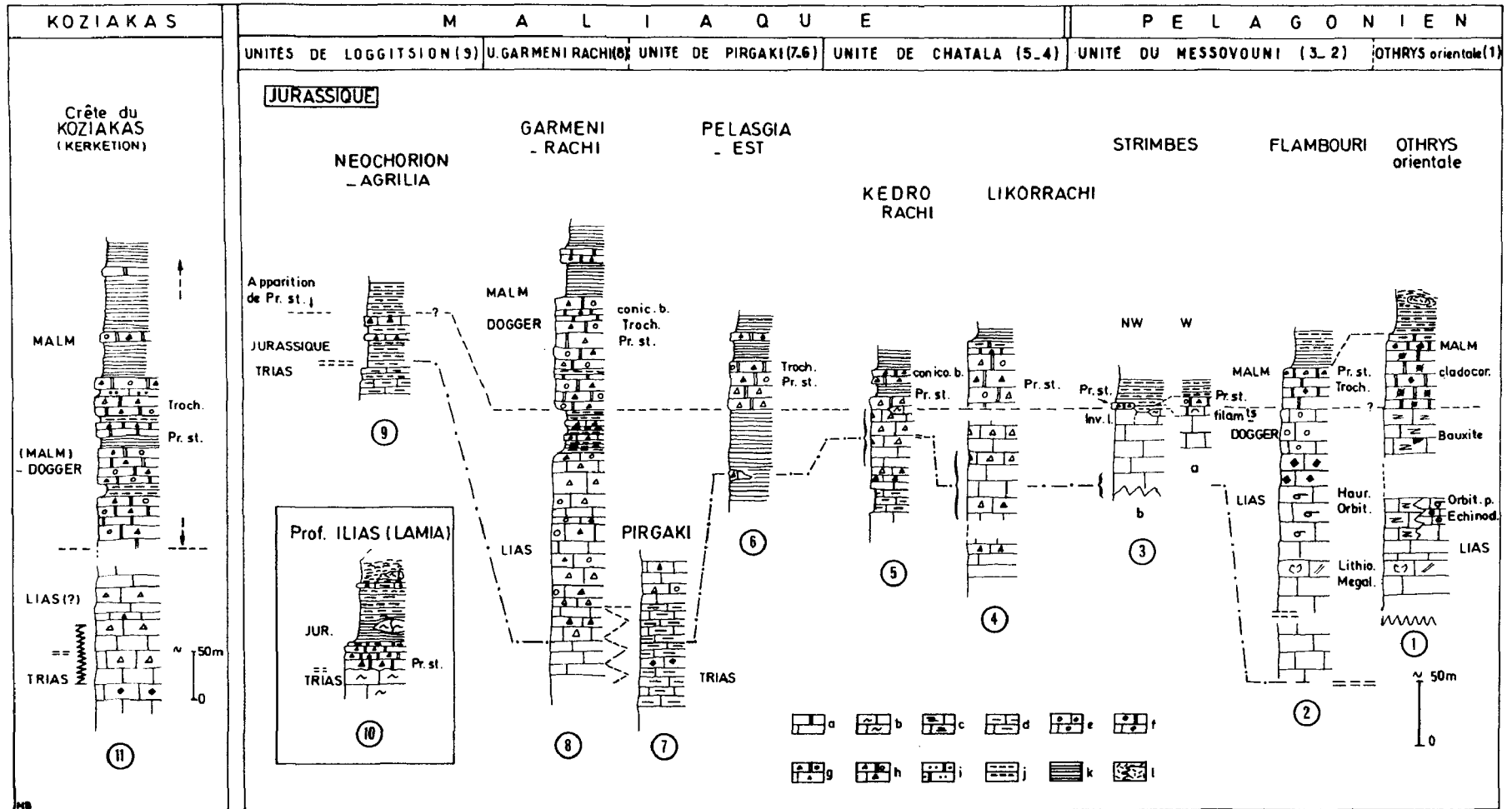


Fig. 112. - Le Jurassique. Principales séries observées dans le secteur étudié.

a à i. Calcaires (double barre : niveaux à *Protopenneroplis striata* du Dogger-Malm). - a. fins. - à *Involutina liassica* (faciès condensés). - c. recristallisés. - d. siliceux. - e. oolithiques. - f. graveleux (biosparites, intrasparites...). - g. calcarénites à lithoclastes (extraclastes) et oolithes. - h. calcirudites à lithoclastes (extraclastes) et oolithes. - i. riches en quartz, débris de jaspes et de roches effusives. - j. pélites siliceuses. - k. radiolarites. - l. formation chaotique à blocs.

Quoi qu'il en soit, la signification des séries jurassiques du Koziakas et de Pírgaki-Garmeni en Othrys est très comparable. Elles témoignent indiscutablement d'une transition entre une plate-forme et un bassin plus profond, mais il s'agit probablement d'une simple analogie.

VIII. LE JURASSIQUE ANTE-OPHIOLITIQUE : CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A. LES SÉRIES STRATIGRAPHIQUES.

Les principales séries jurassiques reconnues dans le secteur étudié ont été reportées sur la figure 112. On peut y distinguer trois ensembles :

- les séries pélagoniennes (1 à 3) ;
- les séries maliaques (4 à 9), auxquelles je rattacherai la série de Profitis Ilias (10) ;
- les séries du Koziakas.

1. LES SÉRIES JURASSIQUES PELAGONIENNES.

Affleurements : Othrys orientale méridionale et Othrys centrale (unité du Messovouni et unité sous-jacente de Prosilia).

Série type : série du Flambouri (2, fig. 112 ; unité du Messovouni).

Du Lias au Malm p.p. (*Cladocoropsis*), elle est constituée de calcaires gris, massifs, à Algues et gros Lamellibranches, parfois à oolithes, typique d'une plate-forme subsidente peu profonde. Ces calcaires sont recouverts d'une épaisse formation radiolaritique (Malm ?) plus ou moins péritique, passant à l'ensemble chaotique "volcano-détritique".

Variations : elles concernent principalement :

- l'importance de la série néritique, qui peut être réduite à une partie du Lias seulement (série du Strimbès ; 3, fig. 112). Dans ce cas, on note localement l'apparition de faciès de type condensé, à *Involutina liassica* ;

- des variations d'épaisseur du Dogger-Malm, nettement plus épais dans l'unité de Prosilia que dans la série du Flambouri (unité du Messovouni), bien que les faciès soient pratiquement identiques.

2. LES SÉRIES JURASSIQUES MALIAQUES.

Deux types principaux peuvent être distingués :

a. LES SÉRIES JURASSIQUES CALCARO-SILICEUSES BRECHIQUES (4 à 8, fig. 112).:

Affleurements : unité de Chatala (Othrys centrale), unités de Pírgaki et de Garmeni Rachi (Othrys orientale et centrale).

Série type : série de Garmeni Rachi (8, fig. 112). Elle est formée d'une alternance (250 à 300 m d'épaisseur) de calcaires siliceux fins, de calcarénites et de calcirudites à oolithes et lithoclastes (extraclastes) essentiellement carbonatés. Une passée plurimétrique périto-siliceuse peut interrompre cette succession. A la partie supérieure Dogger (?) - Malm, apparaît une épaisse formation radiolaritique, rouge, à intercalations de calcaires microbréchiques. Le Dogger-Malm est bien daté grâce à d'abondants spécimens de *Trocholines* et de *Protopeneroptis striata* Weynschenk ; le Lias, en revanche, est plus difficile à mettre en évidence (*Involutina liassica* remaniée ou non ?).

Variations : elles sont nombreuses dans le détail ; les plus significatives me semblent être les suivantes :

- des variations d'épaisseur totale des formations calcaires à niveaux bréchiques, qui sont puissantes dans l'unité de Garmeni Rachi et dans la partie occidentale de l'unité du Pirgaki, moins épaisses dans le secteur oriental de cette dernière et, dans la mesure où cela est déterminable, dans l'unité de Chatala ;

- les variations de la taille des éléments détritiques contenus dans les brèches (taille maximale des éléments observés et proportion approximative des calcirudites par rapport aux calcarénites) : Les éléments les plus grossiers appartiennent aux séries de l'unité de Chatala (partie inférieure du Jurassique surtout) et de l'unité du Pirgaki.

b. LES SERIES JURASSIQUES PELITIQUES (9, fig. 112).

Affleurements : unités inférieure et supérieure de Loggitsion, de l'Othrys orientale à l'Othrys occidentale.

Série type : elle est formée d'un ensemble de pélites (shales) rouge-lie-de-vin, à débit en écailles, à rares passées de calcaires microbréchiques, d'ordre métrique. L'épaisseur totale de la série jurassique est faible, mais des réductions de nature tectonique peuvent accentuer ce caractère.

Variations : elles sont peu importantes et concernent principalement l'épaisseur des calcaires intercalés dans les pélites, la présence de niveaux plus ou moins gréseux à la partie supérieure de ces pélites (Othrys occidentale) et le développement de niveaux radiolaritiques francs au sein de celles-ci (*cf.* unité supérieure de Loggitsion, au Nord d'Agrilia).

c. REMARQUE : LA SERIE JURASSIQUE DE PROFITIS ILIAS (10, fig. 112).

Cette série jurassique qui affleure près de Lamia est particulière dans la mesure où il existe une formation de calcaires bréchiques d'âge dogger-malm à éléments millimétriques à pluricentimétriques, d'épaisseur totale très faible (une dizaine de mètres), reposant directement sur des calcaires triasiques. En outre, la partie sommitale de cette série est riche en radiolarites mais aussi en pélites rouge-lie-de-vin. Elle présente donc des affinités avec les séries typiquement maliaques, mais ne se rattachent clairement à aucun des types précédemment décrits.

3. LA SERIE JURASSIQUE DU KOZIAKAS.

Affleurements : le Jurassique est connu dans les différentes unités du Koziakas, à la limite des zones internes et des zones externes, entre la vallée du Penée au Nord et le village de Dafnosplia (et peut-être Loutro Kaitsa) au Sud (Aubouin, 1959 ; Ferrière, 1974 c ; Ardaens, 1978 ; Jaeger, 1979 ; Courtin, 1979).

N'ayant pas effectué une étude complète des affleurements jurassiques des unités du Koziakas, la série proposée n'a pas obligatoirement valeur de série type ; elle ne correspond qu'à la synthèse des différentes coupes analysées (*cf. supra*).

La série jurassique du Koziakas comprend deux composants essentiels (11, fig. 112) :

- des calcaires, parmi lesquels on note la présence de calcaires fins siliceux, de calcarénites et de calcirudites souvent riches en oolithes, à lithoclastes (extraclastes) calcaires et parfois siliceux ;

- des radiolarites rouges et des pélites jaunes ou rouge-lie-de-vin, à niveaux siliceux.

La base de la série jurassique est essentiellement formée de calcaires plus ou moins siliceux - ces niveaux constituent la crête principale à regard oriental - ; la partie médiane s'enrichit en passées décimétriques radiolaritiques ; la partie supérieure, enfin, est essentiellement radiolaritique et contient de rares passées de calcaires microbréchiques. Les parties médiane et supérieure sont datées du Dogger-Malm par une abondante microfaune, dont *Protopeneroptis striata*.

Interprétation : la série jurassique du Koziakas présente de nombreuses affinités de faciès avec celles des unités intermédiaires d'Othrys, et notamment les séries des monts Pirgaki et Giusi ou Garmeni Rachi.

Ces analogies ne signifient pas qu'il s'agisse obligatoirement de séries occupant la même position paléogéographique. Un certain nombre de différences peuvent d'ailleurs être notées par rapport aux séries maliaques d'Othrys ; elles concernent :

- l'épaisseur des séries jurassiques, apparemment plus importante dans le Koziakas ;
- la teinte des calcaires, à dominante beige dans le Koziakas, grise en Othrys ;
- la richesse en oolithes des calcaires, qui serait plus grande dans le Koziakas, et la nature du passage au Crétacé inférieur, discontinue en Othrys, et qui pourrait être progressif dans le Koziakas (Jaeger, 1980).

B. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU JURASSIQUE.

1. SIGNIFICATION DES PRINCIPAUX FACIES OBSERVES.

a. CALCAIRES MASSIFS DES SERIES PELAGONIENNES (1 à 3, fig. 112).

Ils forment en général une série continue du Lias au (Dogger) Malm, mais ils peuvent s'arrêter localement à différents niveaux dans le Jurassique, au Dogger ou même au Lias (série du Strimbes ; 3, fig. 112).

Leurs faciès graveleux ou oolithiques francs, sans débris de roches étrangères au bassin de sédimentation, ainsi que les fossiles présents -Algues, débris d'Encrines, Lamellibranches de grande taille (Mégalo-dontidés liasiques), gros Lituolidés (Orbitopselles, etc...), *Cladocoropsis* et Madréporaires- indiquent une plate-forme subsidente du Lias au Malm p.p., recouverte par une faible tranche d'eau.

Localement, la série néritique s'arrête au Lias, et des faciès condensés à Lagénidés, *Involutina liassica* et embryons d'Ammonites marquent un accroissement de la profondeur dans le secteur considéré (Strimbes).

b. LES FORMATIONS CALCARO-SILICEUSES RICHES EN BRECHES.

Elles constituent l'essentiel du Jurassique des unités intermédiaires de Chatala, Pirgaki et Garmeni Rachi, du Lias au (Dogger) Malm ("Formation de Meterizia" de Smith *et al.*, 1975).

J'ai donné précédemment (*cf.* conclusions du Jurassique des unités de Pirgaki-Garmeni Rachi) une description détaillée de ces formations, en ce qui concerne notamment la nature, l'âge et l'origine des débris de roches, calcaires surtout, contenues dans les brèches. A cette occasion, j'ai discuté du processus de mise en place de ces niveaux détritiques calcaires, à partir des travaux de Price (1977) issus d'observations faites dans le secteur d'Anavra.

L'analyse des éléments montre que ceux-ci proviennent, dans la majorité des cas, de séries semblables à celles qui constituent les unités tectoniques les plus basses d'Othrys, à savoir les séries pélagoniennes et celles de l'unité de Chatala : c'est le cas plus particulièrement des nombreux débris de calcaires du Trias supérieur à Involutines. Naturellement, il existe une évolution de la nature des apports au cours du temps, dans la mesure où de nouveaux faciès se déposent sur la plate-forme pélagonienne et ses marges au cours du Jurassique.

Une autre source d'éléments peut être mise en évidence par l'étude de la base de l'ensemble bréchique, d'âge trias supérieur-lias. Des débris de roches éruptives, de calcaires werféno-anisiens et peut-être de brèches aniso-ladiniennes à éléments paléozoïques, semblent avoir pour origine la partie inférieure de la série de Garmeni Rachi. Par la suite, au Dogger-Malm, ce type de remaniements à l'intérieur de la même série paraît s'estomper, à moins que ceux-ci ne soient difficiles à reconnaître du fait du caractère déjà détritique des calcaires représentant la partie inférieure du Jurassique.

Quoi qu'il en soit, il ne semble pas que l'on puisse mettre en évidence une évolution de l'âge des éléments impliquant une érosion de plus en plus profonde de la zone d'alimentation en matériel détritique ; au contraire, il existe des éléments de plus en plus récents, de la base au sommet des formations bréchiques, mêlés à des éléments d'âge plus ancien, du Trias supérieur notamment, visibles à tous les niveaux du Jurassique. Il n'est d'ailleurs pas exclu qu'une partie de ces derniers puissent provenir de remaniements multiples.

Selon Price (1977), ces sédiments correspondraient à un cône sous-marin formé par des processus de "sediment gravity-flow" de type "débris-grain flow" et courants de turbidité s.s. Pour des raisons liées à l'agencement interne des particules, mais aussi à la nature des éléments présents, cet auteur estime qu'une partie des calcarénites (les "calcarénites massives") aurait une origine quelque peu différente des autres sédiments calcaires détritiques.

Pour ma part, étant donné l'association constante sur le terrain, quelle que soit la position de la série observée, des différents types de faciès, d'une part, et le fait que les éléments terrigènes particuliers sont surtout présents à la partie inférieure de l'ensemble bréchi- que, d'autre part, j'ai plutôt tendance à penser que la diversité de nature des éléments est principalement liée à l'état particulier des différents secteurs, à la suite de l'épisode d'instabilité et de volcanisme du Trias moyen-supérieur. L'alimentation en provenance de la plate- forme deviendrait prépondérante au cours du Jurassique, à la suite de la régularisation des aires de réception sous l'effet du dépôt des premiers sédiments détritiques au Trias supérieur- Lias.

Cela n'exclut pas, naturellement, la possibilité d'une alimentation par des voies diversi- fiées et hiérarchisées, à partir de la plate-forme pélagonienne et même à partir de blocs bas- culés en position distale par rapport à cette marge, selon des modèles connus actuellement (Mon- tadert *et al.*, 1979).

Quoi qu'il en soit, le résultat serait bien la formation d'un cône sous-marin de taille im- portante mais localisé à l'Othrys, ce qui expliquerait l'absence de tels faciès dans les séries de type maliaque, en Eubée par exemple.

C. LES SEDIMENTS SILICEUX RADIOLARITIQUES JURASSIQUES.

Les séries jurassiques anté-ophiolitiques étudiées sont riches en niveaux siliceux radiola- ritiques plus ou moins pélitiques. Ceux-ci se développent surtout dans la partie sommitale de ces séries, c'est-à-dire au Dogger-Malm.

Cette dernière observation s'applique principalement aux séries maliaques intermédiaires (Chatala, Pirgaki, Garmeni Rachi), mais aussi à certaines séries maliaques des unités de Loggit- sion et à la plupart des séries pélagoniennes.

Récemment, Charvet (1978), Fleury (1980) et Thiébault (1982) ont discuté le problème de la profondeur de dépôt et de la formation des radiolarites dans les Dinarides s.l., en se fondant sur des travaux récents relatifs notamment aux variations du niveau de compensation des carbona- tes (C.C.D.), à la subsidence des plates-formes et des bassins profonds et à l'interprétation des "Ammonitico Rosso" et des radiolarites de séries diverses (Jenkyns, 1971, 1974 ; Berger, 1972 ; Bernoulli et Jenkyns, 1974 ; Berger et Winterer, 1974 ; Bosellini et Winterer, 1975, 1981 ; Van Andel, 1975 ; Parsons et Sclater, 1977 ; Stechler et Watts, 1978 ; Mc Kenzie, 1978 ; Sclater *et al.*, 1979 ; Jarvis et Mc Kenzie, 1980 ; Sclater et Christie, 1980, etc...).

Naturellement, pour un bassin tel que le bassin maliaque, on doit envisager une subsidence tectonique importante entre la période de fracturation et d'extension (au Trias moyen-supérieur (?)) et le Jurassique supérieur. La profondeur de dépôt des radiolarites jurassiques a donc pro- bablement été supérieure à celle des radiolarites triasiques, puisque les faibles taux de sédi- mentation observés n'ont pas dû compenser cet approfondissement.

Si Charvet (1978) et Fleury (1980) retiennent pour des radiolarites jurassiques appartenant à des bassins dinariques et helléniques différenciés au Trias, des profondeurs de l'ordre de 1 500 à 2 000 m, Thiébault (1982) obtient des valeurs de l'ordre de 3 500 à 4 000 m (radiolari- tes jurassiques du Pinde).

Les courbes de subsidence thermique calculée par Thiébault (*op. cit.*) pour le bassin pindi- que, peuvent être appliquées au bassin maliaque, marqué par une succession d'événements compara- bles. Il s'agirait même dans ce dernier d'une subsidence minimale, puisque une véritable croûte océanique a probablement occupé une partie du bassin maliaque au cours du Jurassique (fig. 182).

Cependant, si ce raisonnement peut s'appliquer aux séries maliaques, il n'en est pas de mê- me pour les séries pélagoniennes. En effet, ce n'est qu'au cours du Dogger-Malm que la sédimen- tation carbonatée néritique passe assez brutalement, par l'intermédiaire de quelques mètres de faciès à filaments ou de brèches calcaires, à des radiolarites franches (Flambouri) ou pélitiques. La durée de la période d'instabilité comprise entre l'arrêt de la sédimentation carbona- tée et le début de la sédimentation siliceuse ne peut être fixée précisément ; cependant, elle est incontestablement comprise entre un certain Dogger et le Kimméridgien.

Même en retenant, au Dogger-Malm, la profondeur la plus faible pour la C.C.D., à savoir celle envisagée par Winterer et Bosellini (1981) pour le sillon liguro-piémontais, et Thiébaud (1982) pour le sillon pindique, correspondant à 2 000 m, et en considérant que celle-ci se relève sur les bordures des bassins, il n'est guère possible de faire passer le domaine pélagonien sous la C.C.D. au cours de cette période par continuation simple du processus de subsidence amorcé au Trias, et ce d'autant plus que le taux de sédimentation devient extrêmement faible sur la plate-forme pélagonienne au Jurassique.

Si l'on doit faire intervenir un facteur particulier pour expliquer ce changement brutal de sédimentation au niveau des séries pélagoniennes, il est clair que celui-ci doit avoir un lien quelconque avec le phénomène ophiolitique. On peut envisager que le changement de sédimentation ait pour origine une accélération du processus de subsidence :

- soit lors de la création de la croûte océanique qui donnera les nappes ophiolitiques, ce qui fixerait le début de ce phénomène (au Dogger ?) ;

- soit sous l'effet des premières manifestations compressives affectant un ensemble possédant une croûte océanique déjà bien individualisée (mise en tension avant l'obduction, ou obduction naissante avec écaillage intra-océanique ayant des conséquences sur la marge adjacente).

Il est par ailleurs possible d'admettre que les transformations liées aux processus de création de croûte océanique, ou surtout d'écaillage de celle-ci, aient entraîné des variations du volume des bassins considérés, et donc des variations des phénomènes associés (courants, échanges avec les bassins voisins...), et même des modifications directes des caractéristiques chimiques des eaux marines correspondantes (augmentation du taux de silice ?), tout facteur ayant des conséquences non négligeables sur l'évolution de la C.C.D.

Quelle que soit cette évolution, il me semble que l'approfondissement de la plate-forme pélagonienne au Dogger-Malm ne peut être niée (brèches parfois granoclassées sur les calcaires néritiques), que ce soit le facteur principal ou non, du passage à la sédimentation radiolaritique.

d. LES PELITES ROUGE LIE-DE-VIN JURASSIQUES.

Elles représentent l'essentiel des séries supposées jurassiques des unités de Loggitsion, mais sont également présentes au sein du Jurassique des unités de Garmeni Rachi et de Pirgaki, et même au sommet des séries jurassiques pélagoniennes.

L'étude des argiles montre une évolution de la nature des pélites, du Trias au Jurassique, dans les unités de Loggitsion (fig. 57). Les influences continentales sont importantes, même au Jurassique, dans ces séries maliaques pourtant les plus distales par rapport au Pélagonien. Par ailleurs, elles ne semblent pas présenter d'affinités avec les "argiles rouges des grands fonds" actuellement connues dans les grands océans (fig. 117).

Des variations du spectre des argiles existent entre niveaux d'âge comparable de la partie supérieure du Jurassique des séries maliaques et pélagoniennes et même entre les séries pélagonienne d'Othrys orientale et centrale (fig. 117). Ce problème sera abordé dans un paragraphe ultérieur (2e partie, chapitre IV B, paragraphe VI).

2. PRINCIPALES ETAPES DE L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE AU JURASSIQUE.

a. OTHRYS.

a1. Evolution d'ensemble.

L'analyse des séries jurassiques d'Othrys montre que les processus sédimentaires sont restés relativement constants au cours de cette période, avec des dépôts de calcaires néritiques sur la plate-forme d'une part, une sédimentation pélitique et parfois radiolaritique dans la partie distale du bassin maliaque et l'accumulation de calcaires détritiques (turbidites, etc...) dans sa partie proximale (transition au Pélagonien) d'autre part.

La constance de ces processus n'implique pas la stabilité du bassin et de ses marges ; des blocs (limités par des failles ?) jouent probablement indépendamment les uns des autres au cours du Jurassique, soit positivement (alimentation accrue des brèches), soit négativement (changement de sédimentation : série du Strimbes, peut-être), soit par rotation au niveau de failles listriques (variations d'épaisseur des sédiments détritiques piégés).

Le changement de sédimentation le plus important se produit au cours du Malm, juste avant l'arrivée des ophiolites, chacun des secteurs de l'Othrys étant alors le siège d'une sédimentation radiolaritique et/ou pélitique.

Globalement, il est clair qu'il existe une évolution bathymétrique depuis une plate-forme peu profonde (1 à 3, fig. 112) vers un bassin profond (9), reliés entre eux par une pente plus ou moins marquée (4 à 8). Cette pente semble moins importante au Malm, du fait de l'affaissement de la plate-forme pélagonienne, mais elle conserve probablement la même polarité, au moins jusque l'arrivée des nappes ophiolitiques.

a2. Particularités de l'ensemble Maliaque-Pélagonien au Jurassique.

a2.1. Détermination du sens des (paléo)pentés entre Pélagonien et Maliaque.

Ce problème a été évoqué dans les conclusions relatives au Jurassique de chacune des unités tectoniques d'Othrys : il suffit théoriquement de comparer des faciès de même âge appartenant à une même unité tectonique pour le résoudre. Cependant, les difficultés apparaissent : déterminer des périodes de temps comparables, notamment dans les unités de Pirgaki, Garmeni Rachi et Loggition, et parfois même, distinguer les unités, comme c'est le cas pour la limite méridionale entre les unités de Pirgaki et de Garmeni Rachi.

Les résultats les moins hypothétiques concernent :

- l'unité du Messovouni, du Lias moyen-supérieur au Dogger-Malm : la série du Strimbes, avec ses niveaux condensés liasiques à *Involutina liassica*, et une absence de sédimentation (avec surface durcie ?) entre ce niveau et les brèches à *Protopeneroptis striata*, s'oppose à la série "moins profonde" du Flambouri, caractérisée par des calcaires liasiques à Orbitopselles, des calcaires oolithiques épais (Dogger ?) et des bancs massifs à *P. striata*. La direction précise de cette pente, à composante occidentale, ne peut être déterminée du fait de l'absence (originelle ou non) de Jurassique daté au Sud (faille) et au Nord de la "fenêtre de l'Othrys" ;

- l'unité de Chatala : les calcaires à *Protopeneroptis striata* observés dans le Likorachi sont en bancs plus massifs et moins riches en passées siliceuses que dans le Kedro Rachi plus occidental. Mais il n'est pas certain que les périodes de temps comparées soient exactement les mêmes. Par ailleurs, il n'est pas possible de comparer les sédiments liasiques, ceux-ci étant trop mal datés dans les deux séries ;

- l'unité du Pirgaki : la formation des calcaires bréchiqes et microbréchiqes contenant *Protopeneroptis striata* semble être moins épaisse à l'Est de Paleokerassea qu'à l'Ouest (monts Valsera et Migdalia), et surtout qu'au Nord-Ouest (monts Giusi et Pirgaki), alors que la taille des éléments détritiques (proportion de calcirudites par rapport aux calcarénites) paraît décroître depuis Pelasgia (à l'Est) et le mont Valsera (au Sud), en direction des monts Pirgaki et Giusi (au Nord-Ouest). Malheureusement, l'importance des plissements et écaillages dans ces secteurs ne permet pas d'être affirmatif.

En dépit d'un certain nombre d'imprécisions, les exemples analysés, et notamment l'unité du Messovouni, témoignent de (paléo)pentés inclinées vers l'Ouest (Nord-Ouest à Sud-Ouest) entre la plate-forme pélagonienne et le bassin maliaque.

Un certain nombre de structures considérées comme des "slumpings" ont été signalées dans la formation pélito-radiolaritique du Malm de l'unité de Garmeni Rachi, notamment (Price, 1976 ; Smith et Woodcock, 1976 a) ; ils indiqueraient également des pentés inclinées en moyenne vers l'Ouest.

Les évolutions bathymétriques reconstituées ne sont peut-être pas caractéristiques de la pente d'ensemble formant la liaison entre les séries pélagoniennes et le bassin maliaque. Nous verrons en effet (cf. conclusions de la 2e partie), que dans le cas d'une marge présentant des blocs basculés et des failles listriques, de nombreuses contre-pentés existent (Montadert *et al.*, 1979 ; Bally *et al.*, 1981).

a2.2. Particularités locales au sein du bassin maliaque.

La nature particulière du Jurassique de la série de Profitis Ilias, près de Lamia, caractérisée par une lacune du Lias (Dogger p.p. ?) et des brèches calcaires à *Protopenneroplis striata* peu épaisses, bien qu'à grain grossier, est liée à la transversale du Sperchios (cf. conclusions générales du chapitre Stratigraphie).

b. KOZIAKAS.

La série jurassique du Koziakas est proche, par ses faciès, du Jurassique des unités intermédiaires d'Othrys (Chatala, Pirgaki, Garmeni Rachi). Elle marque comme celles-ci une transition entre une plate-forme et un bassin plus profond, dont la position paléogéographique précise sera analysée plus loin (cf. conclusions générales du chapitre Stratigraphie) : marge pélagono-pindique ou, avec moins de probabilité, transition pélagono-maliaque ou maliaco-parnassienne (dans le cas où la plate-forme parnassienne se prolongerait au Nord du Sperchios).

JURASSIQUE SUPERIEUR - EOCRETACE

LA PERIODE OPHIOLITHIQUE

SOUS-CHAPITRE IV A : GENERALITES

La période Jurassique supérieur-Eocrétacé est fondamentale dans le développement des Hellénides. Elle est marquée par l'existence d'une tectonique importante, dont le résultat est la mise en place de nappes ophiolitiques et de nappes constituées de terrains sédimentaires et effusifs dans les zones orientales (Mercier, 1966 ; Dercourt, 1970, 1972 ; Ferrière, 1972, 1974 b ; Hynes *et al.*, 1972 ; Bernouilli et Laubscher, 1972 ; Aubouin, 1973 ; Smith *et al.*, 1975 ; Jacobsen, *et al.*, 1976 ; Katsikatsos, 1979). L'existence ou l'absence de cette structuration précoce par rapport aux phases helléniques classiques, d'âge tertiaire, a conduit Brunn (1956) à distinguer les "zones internes", tectonisées dès la fin du Jurassique, et les "zones externes", qui ne le seront qu'au Tertiaire.

I. PLAN ADOPTE

Du fait de la tectonisation des "zones internes", de nombreuses lacunes existent au sein des séries sédimentaires, d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur, que ce soit par absence de dépôt ou par érosion de sédiments déjà déposés. Nous essaierons de combler cette absence de documents concernant les zones internes, par l'analyse des séries des zones externes les plus orientales, dont les sédiments ont enregistré certains des événements marquants des zones internes adjacentes, dans la mesure, naturellement, où ces événements ont eu des conséquences sur les phénomènes sédimentaires, dont on sait qu'ils témoignent surtout des évolutions de "surface".

Nous analyserons successivement les formations lithologiques des zones internes puis celles des zones externes. Dans les zones internes, nous distinguerons tout d'abord les sédiments fini-jurassiques déposés avant l'arrivée des nappes ophiolitiques ; nous verrons que ces "formations pré-ophiolitiques" parfois chaotiques ("Volcano-Détritique") témoignent d'un changement radical de la sédimentation en liaison avec le phénomène ophiolitique. Nous décrirons ensuite les ophiolites elles-mêmes, puis les premiers sédiments qui les recouvrent ou résultent de leur érosion.

II. LES SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES UTILISEES

CRÉTACÉ	SUPERIEUR	91	CENOMANIEN	} VRACONIEN	
		95 ± 1	ALBIEN		
		107	APTIEN		
		(112)	BARREMIEN	NEOCOMIEN	
		(114)	HAUTERIVIEN		
	INFERIEUR	(119)	VALANGINIEN		
		(126)	BERRIASIEN		
		130 ± 3	PORTLAND.-TITHON.		
	JURASSIQUE		135	KIMMERIDGIEN	MALM
			140	OXFORDIEN	
		150			

Tabl. II. 13. - Echelle stratigraphique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, utilisée dans le mémoire.

Le tableau ci-dessus (tabl. II 13) donne les principales subdivisions utilisées pour cette période. Le degré de précision atteint est très variable selon les séries analysées : intéressant dans le cas des séries externes et des séries internes supra-ophiolitiques, grâce à l'étude des Calpionelles notamment, il est nettement insuffisant dans celui des séries chaotiques infra-ophiolitiques.

SOUS-CHAPITRE IV B : FORMATIONS PRÉ-OPHIOLITIQUES

I. GENERALITES

Les formations lithologiques décrites dans ce paragraphe constituent la partie sommitale des séries impliquées dans la tectonique anté-Crétacé supérieur de l'Othrys. Elles sont particulièrement bien individualisées dans la zone pélagonienne, du fait de l'existence d'un *changement de sédimentation* assez brutal, les calcaires massifs du Dogger-Malm, à faune néritique, étant remplacés par des sédiments pélitiques et radiolaritiques qui peuvent être surmontés par des formations conglomératiques ou chaotiques à blocs décamétriques de natures diverses. Des sédiments de même type se déposent durant cette période dans le bassin maliaque, mais le changement de sédimentation y est moins radical, étant donné la richesse en silice des séries triasico-jurassiques sous-jacentes ; seules les formations chaotiques peuvent être clairement distinguées, lorsqu'elles existent, naturellement.

A. HISTORIQUE.

Cet historique concerne les formations fini-jurassiques des zones internes, antérieures et/ou contemporaines à la première mise en place des ophiolites ; elles seront dites "formations pré-ophiolitiques", qu'elles soient pélito-radiolaritiques, ou d'aspect chaotique ("Volcano-Détritique", dans ce dernier cas).

Les associations ophiolites-pélites-radiolarites ont été remarquées, notamment en Othrys, dès la fin du XIXe siècle, et désignées sous le nom de "Serpentin-Hornstein-Schiefer Formation" par Philippson (1895). Ce dernier leur attribuait un âge crétacé, bien qu'il ait représenté sur certaines de ses coupes, la discordance des calcaires crétacés sur ces formations (coupe n° 3, planche 9, Philippson, 1895). Différents auteurs reprendront une terminologie comparable par la suite ; on peut citer :

- Renz (1927, 1930, 1940, 1955) qui précise l'attribution paléogéographique de cette formation lithologique en la nommant "Osthellenische Serpentin-Schiefer-Hornstein gruppe" ;

- Marinos (1956) et Marinos *et al.* (légendes des cartes à 1/50 000 de l'Othrys, 1957 à 1967) qui, à propos de l'étude du massif de l'Othrys, parlent de la "Schiefer-Hornstein Formation" ou "Shale-Chert group", et considèrent qu'elle est formée de pélites et de radiolarites au sein desquelles s'intercalent, à différents niveaux du Trias et du Jurassique, des termes calcaires et des roches éruptives telles que les ophiolites ;

- Tataris (1967, 1975 a, b) qui utilise le terme "Shale Chert Sandstone formation with ophiolites" ou "Sh 2 - formation".

Ces diverses dénominations regroupent en fait des formations lithologiques très différentes, appartenant soit aux zones internes, telles que des ophiolites s.s., des séries maliaques triasico-jurassiques (pélites, radiolarites et surtout niveaux volcano-sédimentaires triasiques) et même des calcaires pélagoniens (*cf.* Othrys centrale), soit, mais plus rarement, aux zones externes, comme le flysch béotien au sens de Clément (1971) et Celet et Clément (1971).

Parallèlement, un certain nombre d'auteurs ont mis l'accent sur le problème des ophiolites et créé une terminologie qui tend à regrouper les roches éruptives ophiolitiques et les sédiments qui leur sont intimement liés. Ainsi, Kober (1952) distingue des associations ophiolites-radiolarites internes (I. R. O.) et externes (E. R. O.), alors que les géologues de l'école française (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Dercourt, 1964 ; Godfriaux, 1965 ; Mercier, 1968) parlent de "complexe ophiolitique" ou de "cortège ophiolitique". Ces derniers sont alors conduits à reconnaître une couverture à ces ophiolites, mais aussi un soubassement qu'ils décrivent en détail. Brunn (1956), par exemple, signale en Macédoine, entre les carbonates pélagoniens et les ophiolites s.s. du massif du Vourinos, des niveaux de schistes particuliers très siliceux (niveau "e"), et attire l'attention sur le changement de sédimentation correspondant, en rapport, selon lui, avec le phénomène ophiolitique. Des niveaux fini-jurassiques de même nature sont signalés par la suite dans d'autres secteurs de la zone pélagonienne, tels que le Kallidromon (Celet, 1962) ou l'Eubée (Guernet, 1971 ; Guernet et Parrot, 1972). Cependant, ces descriptions ne concernent que des formations radiolaritiques ou détritiques, à grain fin, relativement bien stratifiées.

Enfin, dans la dernière décennie, des ensembles chaotiques à éléments ophiolitiques ont été reconnus et considérés comme des formations lithologiques à part entière et, comme telles, ont fait l'objet de diverses publications dans lesquelles leur origine et leur signification ont été envisagées :

- dans un premier temps, Mercier et Vergely (1972) ont analysé le problème de l'origine des "mélanges" ophiolitiques de Macédoine, qu'ils supposent être le résultat d'une dissociation tectonique polyphasée ;

- puis, en même temps que les travaux effectués en Othrys (Ferrière, 1972, 1974 b ; Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975) permettaient de montrer que la "Schiefer-Hornstein Formation" de Marinos (1956) correspondait en fait à un empilement d'unités tectoniques, des interprétations différentes ont été proposées pour expliquer la présence des formations chaotiques à blocs entre ces diverses unités ophiolitiques et sédimentaires mises en place avant le Crétacé supérieur. Alors que Hynes *et al.* (1972) puis Smith *et al.* (1975) proposaient une origine tectonique pour ces "mélanges", j'ai considéré, pour ma part, qu'il s'agissait d'un ensemble "volcano-sédimentaire chaotique" (Ferrière, 1974 b) semblable à ceux précédemment signalés dans les zones internes des Dinarides s.s. (Ciric, 1954 ; Aubouin *et al.*, 1970) et admis qu'il reposait normalement sur les niveaux jurassiques sous-jacents (Ferrière, *op. cit.*, fig. 3). La description alors proposée était la suivante (Ferrière, *op. cit.*, p. 545 et 555) : "20 à 30 m -visibles- de radiolarites pélitiques rouges, surmontées d'un ensemble volcano-sédimentaire chaotique contenant des blocs de grès, de dolérites, des conglomérats à éléments de grès quartzeux ainsi que des corps de serpentine dans la partie supérieure de la Formation", admettant, pour ces derniers, qu'il pouvait s'agir (p. 555) "de simples copeaux tectoniques ou d'olistolithes repris tectoniquement".

- des études détaillées, menées dans les Hellénides, essentiellement en Iti (Celet, 1976 ; Celet *et al.*, 1977 a et b ; Bléhaut, 1975 ; Wigniolle, 1975, 1977), en Othrys (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1977 a et b ; Smith *et al.*, 1979), et sous la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Terry, 1975) ainsi que dans les Dinarides s.s. (Dimitrijevic et Dimitrijevic, 1973 ; Cadet et Charvet *in* Celet *et al.*, 1977 a), ont conduit à la conclusion que ces formations chaotiques correspondaient à un olistostrome formé au cours des phases paléotectoniques précoces (Jurassique supérieur-Eocrétacé), à l'avant des nappes ophiolitiques. L'un des résultats les plus importants de ces travaux fût de démontrer que les formations chaotiques reposaient bien en contact stratigraphique normal, par l'intermédiaire de niveaux périto-radiolaritiques, sur leur soubassement sédimentaire jurassique, que celui-ci soit néritique ou pélagique. Depuis lors, de tels ensembles lithologiques chaotiques ont été reconnus en Argolide (Vrielynck, 1978) et même dans des secteurs helléniques métamorphiques tels que le Vourinos (Naylor et Harle, 1976) ou le Pelion (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1980).

Ces interprétations, caractérisées par le fait que les formations fini-jurassiques chaotiques à éléments ophiolitiques, en position infra-ophiolitique, seraient dues initialement à un processus sédimentaire -les blocs provenant malgré tout de nappes en mouvement- tendent à les différencier de formations voisines par leur contenu, dont le caractère chaotique aurait été acquis au cours de différentes phases tectoniques, telles que l'"Ankara-mélange" (Bailey et Mac Callien, 1950), le "Franciscan Mélange" (Hsü, 1968, 1974 ; Blake et Jones, 1974) ou les "mélanges ophiolitiques de Macédoine" (Mercier et Vergely, 1972). Cependant, ces différences ne sont peut-être pas fondamentales ; des auteurs récents admettent en effet que les caractéristiques du "Franciscan Mélange" par exemple sont avant tout le résultat de phénomènes de resédimentation (Cowan, 1978) ; Smith *et al.* (1979) se rallie également à cette interprétation pour les "Mélanges" d'Othrys, et enfin, Mercier et Vergely (*in* Dercourt *et al.*, 1977) n'excluent pas que de tels phénomènes aient pu intervenir, avant les déformations principales, dans les mélanges ophiolitiques de Macédoine.

Les hypothèses qui postulent que les formations chaotiques fini-jurassiques des zones internes helléniques et dinariques sont de type olistostrome, peuvent être en revanche rapprochées de celles qui ont été élaborées dans les chaînes téthysiennes plus orientales, pour expliquer la genèse de formations chaotiques à éléments ophiolitiques, en général plus récentes que celles des Dinarides s.l. (De Graciansky, 1973 ; Gansser, 1974).

Une différence importante subsiste toutefois entre la majeure partie des hypothèses tectono-sédimentaires et celle que nous retenons pour les formations chaotiques des Hellénides internes (Celet *et al.*, 1977 a, 1977 b), dans la mesure où, pour nous, le contact de base est un contact originellement stratigraphique, même si localement des indices de tectonisation existent, alors que pour Gansser (1974) par exemple, les "mélanges ophiolitiques" reposent toujours en nappe sur les niveaux sous-jacents. Cet auteur distingue également des "olistostromes ophioli-

tiques" qui sont intercalés stratigraphiquement dans les séries, mais ces dernières sont situées à l'extérieur du domaine de mise en place des ophiolites, si bien qu'il ne s'agit plus d'un équivalent des formations chaotiques fini-jurassiques des zones internes helléniques, qui sont tectonisées dès la première phase de mise en place des ophiolites et recouvertes par celles-ci, mais plutôt d'un équivalent des séries béotiennes, par exemple.

Cette remarque est importante et doit conduire à une grande prudence lorsque l'on essaie d'établir des comparaisons entre des formations chaotiques à éléments ophiolitiques appartenant à des chaînes différentes.

Par ailleurs, même dans des cas relativement "simples", comme celui de l'Oman, des divergences semblables à celles déjà évoquées pour l'Othrys sont apparues : pour Gansser (1974), la nappe d'Hawasina constitue un mélange ophiolitique, alors que pour des auteurs plus récents, et notamment Graham (1980), il s'agit, pour l'essentiel, de séries disloquées tectoniquement, le "mélange ophiolitique" étant beaucoup plus réduit en volume.

B. PROBLEMES DE NOMENCLATURE.

Le bref historique esquissé ci-dessus a mis en évidence la diversité des termes retenus pour désigner les formations lithologiques, plus ou moins chaotiques, généralement associés aux ensembles ophiolitiques. Nous ne discuterons ici que des définitions relatives aux formations périto-radiolaritiques surmontées de niveaux chaotiques à blocs, situées sur des soubassements d'âge jurassique, appartenant aux Hellénides internes.

Dans les Dinarides s.l., les termes les plus utilisés ont été :

- pour les Dinarides s.s. :
 - + "Diabas-Hornstein Formation" (Ciric, 1954) ou "Diabase-Radiolarite" (Ciric et Karamata, 1960) ;
 - + "Formation volcano-sédimentaire jurassique" (Pamic, 1963 ; Aubouin *et al.*, 1970) ;
 - + "Olistostrome mélange" (Dimitrijevic et Dimitrijevic, 1973) ;
 - + "Formation ou Mélange volcano-détritique" (Celet *et al.*, 1977 a) ou "Formation volcano-détritique" (Charvet, 1978) ;

- pour les Hellénides : parmi les termes utilisés pour désigner les niveaux particuliers situés immédiatement sous les ophiolites, dans les Hellénides, on peut distinguer ceux qui s'adressent à des ensembles à grain fin, de ceux qui ont été créés pour les ensembles chaotiques :

- + niveaux infra-ophiolitiques non (ou peu) chaotiques :
 - . "niveau e" (Brunn, 1956) ;
 - . "série détritique infra-ophiolitique" (Celet, Charvet et Dercourt *in* Aubouin *et al.*, 1970) ;
 - . "Anavra chert" (Smith *et al.*, 1975) ;
 - . "Diabase-chert-Formation" (Baumgartner et Bernoulli, 1976) ;
- + niveaux infra-ophiolitiques chaotiques :
 - . "Ensemble volcano-sédimentaire chaotique" (Ferrière, 1974 b) ;
 - . "Formation à blocs" (Terry, 1975) ;
 - . "Mélange de type "volcano-sédimentaire"" (Celet, 1976) ;
 - . "Mélange à éléments ophiolitiques" (Celet *et al.*, 1977 b ; Wigniolle, 1977) ;
 - . "série volcano-détritique" (Dercourt *et al.*, 1977 b) et "Formation ou Mélange volcano-détritique" (Celet *et al.*, 1977 a) ;
 - . "Mélange" (Smith *et al.*, 1979).

La multiplicité des termes utilisés s'explique par la diversité des composants lithologiques observés dans ces formations, ainsi que par les difficultés rencontrées pour déterminer les mécanismes ayant conduit à leur genèse.

Les différentes appellations retenues sont, de ce fait, généralement critiquables. Ainsi :

- les termes descriptifs, tels que "*Diabase-Radiolarite*", sont trop incomplets pour être évocateurs, et surtout sont insuffisants pour exclure des ensembles pourtant nettement différents, tels que les formations volcano-sédimentaires triasiques, qui peuvent, elles aussi, contenir des radiolarites et des diabases ;

- l'expression "Formation volcano-sédimentaire jurassique" est, elle aussi, à rejeter, dans la mesure où elle semble établir un lien étroit entre des phénomènes volcaniques et sédimentaires (sub)contemporains, ce qui n'est pas évident ;

- le terme "Mélange" est probablement le plus évocateur et le plus simple, et mériterait à ce titre d'être retenu ; malheureusement, il semble qu'il ait été employé à l'origine pour définir des ensembles dont le caractère chaotique était supposé d'origine purement tectonique (Greenly, 1919 ; Hsü, 1974 ; De Graciansky, 1973 ; Charvet, 1978). Beaucoup d'auteurs ont malgré tout utilisé ce terme dans un sens différent (+), en essayant de préciser, en outre, la nature ou la genèse de l'objet défini : "mélange à éléments ophiolitiques" (Gansser, 1974), "mélange de type volcano-sédimentaire" (Celet, 1976), "olistostrome melange" (Dimitrijevic et Dimitrijevic, 1973).

Pour éviter ces différentes difficultés, l'expression "Formation (ou série) volcano-détritique" a été retenue (Dercourt *et al.*, 1977 b ; Celet *et al.*, 1977 a ; Charvet, 1978). Son intérêt principal est de rappeler le caractère essentiellement détritique et non tectonique de la formation, et la présence au sein de celle-ci d'éléments particuliers et abondants de roches volcaniques, pour partie d'origine détritique. Par ailleurs, ce vocable, par sa construction même, permet d'établir un parallèle entre les "formations volcano-sédimentaires triasiques" et les "formations volcano-détritiques jurassiques", qui sont les formations les mieux représentées parmi celles qui contiennent des roches volcaniques, au sein des zones internes, tout en attirant l'attention sur les différences fondamentales liées à leur genèse. Cette terminologie présente malgré tout des imperfections et des insuffisances. Outre le fait que ce terme n'apporte pas d'indications quant à son caractère chaotique ni à sa liaison avec le phénomène ophiolitique, il pourrait faire penser que les seuls éléments détritiques présents sont d'origine volcanique. Ainsi, Jung (1963) classe parmi les roches pyroclastiques "les sédiments volcano-détritiques : véritables sédiments dont les matériaux (volcaniques) arrachés à la terre ferme par l'érosion ont été ensuite transportés par les eaux courantes et déposés après classement dans le fond des lacs et des mers".

En conclusion, malgré les insuffisances précédemment signalées, et afin de ne pas créer de termes nouveaux (++), j'utiliserai l'expression "Formation volcano-détritique" ou "Volcano-Détritique", pour désigner les formations chaotiques à blocs, situées à la partie sommitale des unités tectoniques maliaques et pélagoniennes d'Othrys.

Par ailleurs, je désignerai sous le nom de "Formations pré-ophiolitiques", dans le sens où elles semblent annoncer l'arrivée des ophiolites, l'ensemble des "formations à blocs" (Volcano-Détritique) et des pélites et radiolarites sous-jacentes, qui surmontent les calcaires pélagoniens ou les brèches carbonatées maliaques du Dogger-Malm. Ce terme sera particulièrement utile dans le cas où les différences entre les formations périto-radiolaritiques de base et les formations à blocs ne sont pas marquées.

Afin de respecter le plan d'ensemble utilisé pour la description des séries triasiques et jurassiques, j'analyserai les formations pré-ophiolitiques en distinguant successivement celles qui possèdent un soubassement de type pélagonien, puis celles qui reposent sur des séries de type maliaque. Enfin, je donnerai quelques précisions sur les formations chaotiques liées à des séries particulières ou désolidarisées de leur soubassement (fig. 113).

II. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES DES SERIES PELAGONIENNES

Je commencerai cette étude par la description de quelques coupes d'ensemble où le volcano-détritique chaotique est bien différencié (Unité du Messoouni, en Othrys centrale), puis je donnerai un bref aperçu des formations pré-ophiolitiques affleurant dans l'unité sous-jacente de Proslia (Othrys centrale) et en Othrys orientale.

(+) Selon Gansser (1974, p. 483), le terme "mélange" n'implique pas une origine tectonique : "the melange as originally defined by Greenly (1919) could be a tectonic feature only or also a purely sedimentary olistostrome complex".

(++) Il est en effet possible, pour résoudre ce problème, d'utiliser les règles de la nomenclature lithostratigraphique et de créer une "Formation de l'Iti" par exemple (coupe de référence possible fig. 4, *in* Celet *et al.*, 1977 a), ou bien encore de retenir un sigle (exemple - le C. H. O. S. E. : Complexe hétérogène à olistolithes sédimentaires et eruptifs).

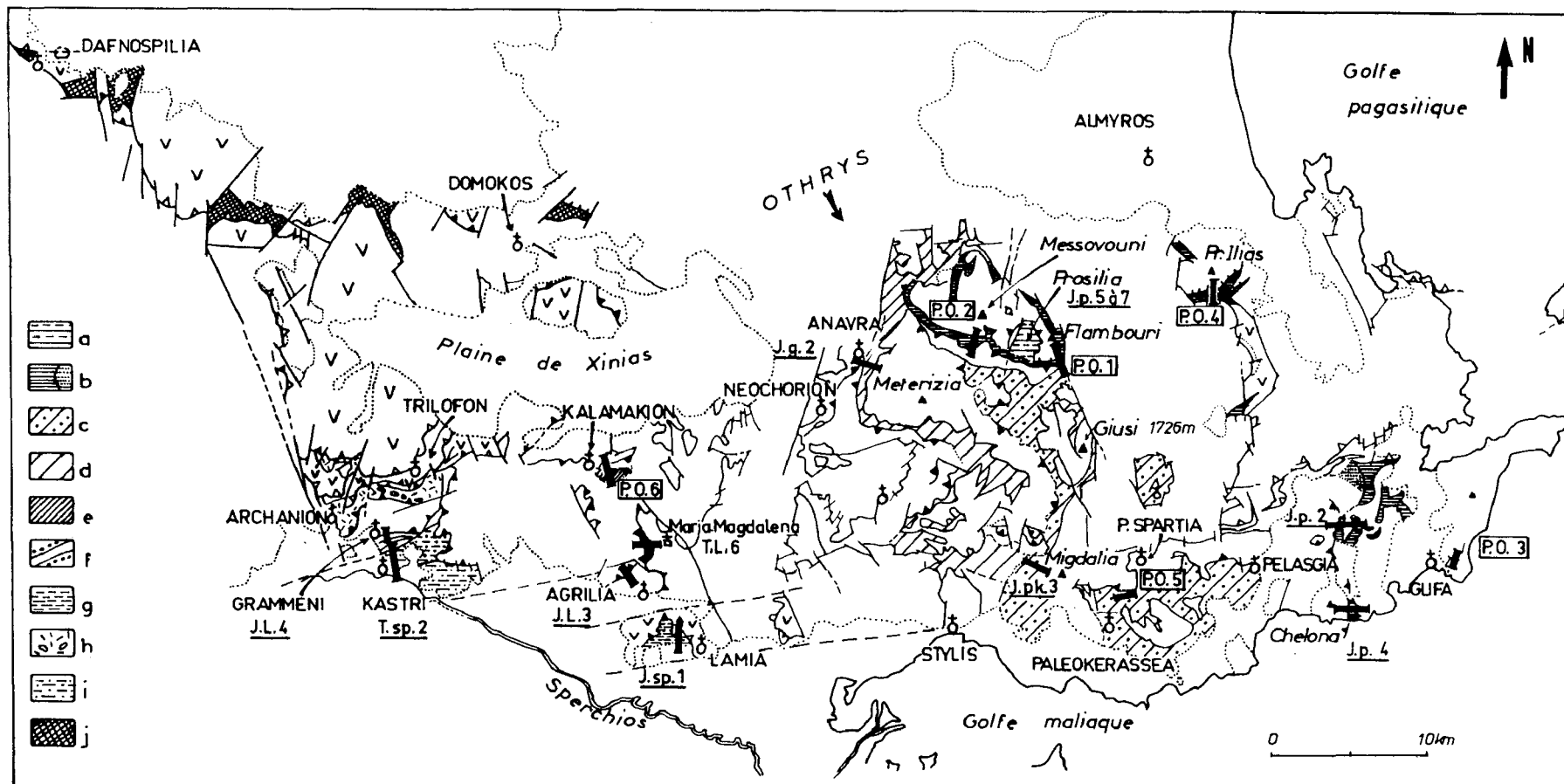


Fig. 113. - Les formations pré-ophiolitiques d'Othrys.

Séries pélagoniennes. - a. u. de Prosilia (calcaires et formations pré-ophiolitiques (P.O.) non différenciés). - b. P.O. de l'u. du Messovouni à Volcano-Détritique (V.D.) puissant et d'Othrys orientale (V.D. peu important ?). - pointillé : b possible.

Séries maliaques typiques. - c. P.O. u. du Pirgaki (V.D. puissant). - d. u. de Garmeni Rachi (V.D. absent ou peu important). - e. copeaux tectoniques entre u. de Loggitsion et de Fourca. - f. série de Grammeni (cf. texte) . -

Séries particulières. - g. série de Profitis Ilias (V.D. normal et formation chaotique à blocs d'Ammonitico-rosso sous-jacente ?). - h. série de Trilofon (cf. texte). - j. formations chaotiques désolidarisées de leur soubassement (en partie d'après Courtin, 1979).

Références des coupes. - P.O. 1 à 6. Formations pré-ophiolitiques des séries pélagoniennes (1 à 4) et maliaques (5 à 6) décrites en détail. - les autres coupes citées dans le texte sont figurées dans les chapitres Trias ou Jurassique. - TL 6, Tsp 2, Jp 2-4 et 5-7, Jpk 3, Jg 2, JL 3-4, Jsp 1. - T. Trias. - J. Jurassique. - p. pélagonien. - pk: u. du Pirgaki (maliaque). - g: u. de Garmeni Rachi (maliaque). - L: u. de Loggitsion (maliaque). - sp: Sperchios.

A. COUPES D'ENSEMBLE DANS L'UNITE DU MESSOVOUNI (PELAGONIEN).

1. COUPE DU MONT FLAMBOURI (1 375 m).

Sur le flanc méridional du mont Flambouri, on rencontre successivement (fig. 114 A) :

- (1) des calcaires massifs, gris-noir, à *Protopeneroplis striata* du Dogger-Malm, dont la partie sommitale est formée de calcaires siliceux bréchiques ou oolithiques à *Cladocoropsis mirabilis* (Malm probable) ;
- (2) plusieurs dizaines de mètres de radiolarites pélitiques, rouge lie de vin, en contact normal sur les calcaires sous-jacents ;
- (3 à 5), une formation chaotique volcano-détritique, dont la matrice est essentiellement constituée de pélites à débit écaillé, de couleur rouge lie de vin (3), qui rappellent les pélites de l'ensemble radiolaritique sous-jacent. Ces pélites emballent des blocs de nature variée : des grès jaune-verdâtre (3a), des laves violacées à brunâtres (3b) et des blocs de nature doléritique (3c).
Des corps de serpentinite (4) apparaissent à la partie supérieure de la formation à blocs, à proximité du contact avec les niveaux siliceux et calcaires de l'unité tectonique sus-jacente (5).

2. COUPE DU MONT MESSOVOUNI (1 374 m).

Le contact des formations pré-ophiolitiques (2 et 3) avec les niveaux calcaires de base (1) ne peut être observé sur cette coupe du fait de la présence d'une importante faille subverticale. On y reconnaît cependant les mêmes ensembles lithologiques que dans la coupe du Flambouri, à savoir, du Nord au Sud (fig. 114 B) :

- (1) des calcaires massifs, triasico-jurassiques, séparés de l'ensemble suivant par la faille verticale (F) ;
- (2) des radiolarites pélitiques, rouge lie de vin, dont l'épaisseur visible est de l'ordre de 25 à 30 m ;
- (3) une formation d'aspect chaotique, à blocs métriques à décamétriques, dite "volcano-détritique", constituée :
 - d'une matrice pélitique et peut-être radiolaritique, rouge, dans laquelle sont emballés des blocs ;
 - de rares bancs conglomératiques indurés, à galets de grès quartzeux et ciment siliceux, observés dans la partie basale de la formation chaotique (3b) ;
 - de blocs de grès ou graywackes jaunâtres, abondants (3c) ;
 - de blocs de radiolarites franches, de teinte rouge (3d) ;
 - de blocs de dolérites et de laves violacées à amygdales de calcite, de type spilite (3e) ;
 - de blocs de calcaires gris-rose, siliceux (3f), à Conodontes du Norien supérieur dont *Epigondolella bidentata* Mosher (dét. Kauffmann), représentant incontestablement des corps résédimentés ;
 - de corps de serpentinite (3a) qui semblent indépendants des divers contacts tectoniques présents au Nord (faille verticale F) ou au Sud (chevauchement de l'unité de Chatala, non représenté sur la coupe).

3. CONCLUSIONS.

En résumé, les formations pré-ophiolitiques de l'unité pélagonienne du Messovouni, qui correspondent aux terrains situés entre les calcaires massifs jurassiques de cette unité et les niveaux calcaro-siliceux triasiques de l'unité maliaque sus-jacente (unité de Chatala), peuvent être subdivisées en deux ensembles lithologiques :

- un niveau de base pélito-radiolaritique ;
- une formation chaotique sus-jacente, dite "volcano-détritique".

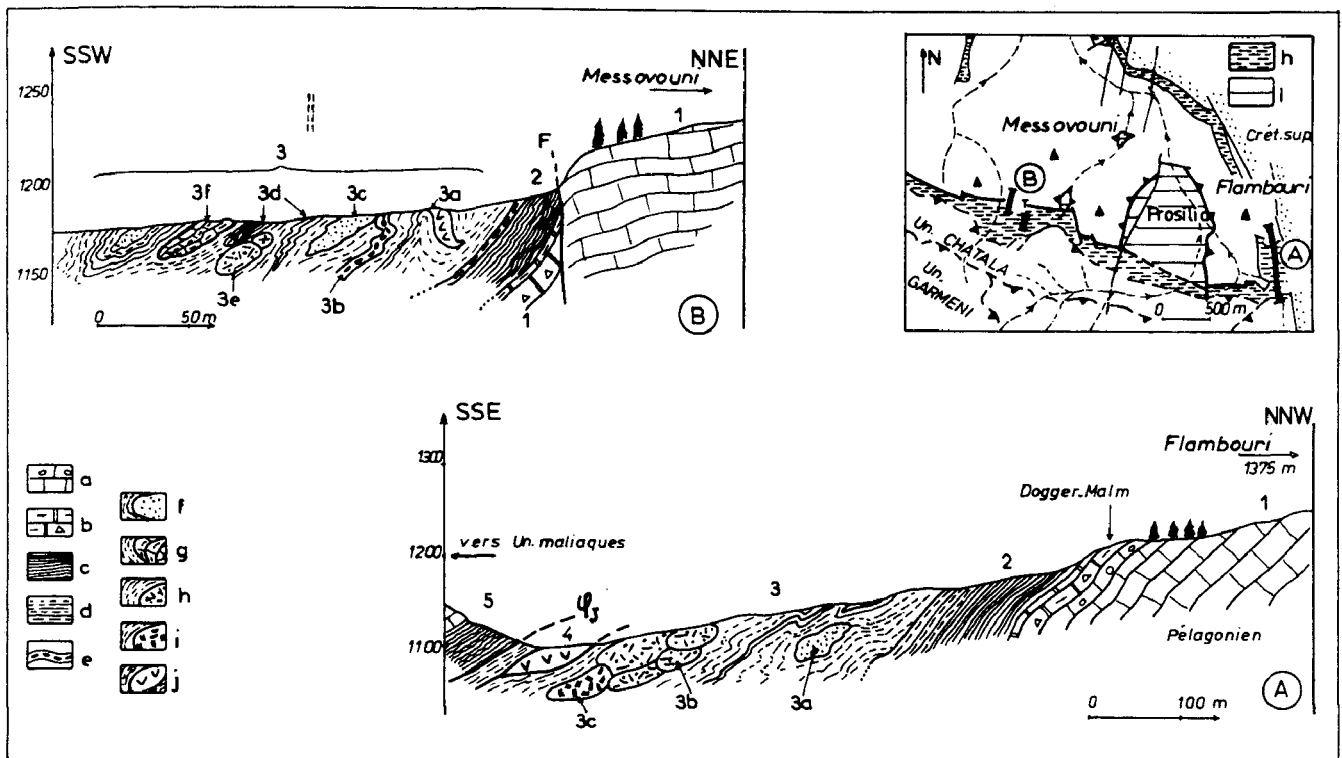


Fig. 114. - Zone pélagonienne. Formations pré-ophiolitiques de l'unité du Messovouni (Othrys centrale).

A. Coupe du mont Flambouri. PO 1, fig. 113. - B. Coupe du mont Messovouni. PO 2, fig. 113.
Coupes. Numéros : voir texte. - **Soubassement.** - a. calcaires fins et oolithiques (cercle creux). - b. calcaires siliceux plus ou moins bréchiés (triangles creux). - **Formations pré-ophiolitiques.** - c. radiolarites. - d. pélites à passées radiolaritiques. - e. conglomérats siliceux. - f à j. Blocs. - f. gréseux. - g. calcaires à Conodontes (Trias). - h. laves violacées à amygdales calcitiques. - i. dolérites. - j. serpentinites.
Carte. - k. formations pré-ophiolitiques (Malm ?) de l'u. du Messovouni. - l. formations pré-ophiolitiques et calcaires de l'u. de Prosilia.

Le contact entre ces deux ensembles semble être de type stratigraphique, dans la mesure où les pélites de la partie basale semblent se développer et constituer la matrice de l'ensemble chaotique à blocs.

B. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITQUES DES AUTRES SERIES PELAGONIENNES.

1. UNITE DE PROSILIA (OTHRYS CENTRALE) : DESCRIPTION DE QUELQUES AFFLEUREMENTS PONCTUELS.

Cette unité, de type pélagonien, qui est la plus basse du dispositif structural paléohellénique visible en Othrys centrale, est en fait hétérogène (Ferrière, 1974 a) ; mais les secteurs d'affleurement étant très limités, il n'est pas possible d'évaluer l'ampleur des recouvrements anormaux qui l'affectent. Il s'ensuit une certaine difficulté pour déterminer les caractéristiques des formations pré-ophiolitiques qui affleurent dans cette unité (fig. 79-80). La description de quelques affleurements, dans l'ordre stratigraphique supposé, permettra de dégager quelques unes de ces caractéristiques.

Dans la partie orientale de la "fenêtre de Prosilia", la falaise qui borde la vallée Kedrorrema est constituée de deux masses superposées de calcaires noirs du Jurassique moyen-supérieur, surmontées chacune par des niveaux pélito-radiolaritiques rouges.

Les niveaux les plus bas structurellement sont riches en pélites et présentent des masses de laves brunes et verdâtres, assez peu vésiculeuses, à débit en boules, qui rappellent plus ou moins des pillow-lavas (cf. Géochimie des laves : 2e partie, chapitre IV, B).

Des niveaux de laves microlithiques basiques, de 10 à 20 cm d'épaisseur, visibles sur quelques mètres d'épaisseur, paraissent s'intercaler normalement dans les pélites radiolaritiques de base, mais le caractère localisé de cette observation ne permet pas de conclure avec certitude.

Dans la vallée qui limite, à l'Ouest, le mont Kastro Griva (fig. 81), on peut observer :

- des intercalations (1 m d'épaisseur environ) de calcaires gris-noir, à Foraminifères du Dogger-Malm, dans des radiolarites pélitiques s'enfilant sous une masse de plusieurs dizaines de mètres de puissance de calcaires massifs bréchiques, parfois siliceux, de même âge. Il pourrait s'agir d'une série renversée (fig. 81 E) ;
- des galets quartzitiques, intercalés dans un ensemble pélito-radiolaritique, proche de calcaires du Dogger-Malm. Ce conglomérat est ici nettement schistosé.

Dans le secteur du village de bergers lui-même (Prosilia), affleurent des formations nettement chaotiques qu'il est logique d'attribuer, du fait de leur situation géographique, à l'unité de Prosilia :

- la matrice est volumétriquement importante et riche en silice ; elle est constituée de pélites et de radiolarites localement bien litées ;
- les blocs observés sont : des grès jaunâtres, à débris de plantes noirâtres, malheureusement non déterminables, des corps de serpentinite décamétriques (à l'Est des huttes), des xénolithes de calcaires blanc-rose, à silex roses, à filaments, présentant localement des tendances noduleuses.
Le bloc calcaire le plus important, situé juste au Sud de la source de Prosilia, est de taille décamétrique, et a pu être daté, pour partie (dét. Kauffmann) du Norien supérieur grâce aux Conodontes (*Epigondolella bidentata* Mosher, etc...) (cf. chapitre Trias).

En revanche, aucun bloc calcaire susceptible d'appartenir à des formations néritiques, ou même bréchiques, telles que celles des séries de Garmeni Rachi par exemple, n'a pu être observé.

En résumé, les formations volcano-détritiques de l'unité pélagonienne de Prosilia semblent être très riches en pélites et radiolarites rouges et corrélativement, pauvres en "composant chaotique". Cependant, certains gros blocs apparaissent près du village de bergers notamment, et l'absence de Volcano-Détritique chaotique pourrait être due, dans les autres secteurs, à des réductions tectoniques, dans la mesure où les contacts tangentiels sont nombreux.

2. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITQUES DES SERIES PELAGONIENNES D'OTHRYS ORIENTALE MERIDIONALE.

Là encore, le Volcano-Détritique chaotique est peu développé : soit qu'il s'agisse d'une disparition d'origine tectonique du fait de la présence des importantes masses carbonatées werfeno-anisiennes de l'unité sus-jacente, soit qu'il s'agisse d'une caractéristique originelle, dans la mesure où il n'existe aucun Volcano-Détritique typique dans toute cette partie de l'Othrys.

a. AFFLEUREMENTS DU PALEOPYRGOS (coupe J.p. 2, fig. 76).

Au Nord du village de Kamarovrissi, sous les calcaires werfeno-anisiens de l'unité maliaque du Pirgaki, affleure, sur le flanc occidental du Paleopyrgos, une formation de schistes rouges et jaunes qui repose normalement sur des calcaires marmoréens jurassiques, pélagoniens (fig. 76). De par sa situation structurale et stratigraphique, cet ensemble correspond aux formations pré-ophiolitiques pélagoniennes. Ses caractéristiques essentielles sont les suivantes :

- les schistes sont d'anciennes pélites à Radiolaires ;
- à la base de l'ensemble, s'intercale un banc calcaire, graveleux à oolithique, schistosé, qui confirme la nature stratigraphique du contact entre les schistes et les calcaires massifs sous-jacents ;

- à la partie supérieure des schistes, on note la présence de roches de nature différente : des grès jaunâtres, en blocs métriques, intimement moulés par les pélites schisteuses de la matrice, et des laves violacées à amygdales calcitiques, altérées et schistosées (pillow-lavas ?) en affleurements de taille décamétrique ou plus important encore.

b. AFFLEUREMENTS A L'EST DU MONT CHELONA (244 m) (5, coupe J.p. 4, fig. 78).

Sur la transversale du mont Chelona, au Sud du village de Kamarovrissi, on observe la même succession que précédemment : les calcaires werfeno-anisiens de l'unité du Pirkaki recouvrent tectoniquement des schistes jaunes et rouges, à blocs de grès et de laves, surmontant normalement des calcaires marmoréens, datés ici du Dogger-Malm par des *Cladocoropsis mirabilis* Felix.

Cet affleurement de schistes à blocs, qui représente un équivalent latéral peu chaotique du Volcano-Détritique, montre en outre, à sa partie supérieure, un grand corps de serpentinite de plusieurs dizaines de mètres de longueur, associé à des radiolarites, des pélites et des laves très tectonisées.

c. REMARQUE : LES AFFLEUREMENTS VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES A L'EST DE GLIFA (fig. 115 A).

A l'Est de Glifa, affleurent des schistes radiolaritiques rouges, intercalés de tufs et très probablement de roches éruptives à pyroxènes, altérés et faiblement métamorphisés, qui ont déjà été cités dans le chapitre consacré aux formations triasiques. L'âge de ces affleurements n'est cependant pas prouvé, et il pourrait s'agir d'un équivalent latéral du Volcano-Détritique du Malm, qui serait ici particulièrement riche en éléments effusifs (fig. 115 A).

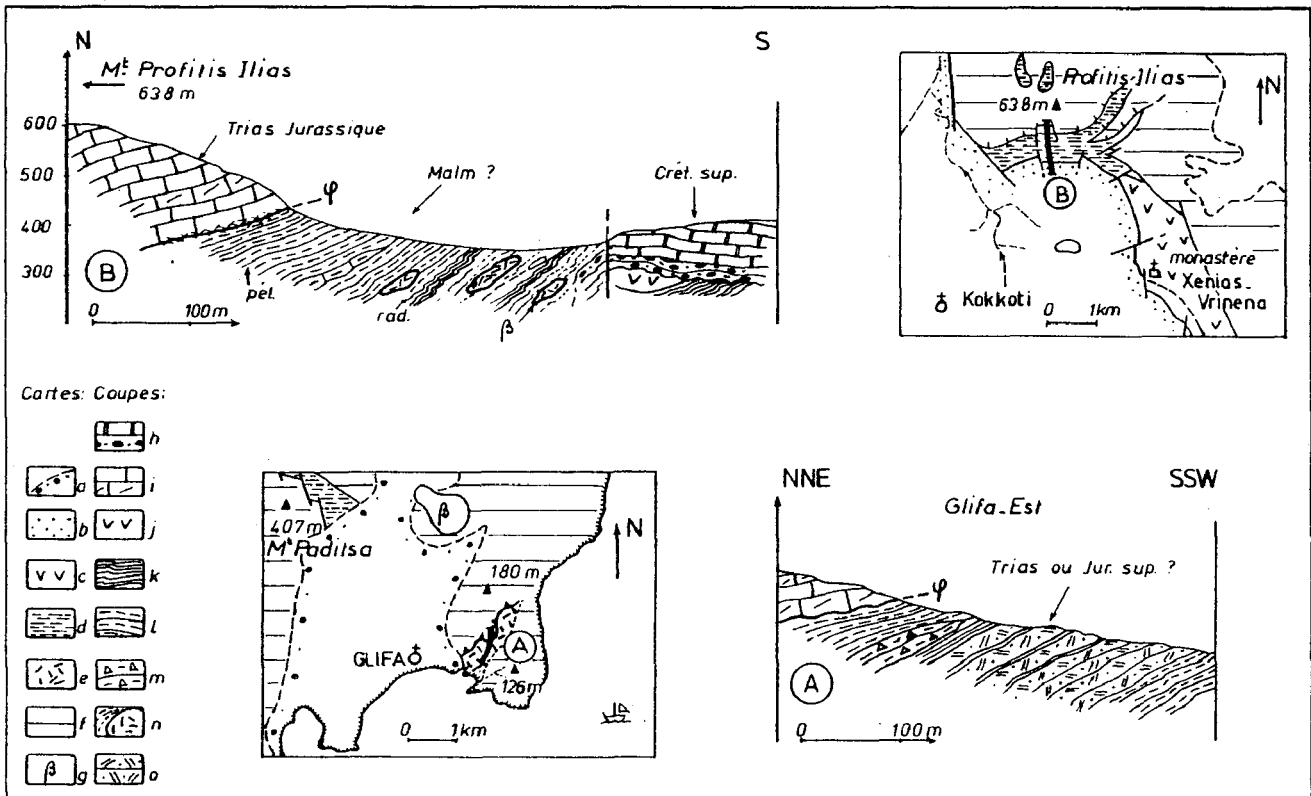


Fig. 115. - Zone pélagonienne. Formations pré-ophiolitiques d'Othrys orientale.

A. Coupe à l'Est de Glifa. PO 3, fig. 113. - B. Coupe du mont Profitis Ilias (638 m). PO 4, fig. 113.

Carte. - a. néogène. - b. Crétacé supérieur. - c. serpentinites. - d. formations pré-ophiolitiques du Dogger-Malm ou volcano-sédimentaires triasiques (?) coupe A. - f. niveaux carbonatés massifs (Trias-Jurassique). - g. laves récentes (plio-quadernaire).

Coupes. - h. calcaires et "flysch" du Crétacé supérieur. - i. marbres parfois dolomitiques. - j. serpentinites- k. radiolarites. - l. pélites à passées radiolaritiques. - m. pélites à passées bréchiques. - n. blocs de laves. - o. tufs volcaniques et laves d'âge jurassique ou triasique (coupe A).

3. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITTIQUES DES SERIES PELAGONIENNES D'OTHRYS ORIENTALE SEPTENTRIONALE.

a. COUPE SUR LE FLANC MERIDIONAL DU MONT PROFITIS ILIAS (638 m).

Au Nord du monastère Xenias, situé sur la route de Vrinena, affleure, à proximité des marbres et dolomies massifs, triasico-jurassiques, pélagoniens, un ensemble schisteux jaune et violacé dont les caractéristiques permettent de considérer qu'il s'agit des formations pré-ophiolitiques fini-jurassiques. On y rencontre les faciès suivants (fig. 115 B) :

- des schistes siliceux, jaunes et rouges, représentant d'anciennes pélites et radiolarites pélitiques, contenant des Radiolaires encore identifiables au microscope malgré leur état de recristallisation. Ces schistes représentent l'essentiel des formations pré-ophiolitiques du secteur considéré ;
- quelques bancs de radiolarites franches et de calcaires siliceux, rouges, totalement recristallisés, qui s'intercalent dans les schistes rouges précédents ;
- des corps décamétriques de roches éruptives effusives ou de semi-profondeur, à lattes de plagioclases et pyroxènes encore reconnaissables. En revanche, certaines roches, riches en chlorite et épidote, sont trop transformées du fait des recristallisations successives anté-Crétacé supérieur et tertiaires pour que l'on puisse reconnaître avec certitude leur nature initiale, même s'il est possible de soupçonner leur origine magmatique ;
- des niveaux conglomératiques schistosés existent localement, mais il pourrait s'agir de bancs tectonisés appartenant à la base de la formation crétacée transgressive sus-jacente.

b. SIGNIFICATION DES CORPS DE SERPENTINITE.

Au Nord-Ouest du sommet Profitis Ilias, les schistes radiolaritiques jaunes et rouges, dans lesquels s'intercalent quelques bancs calcaires marmoréens, sont surmontés de petits corps de serpentinite. Ceux-ci semblent liés à la présence des divers accidents tectoniques, verticaux ou chevauchants.

Vers le Sud, en revanche, l'ensemble schisteux à blocs vient au contact avec un important affleurement de péridotites serpentinisées, visibles au monastère Xenias. Ces serpentinites sont recouvertes par le flysch crétacé supérieur près du monastère et recouvrent donc très probablement les schistes jaunes et rouges à Radiolaires.

Il s'agit très probablement d'une klippe appartenant aux nappes ophiolitiques fondamentales, mais rien ne permet d'exclure que celle-ci n'ait été resédimentée et corresponde par conséquent à un olistolithe de dimension plurikilométrique.

Près du monastère, et surtout au Sud de celui-ci, affleurent, sur ces péridotites, un ensemble hétérogène de laves violacées ou vertes, de radiolarites et de copeaux de serpentinite dont la signification exacte n'apparaît pas clairement.

C. CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITTIQUES DES SERIES PELAGONIENNES.

Ces formations sont bien représentées en Othrys centrale, où elles sont constituées d'une formation périto-radiolaritique basale surmontée du Volcano-Détritique chaotique typique, dont certains éléments correspondent à des blocs resédimentés.

En Othrys orientale, le Volcano-Détritique observé est moins caractéristique car plus pélitique et moins riche en blocs. Cependant, outre le fait que les termes les plus typiques ont peut-être disparu pour des raisons tectoniques, il faut reconnaître que l'existence d'une schistosité marquée en Othrys orientale est susceptible d'avoir redonné une apparence plus ou moins ordonnée à des formations initialement chaotiques.

III. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES DES SERIES MALIAQUES

Le problème des formations pré-ophiolitiques ne se pose pas de la même façon pour les différentes séries maliaques. Si l'on peut admettre que ces formations correspondent à l'ensemble périto-radiolaritique surmontant la dernière masse importante de calcaires bréchiques du Dogger-Malm dans les unités de Chatala et de Pirgaki-Garmeni Rachi, il n'en est pas de même pour les séries de type Loggitsion, où l'ensemble de la période jurassique semble être représenté sous un faciès pélitique.

Par ailleurs, le Volcano-Détritique chaotique n'est pas réparti de manière identique dans les différentes unités maliaques : abondant et très chaotique dans certains secteurs des unités intermédiaires de Pirgaki-Garmeni Rachi, il est pratiquement absent dans les séries de Loggitsion.

J'analyserai les formations pré-ophiolitiques des séries maliaques selon l'ordre retenu pour l'étude du Trias et du Jurassique, à savoir celui défini par la superposition des unités tectoniques paléohelléniques (de bas en haut), puis je traiterai des séries particulières dans un paragraphe à part.

A. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES DE L'UNITE DE CHATALA (OTHRYS CENTRALE).

Cette unité de Chatala est au coeur du problème en ce qui concerne l'étude des formations chaotiques d'Othrys, dans la mesure où les auteurs anglo-saxons (Smith *et al.*, 1975) considèrent que la totalité des séries de cette unité correspond à un mélange tectonique. Les descriptions fournies dans les chapitres relatifs au Trias et au Jurassique de l'unité de Chatala montrent clairement que cette interprétation n'est pas recevable.

Deux coupes seulement permettent d'observer la partie supérieure (Dogger-Malm) des séries triasico-jurassiques de l'unité de Chatala :

- à l'Ouest, au mont Kedro Rachi (fig. 88), la série se termine par des radiolarites rouges, directement recouvertes par les niveaux permien de l'unité sus-jacente ;

- plus à l'Est, dans le secteur du Likorrachi-Est (fig. 87), sur les calcaires bréchiques du Dogger-Malm, affleurent successivement des niveaux périto-radiolaritiques rouges, puis un ensemble chaotique à blocs divers (Volcano-Détritique). La nature des rapports entre ces deux formations lithologiques n'a pu être définie avec certitude, et dans ce secteur où l'unité du Pirgaki est nettement cisailée à sa base, il n'est pas impossible que des écaillages importants affectent le Volcano-Détritique.

B. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES DES UNITES MALIAQUES INTERMEDIAIRES (PIRGAKI-GARMENI RACHI),

1. UNITE DU PIRGAKI : PRESENCE D'UN VOLCANO-DETRITIQUE PUISSANT.

a. COUPE D'ENSEMBLE : LE FLANC OCCIDENTAL DU MONT MIGDALIA (OTHRYS CENTRALE).

Cette coupe, déjà étudiée dans le paragraphe consacré au Jurassique (fig. 92), montre parfaitement le passage entre les calcarénites à silex du Dogger-Malm et un ensemble de radiolarites et pélites rouges. Cet ensemble passe vers le haut à un ensemble chaotique où la diversité lithologique des éléments présents conduit à penser qu'il ne s'agit pas seulement de la dissociation tectonique des séries avoisinantes, bien que l'ensemble de la formation chaotique soit ici intensément tectonisé.

Les principaux xénolithes reconnus sont des laves et des corps serpentineux, dont certains paraissent situés au coeur même de la formation chaotique.

b. COUPE DE DETAIL : LE VOLCANO-DETRITIQUE DE LA CRETE DU MEGA KOTRONI (668 m), OTHRYS ORIENTALE.

Cette coupe est située sur le flanc occidental de la crête du Mega Kotroni qui sépare les dépressions occupées par les villages de Paleokerassea à l'Ouest, et de (Paleo)Spartia, à l'Est (fig. 116).

On y reconnaît surtout des blocs de nature variée donnant un aspect chaotique aux affleurements. Quelques niveaux mieux lités, métriques à décamétriques, de nature pélito-radiolaritique et parfois gréseuse, s'y intercalent, plus particulièrement dans les parties inférieure et supérieure de l'ensemble chaotique ; mais il n'est pas toujours possible de déterminer s'il s'agit de blocs importants ou d'une éventuelle matrice.

Comme dans la coupe du mont Migdalia, des traces de tectonisation intense, telles que des plans de cisaillement et des niveaux mylonitisés, affectent l'ensemble de ces niveaux. Mais là encore, les rapports entre blocs et matrice, la diversité lithologique des blocs présents et le fait que la plupart d'entre eux n'aient aucun rapport du point de vue de leur nature lithologique avec les terrains sous-jacents (série de Pirgaki) ou les terrains sus-jacents (unité de Loggitsion), obligent à considérer qu'il s'agit là de corps resédimentés de type olistolithes, et non pas de simples copeaux tectoniques.

Du bas vers le haut, on rencontre successivement (fig. 116 A) :

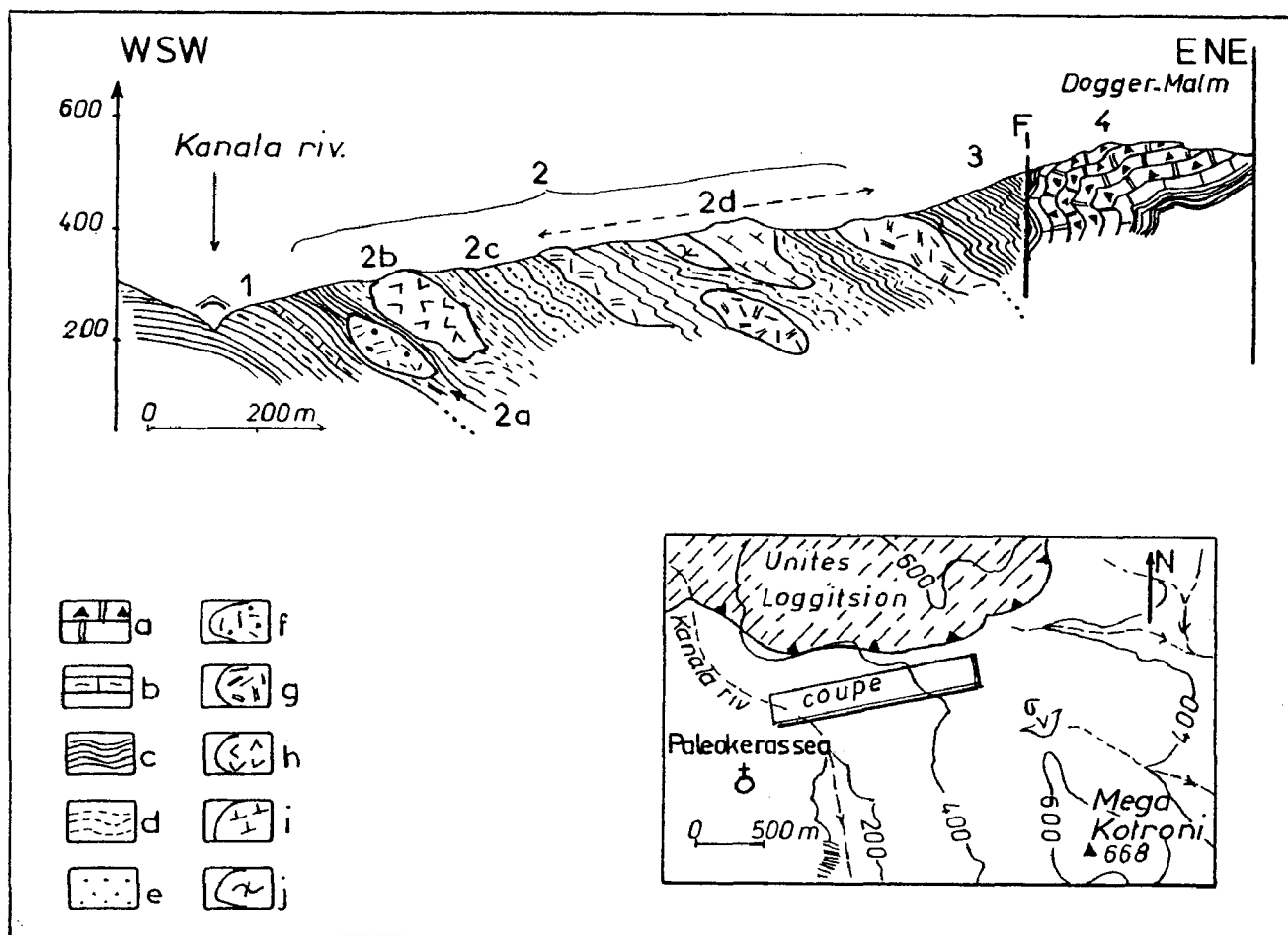


Fig. 116 A.- Zone maliaque. Formations pré-ophiolitiques de l'unité du Pirgaki (Othrys orientale) à Volcano Détritique puissant. Coupe sur le flanc occidental de la crête du Mega Kotroni, à l'Est de Paleokerassea. PO 5, fig. 113.

Numéros : voir texte. - a. calcaires fins et microbréchiques à silex du Dogger-Malm. - b. calcaires à silex. - c. radiolarites. - d. pélites. - e. grés. - f à j. Blocs. - f. Laves violacées à amygdales calcitiques. - g. laves diverses et dolérites. - h. roches gabbroïques. - i. roche grenue leucocrate. - j. amphibolite.

- (1) des radiolarites rouges, plus ou moins pélitiques, à rares intercalations de calcaires siliceux ;
- (2) une formation à blocs, à matrice essentiellement pélitique, comprenant :
 - des blocs de spilites violacées, à amygdales de calcite (2a) ;
 - un bloc plurimétrique de gabbro, plus ou moins altéré (2b) ;
 - des bancs gréseux (2c), dont le pendage moyen correspond à celui des radiolarites de base. Ces grès, riches en quartz, peuvent correspondre à des niveaux sédimentaires intercalés normalement dans la série, mais on ne peut écarter l'hypothèse d'une resédimentation "en masse", dans la mesure où des bancs gréseux ne peuvent être reconnus latéralement sur des distances importantes ;
 - des niveaux encore plus chaotiques (2d), à matrice pélitique à bancs radiolaritiques ou plus rarement gréseux. Les principaux blocs reconnus sont des laves, des roches grenues leucocrates à feldspaths altérés et pyroxènes verdâtres, et des amphibolites à schistosité bien marquée, constituées essentiellement de hornblende verte ;
- (3) et (4), des radiolarites pélitiques rouges (3), qui surmontent cet ensemble et viennent buter, par faille verticale (F), contre des calcarénites ou des calcaires fins, siliceux, à *Protopenneroplis striata* Weynschenk (4), intercalés dans des radiolarites rouge lie de vin.

En résumé, la coupe du Mega Kotroni n'apporte pas de précision en ce qui concerne les rapports entre le Volcano-Détritique et la série sous-jacente de type Pargaki, mais, en revanche, elle offre un bon exemple de la complexité propre aux ensembles chaotiques.

Les caractéristiques observées (*cf. supra*) conduisent à admettre que ces blocs correspondent à des xénolithes resédimentés dans une matrice essentiellement pélitique. Naturellement, les phénomènes tectoniques ont accentué le caractère chaotique de ces formations, que ce soit au contact avec l'unité tectonique sus-jacente (unité de Loggitsion), ou au sein même de l'unité du Pargaki, comme cela est bien visible plus à l'Ouest, dans la série inverse du mont Valsera par exemple, en bordure occidentale de la rivière Kanala (fig. 35).

2. UNITE DE GARMENI RACHI : VOLCANO-DETRITIQUE PEU DEVELOPPE.

La retombée occidentale de l'unité de Garmeni Rachi et son contact avec l'unité tectonique supérieure de Loggitsion peuvent être analysés dans de bonnes conditions, dans différentes vallées d'Othrys centrale, près des villages d'Anavra et de Neochorion, et à l'Est de Loggitsion, sur le flanc occidental de la Dristelorrema par exemple.

Les affleurements d'Anavra : le long du chemin muletier qui, partant d'Anavra, permet de s'enfoncer au coeur de l'Othrys en allant vers l'Est, on relève, à proximité même du village, la succession suivante, de haut en bas (fig. 98) :

- les termes sédimentaires de l'unité de Loggitsion : pélites siliceuses, violacées (figuré f), et calcaires siliceux, gris ou roses, parfois à filaments (figuré d) (+) ;
- quelques mètres d'un ensemble caractérisé par la présence de roches éruptives et de roches sédimentaires siliceuses, intensément écrasées (figuré g) ;
- des radiolarites rouge lie de vin (1 et 3), plus ou moins pélitiques, parfois noirâtres (oxydes de manganèse), où s'intercale un banc de calcarénité décimétrique (?) à *Protopenneroplis striata* Weynschenk, qui reposent sur les calcaires fins ou bréchiqes, siliceux, du Dogger-Malm, caractéristiques de la série de Garmeni Rachi (4).

Le niveau (g) correspond très probablement à la base tectonisée de l'unité de Loggitsion, mais on pourrait à la rigueur considérer qu'il s'agit des niveaux à blocs éruptifs appartenant à l'unité sous-jacente de Garmeni Rachi (1 à 5). Quoi qu'il en soit, l'ensemble volcano-détritique chaotique est ici peu représenté ou absent. Les formations pré-ophiolitiques correspondent donc principalement à une importante formation de radiolarites rouge lie de vin, plus ou moins pélitique selon les secteurs ("Anavra Chert" de Smith *et al.*, 1975).

(+) Les échantillons provenant de cet endroit précis n'ont -bizarrement- jamais livré de Conodontes.

Cette conclusion est également valable pour certains affleurements plus méridionaux, tels ceux situés à l'Est de Neochorion. En revanche, en Othrys centrale méridionale, au Nord de Neraïda par exemple, un Volcano-Détritique chaotique, est présent localement, sur les séries de l'unité de Garmeni Rachi.

C. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITQUES DES UNITES MALIAQUES SUPERIEURES : LES UNITES DE LOGGITSION.

Les caractéristiques de la partie supérieure des séries constituant les unités de Loggitsion sont simples et relativement constantes à l'échelle de la région étudiée, dans la mesure où ces séries se terminent le plus souvent par des pélites violacées homogènes. Cependant, le contact entre les séries de Loggitsion et les pillow-lavas de l'unité de Fourca est souvent marqué par la présence d'ensembles lithologiquement hétérogènes qui seront décrits ici, bien que ceux-ci soient très probablement d'origine tectonique.

Les affleurements décrits ci-dessous appartiennent aux séries de Loggitsion d'Othrys occidentale, mais les observations peuvent être, en première approximation, généralisées à celles d'Othrys centrale et orientale. Le cas des séries les plus occidentales, de Grammeni et de Tourla, sera traité à part, avec la série de Profitis Ilias.

1. L'UNITE INFERIEURE DE LOGGITSION.

En Othrys occidentale, les niveaux sommitaux de l'unité inférieure de Loggitsion affleurent dans de bonnes conditions au Nord de Lamia, à l'Est du monastère Marie-Madeleine d'une part (1, fig. 54), et au Nord d'Agrilia d'autre part (1, fig. 55). Les pillow-lavas ou les calcaires triasiques des unités de Loggitsion sus-jacentes recouvrent les pélites des unités inférieures, sans que l'on puisse noter la présence de xénolithes, ou même de copeaux tectoniques particuliers.

2. L'UNITE SUPERIEURE DE LOGGITSION.

Les niveaux situés au contact entre l'unité supérieure de Loggitsion et l'unité sus-jacente des pillow-lavas de Fourca sont souvent complexes, comme le montrent les deux coupes retenues.

a. COUPE DE KALAMAKION.

Une coupe, levée à l'Est du village de Kalamakion, montre successivement, du Nord au Sud (fig. 116 B) :

- (1) les calcaires siliceux (1a), les radiolarites (1b) et les pélites rouge lie de vin (1c) de l'unité de Loggitsion ;
- (2) et (3), des pillow-lavas violacés, verdâtres ou brunâtres, à petites amygdales de calcite (2), surmontés localement de masses doléritiques (3) ;
- (4) des radiolarites rouges ;
- (5) un copeau serpentineux ;
- (6) des pillow-lavas brunâtres ou violacés, probablement identiques à (2) ;
- (7) une masse brunâtre de roches effusives, localement à structure de pillow-lavas. Ces laves sont vertes sur cassure fraîche et pauvres en amygdales de calcite ;
- (8) des radiolarites rouges où s'intercalent des copeaux de serpentine ;
- (9) le corps principal des pillow-lavas de l'unité de Fourca, semblable à ceux du niveau (7).

Cette coupe montre en fait une superposition d'ensembles lithologiques bien définis, séparés par des niveaux très nettement tectonisés. Parmi les faciès rencontrés, seuls les corps de

serpentinite paraissent étrangers à l'environnement. Les autres termes représentés correspondent sans aucun doute à des copeaux tectoniques appartenant à l'unité sédimentaire de Loggitsion et surtout à l'unité effusive des pillow-lavas de Fourca. Il ne s'agit donc pas ici du Volcano-Détritique tel qu'il a été défini précédemment, mais d'une simple succession d'unités tectoniques indépendantes.

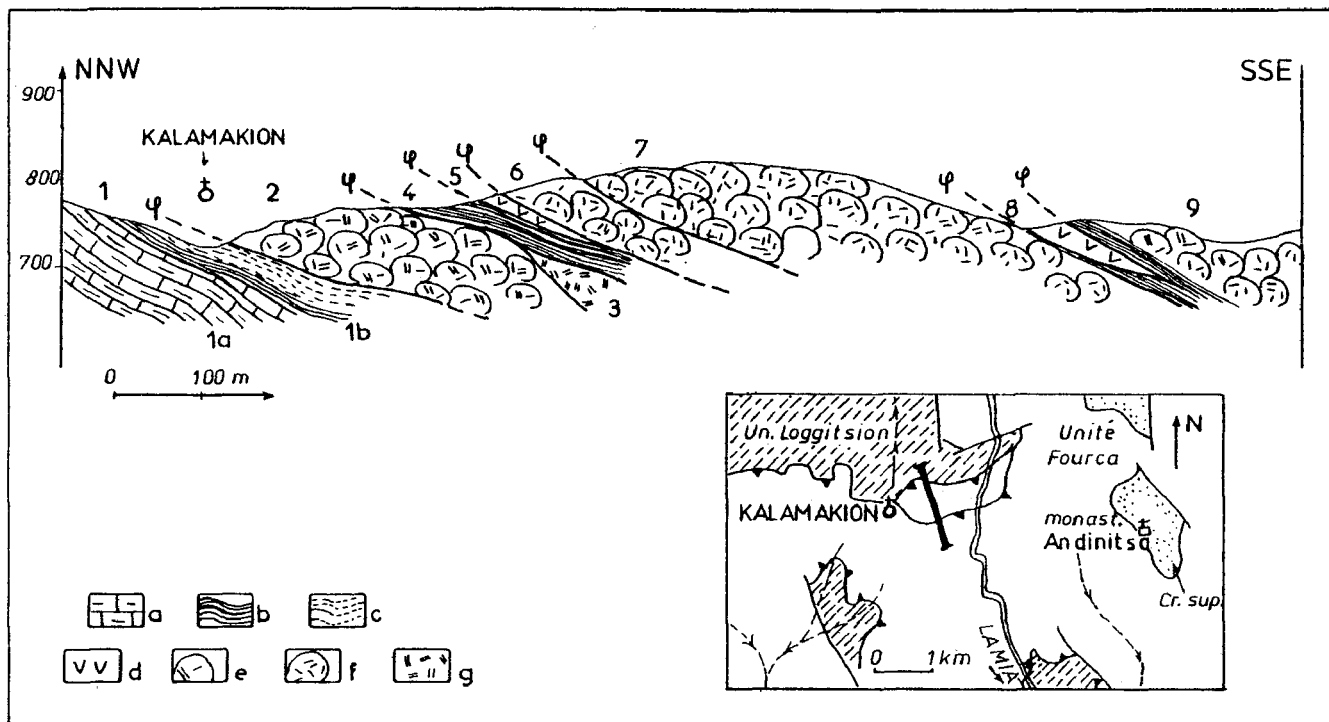


Fig. 116 B. - Zone maliaque. Formations pré-ophiolitiques des unités de Loggitsion. Coupe de Kalamakion (Othrys occidentale). PO 6, fig. 113.

On notera l'absence de "Volcano-Détritique" et la présence de copeaux tectoniques sur les pé-lites de l'u. de Loggitsion.

Numéros : voir texte. - a. calcaires siliceux (Trias). - b. radiolarites. - c. pé-lites. - d. serpentinites. - e. pillow-lavas (unité d'âge non déterminé). - f. pillow-lavas de l'u. de Fourca. - g. dolérites.

b. COUPE DU MONASTERE MARIA-MAGDALENA.

Le contact entre l'unité supérieure de Loggitsion et l'unité de Fourca peut être également étudié en bordure de la route Lamia-Farsala, à hauteur du monastère Marie-Madeleine, et plus particulièrement sur la portion abandonnée de l'ancienne route goudronnée, située actuellement 2 ou 3 m au-dessus de la nouvelle route.

D'Est en Ouest, on observe successivement (fig. 54) :

- la série de Loggitsion constituée principalement de radiolarites et de calcaires siliceux à Conodontes (5 et 6), passant vers le haut à des pé-lites siliceuses de couleur violacée, à débit écailleux (7) ;
- un ensemble, visible en bordure de la nouvelle route, de pillow-lavas rouge-violet à amygdales de calcite, associé à des radiolarites rouges et des pé-lites siliceuses violacées (8b) contenant localement des corps de serpentinite (8a) ;
- des radiolarites rouges, à bancs calcaro-siliceux, rouge-violet, intensément plissées (8c). Ces plis métriques, analysés en bordure de l'ancienne route, montrent des directions axiales NE-SW ;
- des corps de serpentinite (8d) séparés de la masse principale brunâtre des pillow-lavas de l'unité de Fourca par une faille verticale (F).

Les niveaux (5, 6 et 7) constituent la partie sommitale de l'unité supérieure de Loggitsion.

L'ensemble (8) a parfois un aspect chaotique, mais comme dans le cas de la coupe de Kalamaktion, l'homogénéité des faciès rencontrés et la géométrie des affleurements conduisent à admettre qu'il s'agit là de perturbations uniquement d'origine tectonique. Cette interprétation est renforcée par la présence de nombreux plis dans les niveaux sus-jacents (8c). Ces niveaux (8) pourraient d'ailleurs correspondre à des lambeaux d'une troisième unité de type Loggitsion, qui serait ici intensément tectonisée, dans la mesure où le niveau (8b) serait équivalent du volcano-sédimentaire triasique et le niveau (8c) des calcaires et radiolarites du Trias supérieur.

En résumé, on n'observe pas de "Volcano-Détritique" caractéristique à la partie supérieure des séries de Loggitsion, mais parfois un ensemble de copeaux tectoniques, arrachés aux unités sous et sus-jacentes, auxquels s'ajoutent des corps de serpentinite. Ces conclusions, issues d'observations faites en Othrys occidentale, peuvent être étendues à l'Othrys orientale et centrale, au moins lorsque l'on connaît la partie supérieure des unités de Loggitsion. Près de Neochorion par exemple, un copeau tectonique de serpentinite s'intercale entre l'unité de Loggitsion et celle de Fourca, mais aucune formation de type Volcano-Détritique n'est présente à ce niveau.

D. LES SERIES MALIAQUES ; LE PROBLEME DES FORMATIONS CONTENANT DES BLOCS DE CALCAIRES NODULEUX TRIASIQUES ; LA SERIE DE PROFITIS ILIAS ET LES SERIES DE GRAMMENI-TOURLA.

1. LA SERIE DE PROFITIS ILIAS.

Dans la colline de Profitis Ilias, à l'Ouest de la ville de Lamia, entre les quelques mètres de calcaires bréchiques du Dogger-Malm de la série de Profitis Ilias et l'unité péridotitique supérieure de Lamia, on peut observer les niveaux suivants (fig. 108 A) :

- (3) un ensemble pélito-radiolaritique constitué de radiolarites rouges (10 à 30 m), surmontées de radiolarites et pélites violacées, à lentilles de calcaires gris ou rouges, noduleux, parfois de type ammonitico-rosso, datés du Trias supérieur par les Conodontes (3a). Dans la mesure où il ne semble pas exister de contact tectonique majeur entre les calcaires du Dogger-Malm et ces niveaux à lentilles calcaires, on doit conclure à la nature olistolithique de ces lentilles ;
- (4) des pélites violacées, à passées gréseuses ou blocs de grès verdâtres et bancs calcaro-siliceux violets, à grain fin. Des restes de laves violacées à amygdales de calcite et des blocs de gabbros amphibolitiques ou de véritables amphibolites, affleurent localement à la partie supérieure de cet ensemble. Certains de ces blocs (laves) sont très probablement des xénolithes résédimentés, appartenant à une formation ici peu épaisse de type Volcano-Détritique, alors que d'autres sont des copeaux tectoniques (certaines amphibolites).

Les secteurs proches de cette coupe sont également caractérisés par la présence de blocs ou de lentilles de calcaires noduleux, rouges ou gris, triasiques, au sein de radiolarites pélitiques. Ces blocs sont sans aucun doute intercalés stratigraphiquement dans des sédiments siliceux ; toutefois, un problème se pose dans certains cas. En effet, les calcaires bréchiques du Dogger-Malm de la série type, sont très peu épais ; il est donc possible d'envisager leur disparition totale, au moins localement. Ainsi, certaines séries triasico-jurassiques pourraient n'être représentées que par des sédiments holosiliceux ou pélitiques et des roches effusives, au sein desquels les seuls niveaux calcaires seraient des calcaires noduleux lenticulaires du Trias supérieur. Les différences entre ce type éventuel de série et un ensemble siliceux à blocs de calcaires noduleux résédimentés (olistolithes) sont très faibles : elles concernent l'âge des terrains immédiatement sous et sus-jacents aux blocs calcaires, mais ces sédiments holosiliceux ou pélitiques sont très difficiles à dater.

En résumé, la série de Profitis Ilias montre deux types de formations chaotiques superposées :

- à la partie sommitale, un ensemble chaotique, à éléments ophiolitiques riches en pélites violacées, correspondant soit à la réunion de copeaux tectoniques (amphibolites), soit à

un Volcano-Détritique à rares olistolithes (blocs de grès et de laves), ou peut-être même au résultat de ces deux processus ;

- sous l'ensemble précédent, mais sur les calcaires bréchiques du Dogger-Malm, des niveaux pélito-radiolaritiques à "lentilles" de calcaires noduleux triasiques. Si certaines de ces lentilles peuvent correspondre à des copeaux tectoniques, d'autres sont incontestablement des blocs resédimentés dans des niveaux du Jurassique moyen-supérieur, antérieurs à la formation du "Volcano-Détritique".

2. LES SERIES DE GRAMMENI-TOURLA (UNITES DE LOGGITSION).

Un problème, semblable à celui rencontré dans la colline de Profitis Ilias, près de Lamia, se pose à propos des séries pélagiques des unités de Loggitsion affleurant dans le secteur de Grammeni-Archanion. Comme nous l'avons déjà signalé (2e partie, chapitre II, paragraphe V), de nombreux blocs de calcaires noduleux, roses ou rouges, affleurent dans cette région où des Ammonites ont été, très tôt, décrites (Mitzopoulos et Renz, 1938).

a. SERIE DE GRAMMENI.

A l'Est du village de Grammeni, sur le bord septentrional de l'anticlinal de direction NE-SW qui affecte la série de Grammeni, affleure une formation à blocs divers, éruptifs et sédimentaires, qui peut être assimilée au Volcano-Détritique décrit en Othrys centrale. Cependant, ces niveaux sont ici intensément tectonisés, et, par conséquent, un doute subsiste quant à l'interprétation de l'origine du caractère chaotique de la formation (3, fig. 107).

Sur la bordure méridionale de ce même anticlinal en revanche, existe un alignement de blocs de calcaires plus ou moins noduleux, triasiques (5, fig. 56), limité au Sud par des serpentinites jalonnant un accident vertical (décrochement ?). Ces calcaires apparaissent au sein d'un ensemble comprenant également des radiolarites, des pélites violacées et des laves violacées, en faible quantité. Si la plupart des auteurs admettent que ces blocs correspondent à des olistolithes appartenant à un olistostrome, pour certains (Koch et Nicolaus, 1969), ce dernier serait d'âge triasique, alors que pour d'autres, il serait d'âge jurassique (Courtin, 1979).

Dans cette dernière interprétation, le dispositif reconstitué pourrait être comparable à celui décrit dans la série de Profitis Ilias, près de Lamia (formation chaotique riche en blocs de calcaires noduleux, passant vers le haut à un Volcano-Détritique à blocs variés) ; mais il faut reconnaître que cette hypothèse n'explique pas de façon très satisfaisante la dissymétrie de l'éventuel "anticlinal" de Grammeni, du point de vue de la répartition et de la nature de ces formations chaotiques.

b. SERIE DE TOURLA (B, fig. 56).

Les blocs de calcaires noduleux triasiques, localement à Ammonites, situés au-dessus des pillow-lavas triasiques de Tourla, sont assimilés par Courtin (1979) à des copeaux tectoniques provenant de la couverture normale de ces pillow-lavas. Les niveaux pélagiques surmontant cette couverture calcaire seraient, selon ce même auteur, plus riches en grès que les pélites correspondantes des séries typiques de Loggitsion.

En bref, dans le secteur de Grammeni-Archanion, de nombreuses incertitudes demeurent quant à la nature exacte des formations pré-ophiolitiques des séries maliaques représentées. Un ensemble chaotique très tectonisé, à blocs divers, mais apparemment sans éléments ophiolitiques caractéristiques, affleure à la partie supérieure de la série de Grammeni. Une partie de cette formation chaotique pourrait éventuellement être riche en blocs de calcaires noduleux triasiques (Courtin, 1979), ce qui rappellerait alors le dispositif observé dans la série de Profitis Ilias, près de Lamia.

E. CONCLUSIONS SUR LES "FORMATIONS PRE-OPHIOLITQUES" DES SERIES MALIAQUES.

Ces formations sont différentes selon le type de série maliaque étudié. Deux cas extrêmes peuvent être distingués :

- celui de certaines unités intermédiaires (Chatala (?), Pargaki), dont les "formations pré-ophiolitiques" présentent les mêmes caractéristiques que celles des séries pélagoniennes de l'unité du Messovouni, à savoir qu'elles sont constituées de deux ensembles lithologiques :

- + une formation basale, pélito-radiolaritique ;
- + un "Volcano-Détritique" chaotique, à blocs de nature variée, de type olistolithes ;

- celui de certaines unités sommitales (unités de Loggitsion) se terminant par des pélites violacées homogènes.

Entre ces cas extrêmes, existent des séries qui possèdent des formations pré-ophiolitiques à Volcano-Détritique peu développé et souvent douteux, la confusion étant possible avec certaines zones tectonisées affectant par exemple le Volcano-Sédimentaire triasique. Parmi ces séries, on peut citer celles de l'unité de Garmeni Rachi, la série de Profitis Ilias (pélites abondantes et Volcano-Détritique possible), la série de Grammeni (Volcano-Détritique chaotique peu épais), la série de Tourla (niveaux pélito-gréseux, selon Courtin, 1979), et peut-être certaines séries de l'unité supérieure de Loggitsion au Nord d'Agrilia (fig. 106).

Dans certains cas particuliers enfin (Profitis Ilias et peut-être Grammeni (?)), le Volcano-Détritique pourrait être précédé par une formation chaotique riche en blocs de calcaires noduleux triasiques.

IV. APERCU SUR QUELQUES FORMATIONS CHAOTIQUES A SOUBASSEMENT MAL DEFINI

A. LES AFFLEUREMENTS DE TRILOFON (KOURNOVON) - OTHRYS OCCIDENTALE.

Entre l'unité des pillow-lavas triasiques de Tourla et la masse ophiolitique des périodites et roches filoniennes de Mega Isoma, situé au Nord de Trilofon, affleure une formation sédimentaire riche en radiolarites rouges et grès jaunâtres, dans laquelle s'intercale, à la base, un ensemble de blocs décamétriques de calcaires néritiques blancs massifs. Ces calcaires à Algues et Involutinidés ont été datés du Ladinien, du Carnien et du Norien, par Courtin (1979) (2e partie, chapitre II, paragraphe II, C).

Diverses interprétations ont été proposées pour expliquer l'origine de ces calcaires néritiques :

- sur la carte Sperkhias (Kallergis *et al.*, 1970), ils sont considérés comme des olistolithes, alors que Courtin (1979) admet qu'il s'agit de copeaux tectoniques témoins d'une série triasico-jurassique néritique, du Ladinien-Trias supérieur (Lias ?), se terminant par des radiolarites et un ensemble chaotique à blocs de laves et de calcaires siliceux ou noduleux, de même signification que le Volcano-Détritique des séries pélagoniennes et maliaques typiques ;

- qu'il s'agisse de blocs de calcaires néritiques resédimentés dans une formation de type Volcano-Détritique, ou des restes d'une série néritique possédant elle-même une formation chaotique à son sommet, l'origine de ces différents éléments reste incertaine, et diverses hypothèses sont envisageables. Dans l'état actuel des connaissances, il semble cependant préférable d'admettre qu'il s'agit d'une série particulière, située sur la bordure non pélagonienne de la zone maliaque, dont les niveaux calcaires auraient été dissociés tectoniquement (Courtin et Ferrière, en préparation).

B. LA SERIE DE KASTRI - OTHRYS OCCIDENTALE

Cette série particulière (fig. 59), faiblement métamorphisée et constituée de schistes pélitiques rouges ou jaunes à Radiolaires, de bancs gréseux et de diabases, a été décrite précédemment dans le chapitre consacré au Trias ; mais un doute subsiste quant à son âge. Il n'est pas impossible qu'une partie de cette série au moins soit du Dogger-Malm ; elle représenterait alors un équivalent latéral des formations pré-ophiolitiques, ici non chaotiques et riches en niveaux diabasiques.

C. LES FORMATIONS CHAOTIQUES INTRA ET SUPRA-OPHIOLITIQUES.

Ces formations chaotiques, décrites par Courtin (1979), dans la partie septentrionale de l'Othrys occidentale, affleurent au niveau du front des zones internes. Elles correspondraient à des formations de type Volcano-Détritique, intercalées entre des écailles ophiolitiques, ou superposées à ces mêmes écailles (lors de la tectonique ?). Outre les blocs décrits dans le Volcano-Détritique d'Othrys centrale, cet auteur signale des blocs métriques de roches métamorphiques à quartz, micas blancs et grenats.

Une formation chaotique à blocs de laves surmonte également le corps péridotitique de Vriena, en Othrys orientale, mais sa signification n'a pu être établie.

V. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES DES SERIES DU KOZIAKAS

La définition des "formations pré-ophiolitiques" dans les séries du Koziakas se heurte au fait que le contact tectonique entre les ophiolites et les unités du Koziakas est probablement d'âge tertiaire (Jaeger, 1980), et que les datations ne sont pas suffisamment précises, tant dans le Koziakas qu'en Othrys, pour permettre des comparaisons significatives entre les séries de ces deux massifs.

En simplifiant, on peut admettre que, dans le Koziakas, les niveaux du Malm sont principalement des radiolarites rouges, plus ou moins pélitiques, à passées de calcarénites microbréchi-ques (fig. 110).

J'ai moi-même reconnu, près de Dafnosplia (Ferrière, 1976 d), au front d'unités constituées par les séries du Koziakas, des formations chaotiques qui ont été étudiées en détail par Courtin (1977). En cet endroit précis, il s'agit probablement d'une écaille de Volcano-Détritique - les ophiolites sont d'ailleurs très proches - mais plus au Nord, les seules formations chaotiques décrites appartiendraient à la base des séries béotiennes (Jaeger et Chotin, 1978 a, b).

VI. BILAN ET INTERPRETATION DES OBSERVATIONS RELATIVES AUX FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES D'OTHRYS

Les principales coupes décrites ci-dessus révèlent la présence au (Dogger ?) Malm, d'une sédimentation particulière, au sommet des principales unités anté-Crétacé supérieur maliaques ou pélagoniennes. Deux termes lithologiques ont été reconnus au sein de ces formations pré-ophiolitiques : un *terme basal* radiolaritique et pélitique, et un *terme sommital*, le Volcano-Détritique s.s., caractérisé par la présence de blocs resédimentés dans une matrice essentiellement pélitique.

Des passages progressifs, dans le sens vertical mais aussi horizontal (passages latéraux de faciès), semblent exister entre ces deux termes.

Après avoir rappelé l'âge de ces formations, nous établirons le bilan des différents types pétrographiques rencontrés dans le Volcano-Détritique, et rechercherons leur origine, avant d'envisager la genèse de cet ensemble lithologique particulier.

A. AGE DES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES EN OTHRYS.

Unités pélagoniennes : les calcaires néritiques les plus récents, situés sous le Volcano-Détritique, sont ceux du mont Flambouri (Othrys centrale), qui ont livré : *Conicospirillina basiliensis* et *Protopeneroplis striata*, du Dogger (supérieur) - Malm. La présence possible de *Labrynthina mirabilis*, et celle reconnue de *Cladocoropsis mirabilis*, permettraient d'exclure le Dogger.

Unités maliaques : la microfaune présente dans les soubassements de type maliaque n'apporte pas de précision supplémentaire ; toutefois, la microfaune observée dans les unités de Garmeni Rachi-Pirgaki permet également de dater les calcaires bréchi-ques du (Dogger ?) - Malm.

Le Volcano-Détritique est parfois recouvert par des unités ophiolitiques dont la mise en place serait anté-tithonique, et peut-être même anté-kimméridgien pro-parte, comme semblent l'indiquer les séries des collines de Krapa, à l'Ouest du Vourinos (Pichon et Lys, 1976), ou de Theopetra, à l'Est du Koziakas (Albandakis et Kallergis, 1971 ; Ardaens, 1978).

B. LE TERME BASAL ; NATURE ET SIGNIFICATION.

1. NATURE.

a. GENERALITES.

Ce sont des radiolarites rouges, homogènes, et des pélites siliceuses argileuses, à rares Radiolaires, rouge lie de vin ou brunâtres, d'épaisseur comprise entre 20 et 100 m. Des variations latérales importantes existent : les unités structurellement les plus basses (Pélagonien d'Othrys orientale) et les plus hautes (Loggitsion) sont surtout riches en pélites, alors que les unités intermédiaires sont essentiellement radiolaritiques (Garmeni Rachi). Ces radiolarites paraissent homogènes, contrairement aux radiolarites triasiques parfois granuloclassées (Nisbet et Price, 1974).

Price (1977) a d'ailleurs apporté des précisions d'ordre minéralogique et géochimique sur ces niveaux particuliers ("Anavra Chert"), qu'il sépare très nettement de la formation chaotique supposée être un "Melange" d'origine uniquement tectonique. Les résultats obtenus par cet auteur montrent que le "terme basal" contient un composant volcanique "feldspathique" fin, de la muscovite, un peu de biotite et des fragments de roches vitreuses et feldspathiques. Du point de vue géochimique, ces radiolarites sont plus riches en TiO_2 et Fe_2O_3 (fer total calculé en Fe_2O_3) que les radiolarites triasiques, mais le rapport Fe_2O_3/TiO_2 est généralement le même.

Les radiolarites du "terme basal" sont riches en K_2O , en liaison avec le composant volcanique feldspathique, alors que les radiolarites triasiques contiennent un fort pourcentage de MgO , peut-être lié à la chlorite et la montmorillonite, en relation avec le volcanisme basaltique sous-jacent.

b. ETUDE DES ARGILES.

Une étude détaillée des argiles contenues dans les pélites jurassiques des séries maliaques et pélagoniennes, et notamment dans le terme basal des formations pré-ophiolitiques, a été entreprise (Holtzappfel, 1981 ; Holtzappfel et Ferrière, 1982). Les résultats obtenus (fig. 117) révèlent des différences tant sur le plan horizontal (comparaison entre des niveaux d'âge voisin appartenant à des séries différentes) que sur le plan vertical (évolution du spectre des argiles en fonction du temps, dans une seule et même série).

Toutes les séries sont riches en illite, avec un pourcentage croissant vers les séries les plus basses du dispositif structural (sauf pour le cas de l'Othrys orientale).

b1. Variations verticales.

Dans le cas des séries pélagoniennes d'Othrys centrale, le passage de la sédimentation carbonatée à la sédimentation périto-radiolaritique s'accompagne d'une diversification des argiles à partir d'un spectre constitué essentiellement d'illite, par enrichissement en interstratifiés irréguliers et/ou en chlorite.

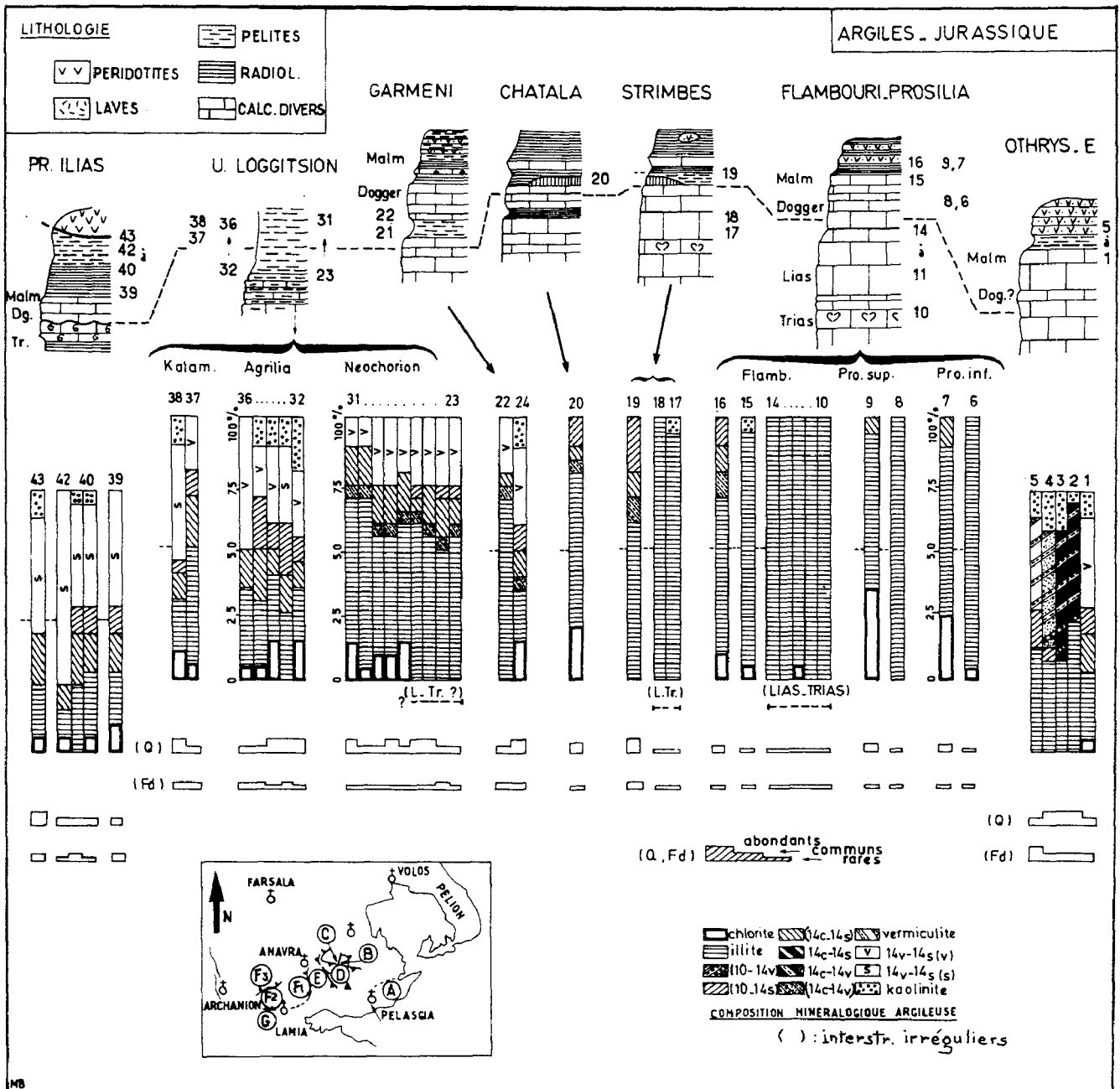
Dans le cas de la série de Loggitsion de la coupe de Neochorion, le changement paraît moins brutal, mais la comparaison avec les pélites supposées jurassiques porte sur des argiles provenant de pélites intercalées dans les calcaires triasiques et non sur des argiles contenues dans les calcaires eux-mêmes. Seul l'enrichissement en chlorite apparaît nettement.

b2. Variations horizontales.

Ces comparaisons entre les argiles de la partie sommitale des séries jurassiques maliaques et pélagoniennes n'ont qu'une valeur indicative, étant donné les difficultés de repérage chronologique dans ces niveaux.

Trois groupes peuvent être définis d'après le spectre des argiles contenues dans les niveaux de la partie supérieure du Jurassique des séries étudiées :

- les séries pélagoniennes d'Othrys centrale (unités du Messovouni et de Prosilia) : illite + interstratifiés irréguliers ;
- les séries maliaques de Loggitsion (série de Neochorion et unités d'Agrilia et Kalamakion), à spectre diversifié comprenant un interstratifié de type 14v-14s (v) abondant ;
- la série maliaque de Profitis Ilias, à spectre diversifié révélant la présence d'un interstratifié de type 14v-14s (s) abondant.



d'après HOLTZAPFFEL (1981)

Fig. 117. - Analyse des argiles des formations pélitiques jurassiques d'Othrys. Séries maliaques et pélagoniennes (d'après Holtzappfel, 1981 et Holtzappfel et Ferrière, 1982).

Cas particuliers :

- la série pélagonienne d'Othrys orientale s'intègre difficilement dans le schéma précédent. Elle contient en effet des interstratifiés réguliers (14c-14v) qui pourraient être dus à la transformation des minéraux précédents (diagenèse due au métamorphisme léger affectant l'Othrys orientale), mais son taux d'illite est faible par rapport aux autres séries pélagoniennes et de la kaolinite est présente comme dans la plupart des séries maliaques. Sa position, très méridionale en bordure de l'éventuel prolongement de la transversale du Sperchios, pourrait peut-être expliquer ces différences d'alimentation. Des analyses supplémentaires seraient naturellement nécessaires pour tester les hypothèses ;

- les argiles de la série de Neochorion se distingue également des autres séries maliaques par une absence constante de kaolinite, alors que celle-ci est présente dans les autres séries de Loggitsion (Agrilia, Kalamakion), de Profitis Ilias et même de Garneni. L'unité de Chatala ne montre pas de kaolinite, mais une seule analyse a été effectuée sur cette série.

b3. Conclusions.

Les transformations diagénétiques sont trop importantes pour qu'une reconstitution précise du paléo-environnement puisse être effectuée. Cependant, on peut envisager certaines interprétations (Holtzappel, 1981 ; Holtzappel et Ferrière, 1982), concernant :

- *les sources d'alimentation en argiles* : il pourrait s'agir :
 - + d'une source unique avec sédimentation privilégiée de l'illite dans la partie proximale (séries pélagoniennes) et enrichissement corrélatif en minéraux argileux autres que l'illite dans la partie distale (séries maliaques) ;
 - + de deux sources opposées : une source proximale (illite) et une source distale fournissant les minéraux pères des interstratifiés réguliers (smectites ?) à partir des formations éruptives par exemple (ophiolites, volcanisme triasique, laves liées à la "faille transformante du Sperchios" ?) ;

- *Les reconstitutions paléogéographiques* : l'existence de variations entre les spectres des argiles contenues dans les pélites de la partie supérieure du Jurassique des séries pélagoniennes et maliaques devraient, théoriquement, permettre de positionner chacune des séries étudiées sur la marge pélagono-maliaque et notamment déterminer les pôles proximaux (pélagoniens) et distaux (maliaques) au sein des différentes unités.

D'après les analyses effectuées, ce raisonnement peut être appliqué à l'unité de Prosilia (Flambouri-Strimbes) et à celle de Neochorion-Agrilia ou Neochorion-Kalamakion :

- + dans le premier cas (unité de Prosilia), les spectres sont très peu différents ;
- + dans le second cas, le pourcentage d'illite est incontestablement plus bas dans les affleurements occidentaux (Agrilia ou Kalamakion) que dans les affleurements orientaux (Neochorion), ce qui tendrait à prouver que la plate-forme pélagonienne se trouvait à l'Est du bassin maliaque. Mais là encore, cette conclusion n'est pas déterminante étant donné que des alimentations latérales sont possibles (à partir du Sperchios : problème de la kaolinite ?) et surtout que l'unité de Neochorion pourrait constituer une unité plus basse structuralement que celle d'Agrilia et Kalamakion, dont elle est séparée par un synclinal de terrains crétacés.

2. SIGNIFICATION.

L'installation de ces sédiments pélito-radiolaritique correspond à un changement radical de sédimentation, au niveau des séries pélagoniennes. Ce phénomène précédant de peu l'arrivée des nappes ophiolitiques, il est logique de relier ces deux événements ; toutefois, la nature même du processus n'est pas connue : ce peut être un approfondissement dû à un enfoncement de la plate-forme, et/ou des modifications des propriétés physico-chimiques du milieu aqueux, entraînant par exemple des variations des niveaux de compensation des carbonates et de la silice. Le caractère bréchique des derniers bancs calcaires pélagoniens, au Jurassique (moyen ?) supérieur, indique toutefois une instabilité du milieu de sédimentation, qui implique des mouvements positifs, ou plus probablement négatifs, de celui-ci. Cette instabilité se marquerait également par l'enrichissement en silts et argiles d'origine détritique (voir discussion : 2e partie, chapitre troisième, paragraphe VIII).

C. LE TERME CHAOTIQUE : NATURE ET SIGNIFICATION DU "VOLCANO-DETRITIQUE".

1. LA MATRICE

a. NATURE.

Il s'agit principalement de pélites siliceuses (silts et argiles) à rares Radiolaires, souvent indurées, de couleur brune, violacée ou lie de vin, associées à de véritables radiolarites massives. Des termes gréseux, parfois abondants (fig. 116A, par exemple), semblent constituer localement une partie de cette matrice. Dans de rares cas, comme au Nord du monastère Xenias en Othrys orientale, une fine poussière serpentineuse peut être observée, mais elle pourrait résulter de phénomènes de mylonitisation liés aux tectoniques postérieures à la genèse du Volcano-Détritique. La matrice est parfois totalement indurée et apparemment enrichie en silice, ce qui donne des niveaux conglomératiques, dont les éléments sont le plus fréquemment des blocs quartzitiques.

Une étude succincte, par analyse diffractométrique, de la matrice du Volcano-Détritique d'Iti a été effectuée par Wigniolle (1977). Cette étude a montré que les argiles les plus abondantes étaient l'illite et la montmorillonite, chlorite et kaolinite étant accessoires. L'étude, par ce même auteur, de la cristallinité de l'illite en fonction de sa composition chimique a permis de confirmer que la matrice du Volcano-Détritique était exempte de métamorphisme en Iti.

b. ORIGINE.

Les débris de roches éruptives et les grains de quartz (?) des grès et graywackes, ainsi qu'une partie des argiles de la matrice de l'ensemble chaotique, proviennent probablement de l'érosion de formations lithologiques, émergées ou non, liées aux nappes ophiolitiques (ophiolites elles-mêmes et copeaux tectoniques associés), dont la nature exacte sera envisagée lors de l'étude des blocs. A cette sédimentation particulière, s'ajoute très certainement les éléments sédimentaires déjà observés dans les niveaux de base, à savoir certaines argiles et le composant siliceux biogénique.

c. REMARQUE.

Les données qualitatives relatives à la nature des argiles de la matrice du Volcano-Détritique d'Iti (Wigniolle, 1977) sont voisines de celles obtenues sur les pélites siliceuses et radiolaritiques (jurassiques ?) de Loggitsion (*cf. supra*). Mais il s'agit là d'un phénomène valable pour toutes les radiolarites et pélites radiolaritiques du Jurassique, comme celles du Pinde par exemple (Steinberg *et al.*, 1977 a ; Steinberg *et al.*, 1977 b ; Steinberg et Mpodozis, 1978).

2. LES BLOCS.

Les blocs (olistolithes) situés au sein de la formation chaotique Volcano-Détritique, sont de taille et de nature variées. Du point de vue quantitatif, seules les roches sédimentaires et éruptives sont bien représentées, en proportion d'ailleurs à peu près équivalente, alors que les roches métamorphiques ne constituent qu'un composant accessoire.

a. FORME ET TAILLE DES BLOCS.

Elles sont très variables. Les blocs sont de forme subarrondie à très anguleuse. Leur taille moyenne est d'ordre métrique, mais comprise entre le centimètre et plusieurs dizaines de mètres.

La détermination des tailles maximale et minimale pose d'ailleurs un certain nombre de problèmes :

- vers la limite inférieure, les notions d'éléments resédimentés et de particules détritiques pouvant appartenir à la matrice se confondent plus ou moins ;

- vers la limite supérieure, la notion de bloc exotique se confond alors avec celle d'unité tectonique, l'essentiel étant alors de déterminer s'il s'agit d'écaillés tectoniques entraînés sous une nappe principale, ou bien d'un olistolithe (Broquet, 1973) resédimenté à l'avant d'une nappe, ou d'une klippe sédimentaire quelconque glissée par exemple lors de mouvements précurseurs, antérieures à la nappe ophiolitique. Le problème se pose par exemple pour certains blocs de taille plurimétrique de calcaires triasiques noduleux de la série de Profitis Ilias (*cf. supra*).

Un problème de même nature concerne les corps péridotitiques et serpentineux, décamétriques à hectométriques en général, et même kilométriques comme celui du monastère de Vrinena, en Othrys orientale. De tels corps s'observent fréquemment à la base des différentes unités tectoniques anté-Crétacé supérieur, et par conséquent, à la partie sommitale de la formation Volcano-Détritique de l'unité sous-jacente. Il peut s'agir, dans ce cas, d'olistolithes repris dans les contacts tectoniques, ou de copeaux tectoniques provenant de la nappe ophiolitique situés primitivement sur le Volcano-Détritique et tectonisés ultérieurement. Dans la plupart des cas, l'hypothèse d'olistolithes tectonisés ultérieurement paraît la plus vraisemblable ; mais dans le cas de l'affleurement du monastère Xenias, la taille de l'unité est telle que l'interprétation est délicate.

Cette discussion montre les relations étroites qui existent entre les hypothèses génétiques concernant le Volcano-Détritique et les différentes hypothèses tectoniques relatives à la période paléotectonique du Malm-Crétacé inférieur.

b. NATURE DES BLOCS : LES ROCHES SEDIMENTAIRES.

Les blocs qui apparaissent le plus nettement au coeur des pélites et radiolarites de la matrice, sont les blocs calcaires, mais il existe aussi des blocs de grès, de quartzite, de graywacke et de radiolarite.

b1. Les blocs de calcaires pélagiques.

Ce sont essentiellement des calcaires gris-rose, à silex, riches en Conodontes triasiques du Carnien et du Norien. Certains blocs présentent un faciès plus noduleux, de teinte ocre ou rouge, à rares embryons d'Ammonites, et rappellent les faciès ammonitico-rosso.

Deux types d'affleurement peuvent être distingués :

- dans le premier, les blocs de calcaires à Conodontes apparaissent au milieu de blocs de nature variée et de taille comparable ; c'est le cas des formations volcano-détritiques des unités de Pirgaki et des unités pélagiennes d'Othrys centrale, où ils constituent très nettement des corps resédimentés de type olistolithe ;

- dans le second cas, celui des affleurements d'Othrys occidentale (colline de Profitis Ilias et secteur de Grammeni-Archanion), ces calcaires ont l'aspect de lentilles sédimentaires ou de copeaux tectoniques, et sont relativement abondante. En outre, ils appartiennent alors à des ensembles où les éléments ophiolitiques sont rares ou même absents, et dont le caractère chaotique est moins accentué que dans les affleurements typiques de Volcano-Détritique.

b2. Les autres blocs calcaires.

En dehors des blocs de calcaires néritique triasique (et jurassique ?) du secteur de Trilofon, interprétés soit comme des olistolithes (Kallergis *et al.*, 1970), soit comme des copeaux tectoniques représentatifs d'une série triasico-jurassique complète (Courtin, 1979), les calcaires non pélagiques sont (pratiquement ?) inexistantes.

Des olistolithes de calcaire bréchiq ue triasico-jurassique appartenant à l'unité de Garmeni Rachi ont été signalés dans le Volcano-Détritique de la série du Strimbes (Smith *et al.*, 1979). Etant donné leur situation particulière, juste sous les calcaires bréchiq ues triasico-jurassiques du mont Vassilia Tambouri, d'une part, et leur absence constante dans les autres affleurements de Volcano-Détritique, d'autre part, je considère, pour ma part, qu'il s'agit de copeaux tectoniques peu déplacés et d'importance mineure (+).

(+) Un cisaillement important existe d'ailleurs à ce niveau : en moins d'un kilomètre, par exemple, l'unité de Garmeni Rachi perd, en allant vers le Nord, ses niveaux permien, puis du Trias inférieur et moyen, à proximité du mont Strimbes.

b3. Les blocs de roches détritiques siliceuses et de radiolarites.

Des blocs de grès, de graywackes et de quartzites ont pu être observés.

Ainsi, des éléments étirés de quartzites gris, de 10 à 30 cm de diamètre, constituent parfois de véritables conglomérats à matrice pélitique schistosée et indurée, intercalés dans le Volcano-Détritique de l'unité pélagonienne de Prosilia, en Othrys centrale.

Les blocs de grès et graywackes peuvent atteindre plusieurs mètres (selon leur plus grande longueur) : ce sont des roches jaunâtres à verdâtres, parfois pulvérulentes, constituées de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases, ainsi que de débris lithiques de roches effusives microlithiques et de quartzites à quartz engrenés, plus ou moins micacés. Des traces noires de végétaux s'y observent fréquemment.

S'il existe, sans aucun doute possible, des blocs resédimentés (olistolithes) de grès, de graywackes et de quartzites, comme nous l'avons rappelé ci-dessus, dans la plupart des cas, et notamment dans le cas des radiolarites, il est impossible de déterminer si l'on a affaire à de véritables olistolithes ou à des portions de matrice perurbées sous l'effet de contraintes tectoniques.

b4. Origine des blocs de roches sédimentaires.

Comme nous l'avons signalé dans la plupart des coupes, ces blocs, parfois triasiques, présents dans une formation du (Dogger) - Malm, correspondent à des olistolithes resédimentés dans une matrice essentiellement pélitique.

S'agissant des formations volcano-détritiques à éléments ophiolitiques (gabbros, péridotites surtout), nous admettrons que les olistolithes correspondent à des éléments ayant appartenu aux unités tectoniques sédimentaires charriées avec les nappes ophiolitiques, lors de leur première mise en place tectonique au Malm.

Ce pourrait être le cas notamment pour certains blocs de calcaires siliceux triasiques ou/ et de roches détritiques siliceuses, en Othrys centrale (unité de Prosilia, de Pirgaki, etc...).

En revanche, dans le cas des formations moins chaotiques, où l'on n'observe pas de blocs appartenant aux unités ophiolitiques s.s., d'autres hypothèses sont envisageables : ainsi, on peut admettre que les nombreux éléments de calcaires triasiques, à tendance ammonitico-rosso, remaniés, sont le résultat des premières contraintes annonçant les futures nappes ophiolitiques. Ces premiers mouvements seraient également responsables des niveaux bréchiques terminant la sédimentation calcaire sur la plate-forme pélagonienne. Les éléments de ces formations dépourvus d'éléments ophiolitiques, qui correspondent pour certains au moins à des olistolithes, sont en effet de faciès et d'âge comparables à ceux des séries sous-jacentes, et donc d'origine proche (ex. : série de Profitis Ilias, fig. 108).

Le fait que des pentes suffisantes devaient être présentes pour que ces premiers ébranlements aient pu entraîner le glissement des masses calcaires ou siliceuses, est en accord avec les autres caractéristiques des séries concernées, comme celle de Profitis Ilias, où des lacunes importantes sont connues.

c. NATURE DES BLOCS : LES ROCHES MAGMATIQUES.

Des fragments de roches volcaniques, hypovolcaniques et grenues, essentiellement basiques et ultrabasiques, sont présents dans le Volcano-Détritique.

ci. Les roches effusives.

Nature : ce sont en général des laves basiques, de couleur violacée ou brunâtre, en amas de taille très variable, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de long. Le débit en pillow-lavas est fréquent, et peut être reconnu sur des fragments de taille métrique, du fait de la différenciation entre des parties massives et des parties à amygdales de calcite. Ces laves, à structure microlithique, ont souvent un faciès albitophyrique (spilites).

Origine : deux origines possibles, correspondant aux deux principaux types de laves observés, peuvent être envisagées. Les laves violacées, à grosses amygdales de calcite, ont des faciès macroscopiques et microscopiques qui rappellent ceux des laves présentes dans les formations volcano-sédimentaires triasiques des séries maliaques, par exemple. Des blocs de calcaires à Conodontes triasiques existent d'ailleurs parfois à proximité de ces laves violacées. En revanche, certaines laves brunâtres ou verdâtres, situées dans des niveaux pélito-radiolaritiques peu chaotiques, comme c'est le cas pour certains affleurements de l'unité de Prosilia par exemple, pourraient représenter des coulées contemporaines de la genèse du Volcano-Détritique, ou provenir d'une unité de pillow-lavas comparables à ceux de l'unité de Fourca (pillow-lavas à tendance tholéitique "ophiolitique").

c2. Les roches hypovolcaniques : dolérites et diabases.

Nature : les roches hypovolcaniques, essentiellement de type doléritique ou diabasique, occupent un volume nettement plus faible que celui des roches effusives, au sein du Volcano-Détritique. Aucune trace d'intrusion ni de métamorphisme n'a été notée au contact diabases-sédiments. Ces observations conduisent là encore à interpréter ces blocs comme des olistolithes et non comme des filons contemporains de la genèse du Volcano-Détritique.

Origine : de telles roches sont connues dans des niveaux triasiques des unités de type maliaque, mais surtout dans certaines unités ophiolitiques (complexe filonien).

c3. Les roches grenues.

Nature : les affleurements de roches grenues sont souvent volumineux, d'ordre décamétrique ou hectométrique, mais il ne s'agit jamais d'ensembles en place qui seraient intrusifs dans le Volcano-Détritique. Ces roches grenues sont essentiellement des péridotites, des gabbros, mais aussi des roches éruptives à tendance leucocrate (coupe de Paleokerassea, fig. 116 A).

Origine : ces roches proviennent sans aucun doute de l'ensemble ophiolitique ; toutefois, un certain nombre de problèmes subsistent quant à l'interprétation des corps péridotitiques, par ailleurs souvent serpentinisés. Ainsi, certains corps de péridotites ont des tailles très importantes, pouvant atteindre plusieurs kilomètres de long, comme celui situé près du monastère Xenias, en Othrys orientale ; il est alors extrêmement difficile de déterminer s'il s'agit d'un ensemble resédimenté dans un bassin marin, ou des restes d'une nappe ophiolitique importante, mise en place sur un ensemble chaotique sous-jacent alors émergé. D'autre part, la plupart des corps serpentineux de taille plus modeste soulignent les contacts tectoniques des nappes anté-Crétacé supérieur ; ils peuvent dès lors correspondre à de simples copeaux tectoniques arrachés aux ensembles ophiolitiques majeurs lors de l'avancée de ces nappes, mais aussi à des olistolithes provenant de ces nappes, mis en place secondairement dans les contacts tectoniques, du fait des propriétés mécaniques très particulières du matériel serpentineux.

Remarque : un bloc de roche éruptive leucocrate, à tendance acide, d'une trentaine de mètres de long, a été signalé dans le Volcano-Détritique d'Iti (Wigniolle, 1977). L'origine en reste controversée, mais l'appartenance de ce bloc à l'ensemble ophiolitique n'est pas rejetée, même si d'autres hypothèses sont envisagées, telle que l'appartenance à un socle ancien anté-mésozoïque.

d. NATURE DES BLOCS : LES ROCHES METAMORPHIQUES.

Nature : les véritables roches métamorphiques sont rares dans le Volcano-Détritique en Othrys, si l'on exclut les roches magmatiques faiblement transformées, telles que les spilites. Ce sont surtout des amphibolites à hornblende verte. Courtin (1979) signale également un bloc plurimétrique de micaschistes à mica blanc, grenat et chlorite dans un "complexe chaotique" situé entre deux unités péridotitiques appartenant à l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale.

Origine : deux types d'amphibolites peuvent être reconnus parmi les blocs figurant dans le Volcano-Détritique d'Othrys : des amphibolites correspondant à d'anciens gabbros et des amphibolites totalement transformées, sans texture ou structure magmatique reconnaissable. Si dans le premier cas, il est clair que les amphibolites peuvent provenir des unités ophiolitiques, dans le deuxième, plusieurs hypothèses sont possibles. La plus vraisemblable est de considérer que

ces roches sont comparables aux lambeaux d'amphibolites qui jalonnent très souvent la base des unités ophiolitiques, comme dans la série de Profitis Ilias (Ferrière, 1977, 1979), ou en Iti (Wigniolle, 1977), et qui pourraient provenir de la transformation poussée de faciès ophiolitiques.

Les micaschistes peuvent provenir de niveaux anciens (*cf.* Paléozoïque d'Othrys orientale), mais ils pourraient correspondre également à des roches métamorphisées au Malm (Eocrétacé ?), comme c'est le cas pour certaines séries pélagoniennes et vardariennes.

D. GENESE DU VOLCANO-DETRITIQUE D'OTHRYS,

Une partie des résultats présentés dans ce paragraphe a déjà fait l'objet de publications, en collaboration avec divers auteurs ayant travaillé dans les Hellénides ou dans les Dinarides s.s. (Celet *et al.*, 1977 a ; Celet *et al.*, 1977 b). Je rappellerai succinctement les principales conclusions énoncées à l'occasion de ces comparaisons Dinarides s.s. - Hellénides, et développerai quelques points particuliers relevant d'une étude plus détaillée du Volcano-Détritique d'Othrys.

1. PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU VOLCANO-DETRITIQUE D'OTHRYS.

L'installation du Volcano-Détritique suit un changement brutal de sédimentation dans les séries pélagoniennes ; les calcaires massifs de type plate-forme du (Dogger) Malm, laissant la place à une sédimentation siliceuse pélito-radiolaritique. Ce type de sédimentation se retrouve également dans les séries maliaques ; il y a incontestablement à cette époque, une homogénéisation des faciès dans les zones pélagonienne et maliaque.

Le Volcano-Détritique est caractérisé par la présence de blocs et une disposition anarchique de ceux-ci plus ou moins nette selon les lieux.

L'analyse des relations entre les blocs et la matrice pélitique, la présence de galets de diverses natures dans des conglomérats indurés et, enfin, l'existence de blocs aux lithologies variées, différentes des terrains encaissants (soubassement triasico-jurassique et unité tectonique sus-jacente), permettent d'assimiler la plupart de ces blocs à des olistolithes et non à des fragments d'origine tectonique.

L'analyse des blocs montre qu'une partie d'entre eux provient des unités ophiolitiques (péridotites et gabbros notamment), et par analogie, les olistolithes sédimentaires sont supposés provenir des unités sédimentaires charriées avec les ophiolites, lors de la mise en place tectonique de ces dernières, au Malm. Les faciès des blocs observés sont en faveur de cette interprétation.

La formation chaotique repose normalement sur les niveaux pélito-radiolaritiques de base, qui passent eux-mêmes de façon progressive aux calcaires jurassiques pélagoniens ou maliaques sous-jacents. La transition entre les niveaux pélito-radiolaritiques et la formation chaotique est particulièrement nette dans le cas où cette dernière est pauvre en blocs ; ceux-ci se trouvent alors dispersés dans une matrice bien stratifiée, comme c'est le cas dans la partie sud de l'Othrys orientale, sur le rebord du Paleopyrgos par exemple (fig. 76).

Ce rappel des principales caractéristiques du Volcano-Détritique d'Othrys montre que cet ensemble lithologique est différent par son origine, des mélanges supposés d'origine purement tectonique (*cf.* Historique, 2e partie, chapitre IV B, paragraphe I).

Les caractéristiques générales établies pour le Volcano-Détritique d'Othrys le différencient également des "mélanges ophiolitiques" à olistolithes de Gansser (1974), dans la mesure où ces derniers sont supposés posséder un contact tectonique fondamental à leur base.

2. QUELQUES ASPECTS PARTICULIERS DU VOLCANO-DETRITIQUE D'OTHRYS.

a. L'EXISTENCE D'UN DISPOSITIF DE "NAPPES" ANTE-CRETACE SUPERIEUR, bien conservé car peu affecté par les tectoniques tertiaires, contrairement aux autres affleurements des Hellénides, tels que l'Iti (Celet, 1976 ; Wigniolle, 1977) et le Pinde septentrional (Terry, 1975), permet de confirmer ou d'énoncer les conclusions suivantes :

- le Volcano-Détritique est en contact normal, par l'intermédiaire d'un ensemble pé-lito-radiolaritique, sur les soubassements triasico-jurassiques (*cf. supra*) ;

- il repose aussi bien sur des carbonates caractéristiques de plate-forme peu profonde (pélagoniens) que sur des faciès pélagiques (maliaques). Il n'est donc pas lié à une zone isopique particulière ;

- il termine toujours la sédimentation des séries qui constituent les différentes unités tectoniques anté-Crétacé supérieur. Cette observation permet de penser que le dépôt du Volcano-Détritique précède de peu l'arrivée des nappes ophiolitiques et sédimentaires associées.

b. REPARTITION DU VOLCANO-DETRITIQUE EN OTHRYS.

La formation chaotique est surtout développée dans les unités de transition, notamment l'unité maliaque à calcaires bréchiqes de Pírgaki et l'unité pélagonienne supérieure du Messo-vouni en Othrys centrale. Elle est très peu importante sur le Pélagonien d'Othrys orientale, et quasi-absente sur les séries pélagiques maliaques des unités de Loggitsion. Naturellement, les modèles retenus pour expliquer la mise en place des ophiolites doivent tenir compte de cette répartition particulières du Volcano-Détritique (*cf. 4e partie*).

c. ANALYSE DES CONSTITUANTS DU VOLCANO-DETRITIQUE D'OTHRYS : CONSEQUENCES THEORIQUES.

L'analyse des éléments présents dans les formations chaotiques qui terminent la sédimentation jurassique des principales séries d'Othrys, a permis de distinguer deux types de formations à blocs d'âge dogger-malm : le Volcano-Détritique typique à matériel ophiolitique -encore que l'interprétation des corps serpentineux en termes d'olistolithes ou de copeaux tectoniques ne soit pas aisée- et un complexe chaotique surtout riche en laves et lentilles de calcaires triasiques plus ou moins noduleux ("ammonitico-rosso") connu dans les secteurs de Grammeni-Archanion (Courtin, 1979) et de Profitis Ilias.

Ce dernier type, où sont remaniés probablement des éléments d'origine peu éloignée, pourrait correspondre à une genèse précoce contemporaine des premiers ébranlements qui donneront naissance aux véritables nappes ophiolitiques.

La nature des blocs contenus dans le Volcano-Détritique typique à matériel ophiolitique est théoriquement susceptible d'apporter des renseignements sur les terrains entraînés lors de la mise en place des nappes ophiolitiques, et, par suite, devrait pouvoir témoigner de la signification et de la position paléogéographique de ce bassin ophiolitique.

d. LES RELATIONS ENTRE LES UNITES OPHIOLITIQUES ET LES UNITES PALEOHELLENIQUES (MALIAQUES-PELAGONIENNES).

Les blocs les plus significatifs observés dans le Volcano-Détritique semblent être les calcaires à Conodontes triasiques et les laves violacées spilitiques à amygdales de calcite, probablement triasiques également. Ces différentes roches constituent l'essentiel des séries pélagiques de type Loggitsion ; le reste de cette série correspond à des pélites (Norien supérieur-Jurassique (?)) qui pourraient elles-mêmes être resédimentées et former par suite, une partie de la matrice du Volcano-Détritique.

Si cette série pélagique remaniée dans le Volcano-Détritique est bien une série de type Loggitsion appartenant au bassin maliaque, il s'ensuit que les ophiolites et les unités maliaques se sont mises en place au cours d'une seule et même phase tectonique. L'absence de blocs pouvant appartenir aux unités inférieures de type Garmeni-Pírgaki, ou même pélagoniennes, ne permet pas de conclure plus catégoriquement (+). Dans le cas d'une mise en place des ophiolites et des unités maliaques et pélagoniennes en une seule phase, cette apparente anomalie pourrait s'expliquer en admettant que les unités ophiolitiques et de Loggitsion ont précédé les unités sous-jacentes et fait disparaître ainsi la possibilité de remaniement de ces mêmes unités inférieures.

Naturellement, des calcaires à Conodontes et des laves violacées triasiques ne permettent pas d'affirmer qu'il s'agit là de séries maliaques, car ces faciès sont fréquents dans les principales zones déprimées (sillons) des Hellénides et même des Dinarides s.s. (Aubouin *et al.*, 1970). Cependant, s'il ne s'agit pas de blocs provenant des séries maliaques, il faut alors remarquer qu'il n'existe plus aucune trace de ces séries sédimentaires pélagiques, qui auraient alimenté le Volcano-Détritique.

(+) Smith *et al.* (1979) décrivent de tels blocs, mais leurs arguments me semblent insuffisants (sinon erronés).

e. ORIGINE ORIENTALE OU OCCIDENTALE DES OPHIOLITES ?.

L'analyse des blocs du Volcano-Détritique et de leur répartition ne m'a pas permis d'apporter des éléments de réponse à cette question. Si la présence de blocs de roches métamorphiques par exemple est en faveur d'une origine orientale des séries ayant alimenté la formation chaotique, ceux-ci sont trop rares pour que l'on puisse tirer des conclusions précises.

Certains auteurs (Smith *et al.*, 1979) ont décrit des slumps à vergence Ouest dans la formation périto-radiolaritique de base du Volcano-Détritique, indiquant un bassin s'approfondissant vers l'Ouest, d'une part, et des structures sédimentaires diverses à vergence orientale dans la formation à blocs, qu'ils nomment "Mélange". Ces dernières témoigneraient d'un renversement de polarité bathymétrique dû à l'arrivée des nappes ophiolitiques et maliaques, dont le déplacement se ferait d'Ouest en Est. Si la méthodologie peut paraître intéressante, encore qu'il soit assez difficile de définir le sens de déplacement des blocs dans des formations chaotiques, certaines affirmations ne me semblent pas pouvoir être retenues. Ainsi, les plis associés au chevauchement visible dans la vallée d'Anavra sont supposés être des slumps (Smith *et al.*, 1979 ; fig. 2, p. 591) ou des structures d'origine incertaine (Smith *et al.*, 1979 ; carte d'ensemble), alors qu'il s'agit incontestablement de chevauchements classiques (crochons, faibles schistosités...). D'ailleurs, de telles structures kilométriques, à déversement vers le Sud-Ouest, sont connues près d'Anidron (Sud de l'Othrys centrale), où elles affectent les calcaires massifs werféno-aniens de 100 à 200 m d'épaisseur au minimum (fig. 302).

VII. CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES DES ZONES INTERNES.

Des descriptions et discussions précédentes, il ressort que la partie sommitale (Dogger ? - Malm) des séries constituant les unités paléohelléniques (pélagoniennes et maliaques) d'Othrys est représentée par des formations lithologiques particulières dites "formations pré-ophiolitiques", correspondant à un changement fondamental du type de sédimentation, dans la zone isopique pélagonienne au moins, et à une homogénéisation des faciès à l'échelle de l'ensemble des séries observées en Othrys.

Ces "formations pré-ophiolitiques" sont caractérisées, dans les cas les plus typiques, par la superposition de deux ensembles lithologiques différents : un terme périto-radiolaritique à la base, un terme chaotique dit "Volcano-Détritique" au sommet, mais des variations latérales existent et la distinction entre ces deux termes n'est pas toujours évidente, dans la mesure où le caractère chaotique de l'ensemble supérieur est parfois peu accentué (*cf.* Othrys orientale).

L'homologie avec certains ensembles chaotiques des Hellénides, tels ceux d'Iti (Celet, 1976 ; Wigniolle, 1977), du Pinde septentrional (Terry, 1975), ou encore des Dinarides internes (Cadet, 1976 ; Charvet, 1978), a déjà été signalée dans des publications en commun (Celet *et al.*, 1977 a ; Celet *et al.*, 1977 b).

Les datations obtenues en Othrys sont moins précises que celles issues des études faites dans les Dinarides s.s. (Oxfordien à Tithonique-Berriasien : Rampoux, 1974 ; Cadet, 1976 ; Charvet, 1978), où des évolutions latérales des âges semblent même avoir été mises en évidence : le Volcano-Détritique serait plus ancien à l'Est qu'à l'Ouest, ce qui a des conséquences capitales quant à la détermination de l'origine des ophiolites (Charvet, 1980). De même, en Eubée, Baumgartner et Bernoulli (1976) attribuent un âge tithonique ou berriasien à valanginien à la "Diabase Chert Formation".

Cependant, le massif de l'Othrys apparaît au sein des Hellénides, et peut-être même au sein des Dinarides, comme un secteur d'étude privilégié du Volcano-Détritique. En effet, outre les conclusions d'ensemble déjà énoncées dans les publications antérieures (Celet *et al.*, 1977 a, 1977 b) (*cf.* paragraphe précédent et coupes proposées dans ce mémoire : fig. 114, 115, 116), à savoir l'assimilation du Volcano-Détritique à un olistostrome à blocs ophiolitiques reposant normalement sur un soubassement sédimentaire, l'étude de l'Othrys, caractérisée par des nappes anté-Crétacé supérieur peu reprises au Tertiaire, apporte des éléments spécifiques qui permettent d'établir que le Volcano-Détritique :

- repose sur des soubassements divers, néritiques ou pélagiques (pélagonien et maliaque), et se développe de façon irrégulière selon les séries (un plus grand volume s'observe au niveau des séries des unités intermédiaires ou de base du dispositif structural) ;

- correspond à la partie sommitale de chacune des unités tectoniques paléohelléniques et se trouve ainsi intercalé à différents niveaux de ce dispositif structural (il ne s'agit donc pas d'un ensemble hétérogène emmené en écaillés ou en nappes à la base des seules nappes ophiolitiques comme cela est souvent envisagé ; et sa formation précède ou accompagne la formation de chacune des unités) ;

- est constitué d'éléments provenant d'unités ophiolitiques mais aussi sédimentaires, telles que celles du dispositif structural paléohellénique ; cependant, seules les séries des unités supérieures semblent fournir ce matériel détritique (séries de Loggitsion), quelle que soit la série supportant ce Volcano-Détritique.

En résumé, la genèse de ce Volcano-Détritique est indiscutablement liée au développement des nappes ophiolitiques et sédimentaires associées ; les aspects particuliers le concernant (répartition hétérogène, nature des blocs limitée à certains types) doivent trouver une explication dans toute tentative de synthèse (voir 5e partie).

Pour terminer ce paragraphe, il me paraît nécessaire de faire quelques remarques relatives aux formations pré-ophiolitiques en général, et au Volcano-Détritique en particulier, à l'échelle des Hellénides :

- si les formations pré-ophiolitiques à grain fin (pélites, radiolarites, grès, microconglomérats) ont été décrites depuis longtemps dans l'ensemble des zones internes helléniques, mise à part la "zone du Vardar" plus complexe, il n'en est pas de même de la formation chaotique Volcano-Détritique.

En dehors de l'Othrys, celle-ci semble être présente, avec ses traits les plus caractéristiques, dans les secteurs helléniques suivants, du Nord au Sud : le Pinde septentrional (Terry, 1975), l'Iti (Celet, 1976 ; Wigniolle, 1977 ; Celet *et al.*, 1977 a), le Kallidromon (Celet *et al.*, 1977 a ; Leluc, 1976) et l'Argolide (Vrielynck, 1978).

De telles formations chaotiques supposées du Malm, ont été également citées dans des secteurs métamorphiques des Hellénides internes : le Vourinos (Zimmermann, 1972 ; Naylor et Harle, 1976) et le Pelion (Ferrière, 1979) par exemple.

L'absence ou la rareté du Volcano-Détritique chaotique dans les autres secteurs des Hellénides internes peut être expliquée par l'érosion anté-Crétacé supérieur (Attique : Clément, 1976), des réductions d'origine tectonique, ou bien encore par une absence originelle. Ainsi, en Eubée, des formations bréchiques non chaotiques sont signalées dans le Jurassique supérieur de la série pélagonienne (Guernet, 1971 ; Katsikatsos, 1979). Pour ma part, j'ai pu vérifier les observations de Guernet (1971) et Katsikatsos (1979), et constater que les formations pré-ophiolitiques périto-radiolaritiques pélagoniennes d'Eubée étaient relativement épaisses (à l'Est de Mandouli) et contenaient localement des microbrèches (à l'Ouest de Troupi). Je n'ai pu déterminer toutefois si les laves à amygdales calcitiques, situées entre les séries néritiques (pélagoniennes) et pélagiques (maliaques -interprétation personnelle-), à l'Ouest de Troupi, correspondaient à des olistolithes resédimentés dans le Jurassique des premières, ou à des restes de niveaux volcaniques triasiques appartenant aux secondes.

Baumgartner et Bernoulli (1976) ont décrit, près d'Achladi (Eubée), des formations à blocs au sommet de la "Diabase Chert Formation", d'âge jurassique terminal-crétacé basal, d'après les Radiolaires. Cependant, ces blocs resédimentés paraissent peu volumineux si l'on en croit la description proposée : "this unsorted deposit contains in a muddy to sandy matrix fragments of mm to dm size of widely lithologies". On peut d'ailleurs rapprocher cette observation du fait que les affleurements d'Achladi, qui supportent les formations à blocs, sont formés de niveaux à grain fin ("mudstones", "siltstones") dans lesquels s'intercalent des arénites granuloclassées, et que l'ensemble paraît peu perturbé ;

- par ailleurs, un certain nombre de formations à blocs contenant des éléments ophiolitiques et sédimentaires divers, reconnus dans les Hellénides, ne correspondent pas au Volcano-Détritique s.s. C'est le cas de différentes formations à blocs, d'âge voisin ou plus récent (tertiaire), appartenant :

- + aux zones externes et situées à la base du "flysch béotien" (Jaeger et Chotin, 1978 a, b ; Jaeger, 1980), dans le flysch du Pinde au droit du Parnasse (Celet, 1962 ; Beck, 1980 (+)), et à la base d'unités pindiques en Péloponnèse (De Wever, 1976) ;
- + aux zones internes : conglomérats du Crétacé supérieur transgressif à olistolithes (massif du Chalkodonio ; Ferrière, 1977) ou "Mélanges ophiolitiques de Macédoine", supposés d'origine tectonique ou mixte (sédimentaire et tectonique) par Mercier et Vergely (1972, 1977). Dans ce dernier cas, la signification exacte de la formation originelle n'est pas clairement établie ; elle pourrait peut-être correspondre à un type voisin du Volcano-Détritique, qui aurait été ultérieurement repris dans les diverses phases tectoniques.

(+) Des ensembles appartenant au "Volcano-Détritique" ont pu être resédimentés à cette occasion (Beck, 1980).

SOUS-CHAPITRE IV C : OPHIOLITES

I. GENERALITES

A. DEFINITION.

Le terme "ophiolites", créé par Brongniart (1827, *in* Coleman, 1977) pour décrire des serpentinites, a été employé par Steinmann (1905, 1926) pour désigner l'association "serpentine-gabbros-spilites" de Ligurie.

Après de nombreuses vicissitudes, une définition plus complète de ce terme, proche de celle de Steinmann, fut proposée à la "Penrose Conference" de la Société Géologique Américaine (1972). Cette dernière définition, qui semble être acceptée par l'ensemble de la communauté scientifique et qui, de ce fait, sera adoptée ici, peut être résumée de la façon suivante :

- le terme "ophiolite" est employé pour désigner un assemblage particulier de roches mafiques et ultramafiques ;
- un assemblage ou ensemble ophiolitique complet comprend, de bas en haut :
 - + un complexe ultrabasique (harzburgites, lherzolites, dunites) possédant généralement une fabrique tectonique ;
 - + un complexe gabbroïque, souvent à texture de cumulats, contenant fréquemment des cumulats de péridotites et de pyroxénolites ;
 - + un complexe filonien basique ;
 - + un complexe volcanique basique, généralement de type pillow-lavas ;
 - + parmi les faciès associés à cet ensemble de roches magmatiques, on note la présence d'une série sédimentaire sus-jacente comprenant par exemple des cherts, des lits argileux et des calcaires.

B. HISTORIQUE SUCCINCT.

1. EVOLUTION DES INTERPRETATIONS RELATIVES AUX OPHIOLITES.

L'évolution des idées concernant l'interprétation des ensembles ophiolitiques, quant à leur structure et leur origine, est en partie liée à l'évolution des connaissances relatives aux ophiolites helléniques.

C'est ainsi qu'après les travaux de Dubertret (1939) et Routhier (1946), les études effectuées respectivement dans les massifs ophiolitiques du Pinde et d'Othrys occidentale par Brunn (1956, 1960b) et Aubouin (1959) ont conduit à reconnaître une logique interne à ces ensembles ophiolitiques. Les présences d'importantes masses de pillow-lavas, en faveur d'une origine sous-marine, et de cumulats magmatiques stratiformes, furent alors interprétées comme le résultat de la cristallisation lente d'un magma basique à l'intérieur d'une épaisse carapace de pillow-lavas, figée au contact de l'eau de mer.

Par la suite, des analogies entre croûte océanique et ophiolites ont été envisagées (De Roever, 1957 ; Brunn, 1959b.) puis ces dernières ont été assimilées à des lambeaux de croûte océanique charriés sur les continents (Moore, 1969 ; Reinhardt, 1969 ; Dewey et Bird, 1970, 1971 ; Dercourt, 1970, 1972 ; Laubscher et Bernoulli, 1972 ; Hynes *et al.*, 1972 ; Zimmerman, 1972).

Des ouvrages synthétiques récents permettent de faire le point sur les idées actuelles relatives aux ensembles ophiolitiques (Allègre et Aubouin, 1980 ; Ophiolites Symposium Chypre, 1980).

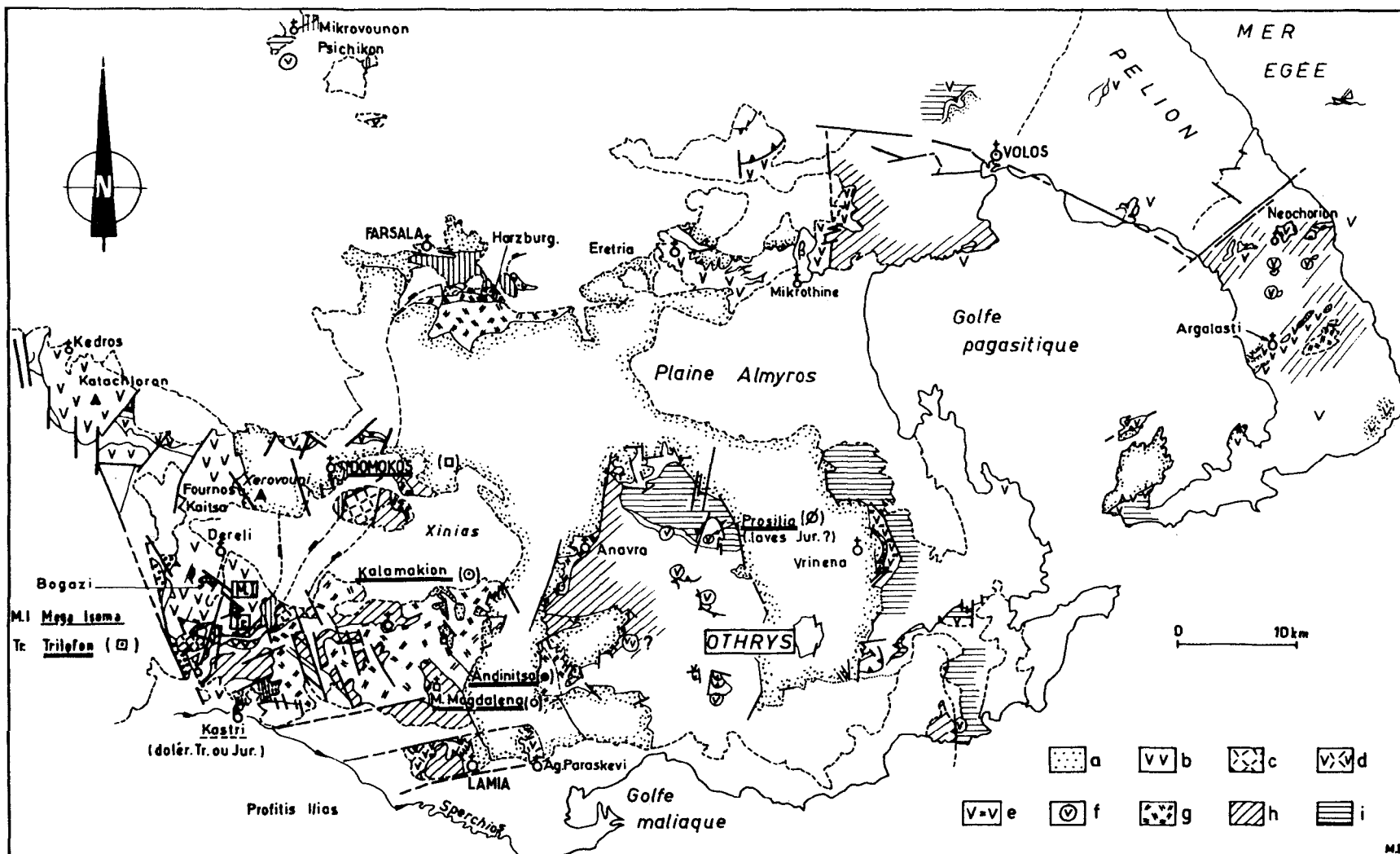


Fig. 118. - Carte de répartition des unités ophiolitiques, des principaux corps péridotitiques isolés et de laves d'âge Jurassique possible, dans le secteur étudié.

a. Crétacé supérieur. - b. péridotites indifférenciées, surtout lherzolites et harzburgites. - c. harzburgites de l'unité de (Trilofon) Metalleion. - d. péridotites de Profitis Ilios, Lamia, Ag. Paraskevi. - e. péridotites serpentinisées de Vrinena. - f. petits corps péridotitiques du "Volcano-Détritique" (olistolithes probables). - g. pillow-lavas de l'unité de Fourca. - h. séries maliaques (représentation partielle). - i. séries pélagoniennes (représentation partielle).

Les noms soulignés de deux traits correspondent aux secteurs échantillonnés. Les symboles associés sont ceux qui sont reportés sur les diagrammes géochimiques.

Remarque : les laves de Maria-Magdalena (Othrys W) pourraient ne pas être liées aux pillow-lavas de l'unité de Fourca et pourraient même être triasiques.

Les laves de Prosilia (Othrys centrale) peuvent représenter des coulées d'âge jurassique, mais il pourrait s'agir également d'olistolithes majeurs d'âge non précisé.

Les dolérites et diabases de Kastri (Othrys W) sont d'âge triasique ou jurassique.

2. LES OPHIOLITES HELLENIQUES.

Les affleurements ophiolitiques étant particulièrement abondants au sein des Hellénides, ceux-ci furent signalés dès le XIXe siècle par des géologues tels que Philippson (1895) par exemple ; mais ils furent alors intégrés dans des ensembles complexes connus sous le nom de "Serpentin-Schiefer-Hornstein Formation" (Philippson, 1895 ; Renz, 1955).

Par la suite, Kober (1952) subdivisa ces affleurements ophiolitiques en deux ensembles structuraux :

- "l'axe ophiolitique interne" ou "Inner Rad-Ophit" (I. R. O.), au niveau du Vardar ;
- "l'axe ophiolitique externe" ou "Extern Rad-Ophit" (E. R. O.), sur la marge occidentale du domaine pélagonien, lui-même séparé en deux ensembles par les terrains récents du sillon méso-hellénique :
 - + l'ensemble oriental reposant sur les marbres et schistes pélagoniens (Vourinos) ;
 - + l'ensemble occidental (Pinde, Othrys occidentale) chevauchant sur les flyschs récents (Crétacé-Tertiaire) des zones externes (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959).

Les trois ensembles ophiolitiques cités (Vourinos, Pinde septentrional, Othrys occidentale) ont fait l'objet de nombreux travaux. Les premières études ont permis de situer les faciès éruptifs et de définir leur agencement (Brunn, 1956, pour le Vourinos et le Pinde septentrional ; Aubouin, 1959, pour l'Othrys occidentale). Les travaux ultérieurs ont apporté une contribution importante du point de vue pétrographique (Moore, 1969 et Zimmerman, 1972, pour le Vourinos ; Terry, 1974, 1979, pour le Pinde du Nord ; Menzies, 1973 et Smith *et al.*, 1975, pour l'Othrys occidentale), mais aussi sur le plan structural par la définition d'unités distinctes au sein de ces ensembles, notamment en Othrys occidentale (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980).

Il existe également d'autres ensembles ophiolitiques dans la zone du Vardar (Mercier, 1968 ; Behien, 1977) ou au Sud du Sperchios (Eubée notamment), mais ces derniers n'ont pas fait l'objet d'études détaillées.

Un résumé récent des connaissances relatives aux différents ensembles ophiolitiques de Grèce a été récemment publié par Behien *et al.* (1981).

C. POSITION DU PROBLEME DANS LE SECTEUR ETUDIE.

1. REPARTITION DES ASSEMBLAGES OPHIOLITIQUES.

La carte proposée (fig. 118) permet de distinguer différents secteurs d'affleurements :

- le domaine métamorphique : dans ce domaine, le problème principal est de déterminer si les affleurements présents appartiennent à des ensembles ophiolitiques en place, à des coeurs tectoniques repris au Tertiaire, ou bien encore à des olistolithes resédimentés dans le "Volcano-Détritique". L'analyse de chacun des affleurements sera faite dans le paragraphe consacré à la lithostratigraphie des séries du domaine métamorphique (3e partie) ;

- l'Othrys occidentale : entre la route Lamia-Farsala et la bordure occidentale des zones internes, affleurent différentes unités tectoniques pouvant représenter un ensemble ophiolitique complet dissocié en unités tectoniques distinctes lors de la mise en place (tectonique) des ophiolites ;

- en dehors de ces secteurs particuliers, existent un certain nombre d'affleurements de roches basiques ou ultrabasiques qui peuvent être assimilés à des olistolithes resédimentés au sein de la formation volcano-détritique. Certains ensembles péridotitiques plurikilométriques pourraient représenter des unités tectoniques à part entière non resédimentées ; ce pourrait être le cas des péridotites du monastère Xenias de Vrinenà et plus probablement celui des péridotites situées près de Lamia (affleurements d'Agios Paraskevi et de la colline de Profitis Ilias).

Pour mémoire, je citerai également l'ensemble ophiolitique formant la bordure orientale du massif du Kozlakas, mais aucune étude détaillée n'y ayant été menée, je n'y ferai allusion que lors de l'étude des problèmes d'ensemble concernant les ophiolites helléniques.

2. FINALITES DE L'ETUDE RELATIVE AUX ENSEMBLES OPHIOLITIQUES DU SECTEUR ETUDIE.

L'étude faite ici sera centrée sur l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale, alors que la signification des autres affleurements, regroupés dans un même paragraphe, ne sera envisagée que par rapport à cet exemple plus complet.

Certains aspects concernant les ophiolites d'Othrys occidentale seront décrits succinctement puisqu'une publication en commun (Celet *et al.*, 1980) a été consacrée à ce sujet. En outre, pour la description pétrographique des ultrabasites et des cumulats, j'utiliserai les résultats des auteurs anglo-saxons (Menzies, 1973 ; Hynes, 1974 b) et surtout ceux de Courtin (1979).

La distinction des unités structurales majeures est celle qui a été retenue dans la publication commune de Celet *et al.* (1980), à la suite de mes propres observations et de celles de Hynes (1974 b) et Courtin (1979), notamment pour les ensembles ultrabasiques et gabbroïques du secteur ophiolitique nord-occidental.

Les données les plus originales par rapport à la publication commune déjà citée (Celet *et al.*, 1980) concernent :

- l'étude des pillow-lavas de l'unité de Fourca et de l'ensemble filonien de Trilofon et de Domokos. Il s'agit d'une analyse pétrographique et géochimique (géochimie sur roche totale et analyses minéralogiques à la microsonde, des pyroxènes notamment, et de déterminations radiométriques nouvelles (+).

Cette étude plus poussée a été rendue nécessaire par le fait que l'unité des pillow-lavas de Fourca est séparée des ultrabasites de l'ensemble ophiolitique par des contacts tectoniques tangentiels majeurs, et que ces laves sont situées sous les ultrabasites. J'ai donc essayé de dégager les affinités géochimiques de ces laves, afin de déterminer si celles-ci étaient compatibles avec celles des laves "ophiolitiques" classiques, d'une part, et de les comparer avec les laves triasiques également abondantes en Othrys occidentale, d'autre part (++) ;

- l'analyse des rapports entre l'ensemble ophiolitique typique et les éléments péri-dotitiques isolés, en relation avec le "Volcano-Détritique" ou des structures particulières telle que la transversale du Sperchios (Péridotites de Lamia).

II. L'ENSEMBLE OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE

A. HISTORIQUE.

L'analyse des cartes à 1/50 000 d'Othrys occidentale, établies par Marinos et son équipe (Leontarion, 1962 ; Domokos, 1957 ; Lamia, 1967), montre à l'évidence le peu de connaissances acquises sur cet "assemblage ophiolitique" entre les premières reconnaissances géologiques dues à Philippson (1895), et la période d'établissement de ces cartes à 1/50 000. Sur ces dernières, deux types pétrographiques principaux sont distingués : les péridotites, localement associées à des gabbros, d'une part, les diabases-dolérites et spilites, d'autre part. Ces ensembles sont par ailleurs regroupés dans des ensembles hétérogènes nommés "Serpentin-Schiefer-Hornstein Formation" (Philippson, 1895 ; Renz, 1955), ou encore "Shale Chert Ophiolitic Complex" (carte de Lamia, Marinos *et al.*, 1967, par exemple).

Les premiers essais d'interprétation visant à rendre compte d'une logique interne de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale sont dus à Aubouin (1959). Cet auteur reconnaît, au niveau d'une transversale passant par Domokos, de bas en haut : péridotites, gabbros, dolérites (épaisses) et pillow-lavas, le contact entre ces derniers et les dolérites étant masqué par la couverture des calcaires Crétacé supérieur du mont Xerovouni.

(+) L'étude des pyroxènes à la microsonde a été effectuée par Lapière, à qui je dois également d'avoir obtenu les analyses géochimiques sur roche totale. Une partie de ces analyses a été utilisée par Bebien *et al.* (1981) pour comparaison avec les autres ensembles effusifs ophiolitiques helléniques. Les données radiométriques sont dues à Delaloye (Genève).

(++) Dès 1959, Vuagnat avait noté, avec beaucoup de perspicacité, la présence de deux types de pillow-lavas en bordure de la route Lamia-Farsala.

L'étude est ensuite reprise et approfondie par les auteurs anglo-saxons (Menziès, 1973 ; Smith *et al.*, 1975). Ceux-ci s'intéressent essentiellement à l'analyse pétrographique, et distinguent un certain nombre de formations lithologiques séparées les unes des autres par des contacts tectoniques majeurs, qu'ils regroupent sous le nom de "Mirna Group". Ces auteurs définissent ainsi les formations suivantes (Smith *et al.*, 1975) (+) :

- Sipetorrema Pillow-Lava ;
- Kournovon Dolerite ;
- Dereli Gabbro ;
- Mega Isoma Lherzolite ;
- Kedhron Harzburgite ;
- Agoriani Plagioclase Lherzolite.

Les auteurs admettent que cet ensemble correspond à un complexe ophiolitique conforme à la définition proposée lors de la "Penrose Conference" sur les ophiolites (Anonymes, 1972), dont les diverses unités occuperaient (Smith *et al.*, 1975, p. 446) une position inverse de celle qu'elle occupe dans le "log. ophiolitique" reconstitué.

Un aperçu pétrographique succinct, relatif aux ultramafites et aux gabbros (Menziès, 1973) d'une part, aux pillow-lavas et diabases d'autre part (Hynes, 1974 b), est par ailleurs proposé par deux des co-auteurs de la communication précédemment citée (Smith *et al.*, 1975). Menziès décrit notamment des faciès de fusion partielle dans les lherzolites à plagioclases, alors que Hynes signale les affinités tholéitiques ou faiblement alcalines de laves et diabases dont la localisation exacte n'est malheureusement pas précisée.

A la suite de ces différents travaux d'ordre pétrographique, et poursuivant le travail entrepris en Othrys orientale et centrale, j'ai étudié et cartographié la partie orientale du "domaine ophiolitique" d'Othrys occidentale, tout en effectuant quelques transversales dans la partie occidentale (Ferrière, 1977b). Ce dernier secteur, où affleurent l'essentiel des termes ultrabasiques de l'assemblage ophiolitique, a été étudié en détail par Courtin (1979). Les différentes observations, et notamment celles concernant les caractéristiques structurales de l'ensemble ophiolitique ainsi que la nature de ses relations avec les unités sédimentaires de la zone maliaque, ont été développées dans des notes en collaboration (Celet *et al.*, 1980 ; Courtin et Ferrière, en prép.).

Ainsi, il est apparu que l'image d'un ensemble ophiolitique, dont les différents termes auraient été simplement inversés et séparés par des contacts tectoniques majeurs, était beaucoup trop simple. Nos résultats (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980 ; Courtin et Ferrière, en prép.) montrent qu'il existe en fait deux types de succession lithologique (fig. 119) :

- une succession "normale" par rapport aux reconstitutions habituelles des ensembles ophiolitiques (Mesorian, 1973, par exemple) : à l'Ouest du Xerovouni (Aubouin, 1959) et au Sud de Perivoli (Dereli) notamment, où des gabbros surmontent des péridotites (Courtin, 1979) ;
- une succession "inverse" : l'ensemble précédent (succession normale) surmontant, par l'intermédiaire d'unités complexes où l'on reconnaît des éléments du complexe "filonien" et des péridotites, une importante masse de pillow-lavas (unité de Fourca) supposés "ophiolitiques".

B. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

1. COUPES.

a. COUPE TYPE ENTRE MEGA ISOMA ET KALAMAKION.

Une coupe, passant par les monts Mega Isoma à l'Ouest, et Paliokasarma, près de Kalamakion, à l'Est, permet d'observer, d'Ouest en Est, des unités appartenant aux zones externes (1 et 2) et à l'ensemble ophiolitique (3 à 7) (fig. 119 A) :

(+) J'ai moi-même participé à cette publication, mais mon apport ne concernait pas le problème des ophiolites.

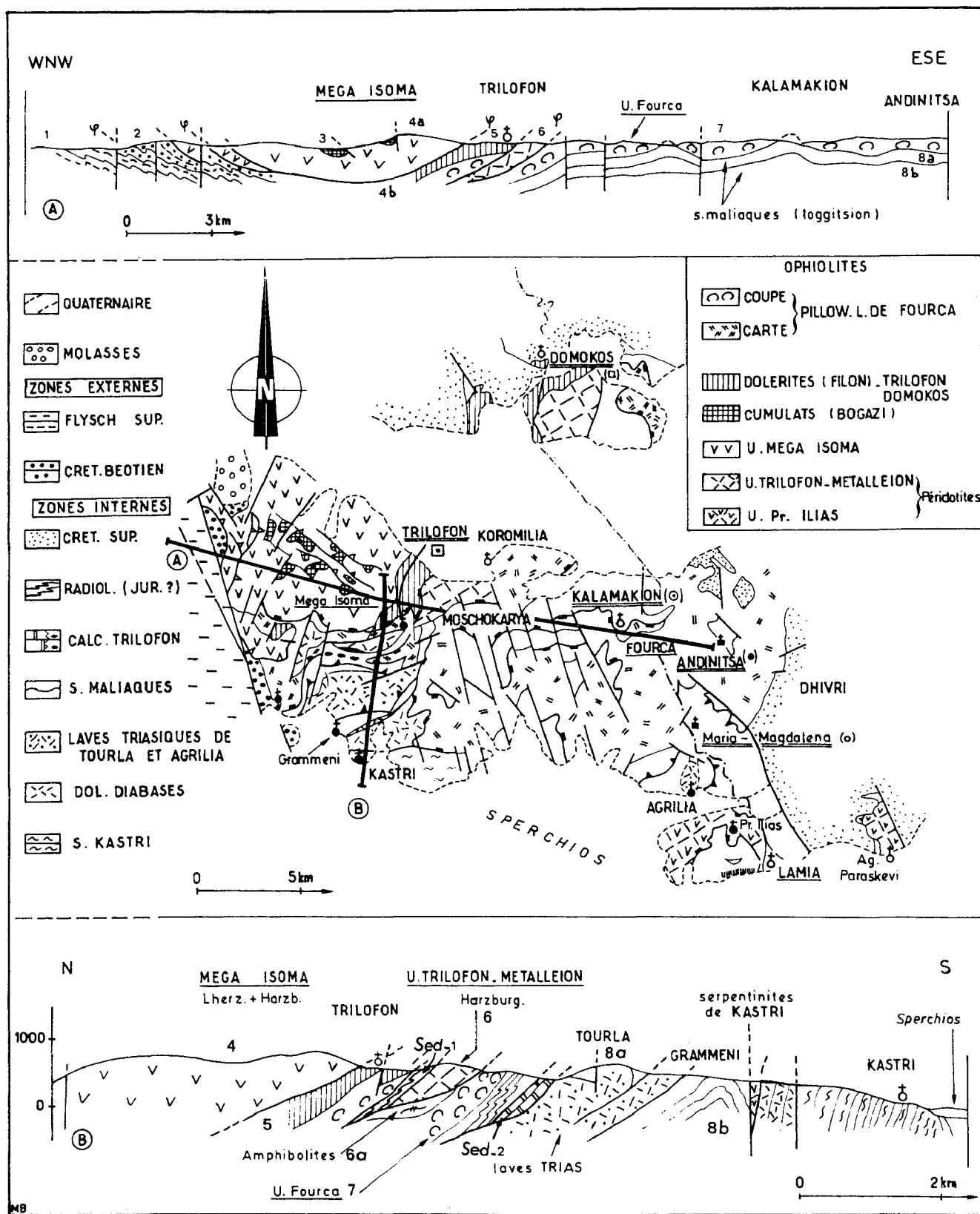


Fig. 119. - Ophiolites d'Othrys occidentale. Carte et coupes (d'après Courtin et Ferrière en prép., détail des unités du Mega Isoma d'après Courtin, 1979).

Les noms soulignés de deux traits correspondent aux secteurs faisant l'objet d'une étude géochimique.
 Les noms soulignés d'un seul trait sont ceux des unités tectoniques "ophiolitiques" principales.

- (1) le flysch du Pinde ;
- (2) des unités comprenant le flysch crétacé-béotien ;
- (3) une unité de gabbros (Bogazi) ;
- (4) une unité péridotitique avec des lherzolites au sommet (4a) et des harzburgites (4b) à la base ;
- (5) une unité constituée principalement de filons doléritiques associés à des laves ;
- (6) une "écaille" de péridotites de type harzburgite, bien visible à proximité du village de Trilofon ;
- (7) l'unité des pillow-lavas de Fourca, constituée pour l'essentiel de pillow-lavas de petite taille à altération brunâtre, au sein desquels s'intercalent des passées (écailles ?) métriques de radiolarites rouges. Localement, cette unité dissociée en plusieurs écailles (7a) chevauche les harzburgites de Trilofon (6) ;
- (8) les unités de Kalamakion (8a) et d'Agrilia (8b), caractérisées par des séries de Loggitsion.

b. COUPE DE GRAMMENI-TRILOFON.

Une coupe (fig. 119 B), levée selon une direction subméridienne et synthétisant les observations faites de part et d'autre (à quelques centaines de mètres) de la route Grammeni-Trilofon, permet de compléter les données de la coupe précédente. Le long de cette coupe, on reconnaît notamment de rares écailles d'amphibolites (6a) à la base des harzburgites de Trilofon (6), et surtout des unités tectoniques constituées de sédiments gréso-pélimitiques et radiolaritiques à blocs de calcaires massifs (Sed. 1 et Sed. 2). Parmi ces blocs, certains, riches en Algues et Madréporaires de milieu peu profond, sont datés du Trias moyen-supérieur (série de Trilofon, 2e partie, chapitre deuxième, paragraphe II C).

c. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR D'ANO AGORIANI.

Ces affleurements permettent de compléter la partie supérieure de l'ensemble ophiolitique.

Aubouin (1959) a signalé la présence de gabbros et surtout de dolérites surmontant des péridotites près d'Ano Agoriani, à l'Ouest de Domokos, au pied du mont Xerovouni.

Courtin (1979) a confirmé cette observation et précisé qu'il s'agissait là d'une superposition de nature tectonique.

2. ANALYSE CARTOGRAPHIQUE

L'analyse en plan confirme les observations faites en coupe, notamment quant à l'importance relative des différents types pétrographiques dans l'assemblage ophiolitique d'Othrys occidentale. C'est ainsi que les unités les plus puissantes, à savoir les péridotites et les pillow-lavas de Fourca, représentent les surfaces d'affleurement les plus vastes (fig. 119) :

- les péridotites de l'unité du Mega Isoma se développent principalement vers le Nord et le Nord-Ouest, où elles peuvent être reprises dans les écaillages tertiaires ;

- les pillow-lavas de l'unité de Fourca -dont l'appartenance aux ophiolites sera discutée plus loin- se suivent particulièrement bien depuis les villages de Moschokarya et Trilofon à l'Ouest (Othrys occidentale) jusqu'au village d'Anavra, situé 30 km plus à l'Est (Othrys centrale). Leur polarité paraît normale ;

- l'écaille harzburgitique, visible à Trilofon, semble se prolonger vers le Nord-Est jusque Metalleion (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980), probablement même jusqu'à Farsala (Richard, 1980), soit sur près de 40 km. Ainsi, ce qui n'aurait pu être qu'une simple écaille tectonique à la base de l'unité péridotitique principale du Mega Isoma, semble être un trait caractéristique de l'assemblage ophiolitique, antérieur à sa mise en place tectonique ;

- l'unité (?) de Domokos, constituée de roches basiques filoniennes ("complexe filonien") surmonte l'unité des harzburgites de Trilofon et Metalleion ; elle pourrait être liée à cette dernière puisqu'elle se prolonge vers Domokos et Farsala en conservant des rapports tectoniques identiques vis à vis de celle-ci.

Les unités, constituées de roches sédimentaires intercalées dans l'assemblage ophiolitique, ont des extensions latérales très variables. Elles ne sont bien développées que dans le secteur Grammeni-Trilofon, à différents niveaux entre les unités de type Loggitsion (Grammeni et Tourla) et l'unité péridotitique du Mega Isoma (fig. 118 et 119).

3. BILAN.

En résumé, on note la présence de deux unités fondamentales : une unité de péridotites (harzburgites et lherzolites de l'unité du Mega Isoma) et une unité de pillow-lavas (unité de Fourca) surmontée tectoniquement par la précédente. Entre les deux s'intercalent, de façon plus ou moins continue, des dolérites et laves ("complexe filonien" de l'unité de Domokos), une unité harzburgitique (unité de Metalleion) et plus rarement des unités tectoniques à matériel sédimentaire. L'unité péridotitique de Mega Isoma est elle-même recouverte tectoniquement, et de bas en haut, d'une unité gabbroïque (gabbros de Bogazi) et d'une unité de dolérites et laves, près d'Ano Agoriani.

Un certain nombre de contacts tectoniques supplémentaires séparant des ensembles lithologiques identiques existent probablement, mais cela est difficile à démontrer.

C. PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES CONSTITUANT L'ENSEMBLE OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE,

Les quatre ensembles pétrographiques habituellement rencontrés dans les ensembles ophiolitiques sont ici présents :

- les péridotites ;
- les cumulats, surtout représentés par des gabbros ;
- le "complexe filonien" ;
- les laves en coussins, abondantes dans l'unité de Fourca, dont l'appartenance aux ophiolites ne peut toutefois être prouvée de façon directe, par l'analyse des affleurements.

L'analyse géochimique des laves en coussins et du complexe filonien ici présentée n'a pas fait l'objet de publications ; elle fait suite aux travaux partiels sur ce sujet de Hynes (1974b) (+), alors que la description des péridotites et des cumulats sera en grande partie empruntée aux travaux de Menzies (1973) et surtout de Courtin (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980).

1. LES PERIDOTITES.

Constituant les unités de Trilofon-Metalleion et surtout de Mega Isoma, les péridotites couvrent près de la moitié des affleurements ophiolitiques. Parmi ces péridotites, toutes caractérisées par une foliation (tectonites) et parfois serpentinisées, deux types fondamentaux ont pu être distingués en fonction de la présence ou de l'absence de plagioclases (Courtin, 1979).

a. LES PERIDOTITES FOLIEES SANS PLAGIOCLASES.

Il s'agit principalement de harzburgites et de lherzolites, et plus rarement de dunités. Elles sont surtout présentes dans la partie septentrionale des affleurements ophiolitiques dans les massifs du Fournos Kaitsa (à l'Ouest de Domokos) et du Katachloron (près de Kedros). Des harzburgites constituent également l'unité tectonique de Metalleion, au Sud-Est de l'ensemble précédent.

(+) Les travaux de Nisbet (1974) seront cités à l'occasion, mais un certain nombre d'attributions de laves me paraissant douteuses sur la carte de cet auteur, il m'a semblé nécessaire d'utiliser ces travaux avec prudence.

a1. Harzburgites et lherzolites.

De couleur sombre (vert bouteille) à la cassure, ces roches prennent une couleur rouille en surface, du fait de l'altération. La mise en relief des niveaux riches en pyroxènes étirés souligne la foliation d'origine tectonique qui les affecte.

En lame mince, dans un fond formé de très petits cristaux d'olivine à extinction roulante, apparaissent essentiellement des porphyroblastes d'orthopyroxènes et d'olivine à extinction roulante, définissant une texture porphyroblastique.

Selon Courtin (1979), les compositions minéralogiques établies par analyse modale sont les suivantes :

- harzburgites : olivine : 65 à 80 % ; orthopyroxène : 10 à 30 % ; clinopyroxène : 2 à 5 % ; spinelle : 1 à 1,5 % ;

- lherzolites : olivine : 70 à 80 % ; orthopyroxène : 7 à 12 % ; clinopyroxène : 5 à 10 % ; spinelle : 1 à 1,5 %.

a2. Dunites.

Ce sont des roches massives à texture grenue orientée (massif du Katachloron).

Composition (Courtin, 1979) : olivine : 90 à 95 % ; orthopyroxène : 0 à 5 % ; spinelle : 1 à 3 %.

En lame mince, l'olivine se présente sous forme de cristaux à extinction roulante (taille : 1 à 2 mm, ou plus petits) ou de cristaux polygonaux à nombreux points triples indiquant des phénomènes de recristallisation postérieurs à la déformation principale.

b. LES PERIDOTITES FOLIEES A PLAGIOCLASES.

Il s'agit de lherzolites à plagioclase, qui constituent la majeure partie des massifs du Platia Rachi Agoriani et du Koumaros, à l'Ouest de Domokos, et surtout le massif du Mega Isoma, plus au Sud, près de Trilofon (Kournovon).

Les lherzolites de ce dernier massif, d'accès facile à partir du col situé près de Trilofon, sont des roches à patine rousse et cassure de couleur sombre (vert bouteille à noire), à taches blanchâtres feldspathiques qui marquent parfois une orientation préférentielle.

Les compositions minéralogiques, déterminées par Courtin (*op. cit.*), diffèrent selon qu'il s'agit de "lherzolites homogènes", riches en plagioclases (jusqu'à 20 %), ou de "lherzolites rubanées". La composition de ces dernières serait la suivante : olivine : 60 à 70 % ; orthopyroxène : 12 à 20 % ; clinopyroxène : 7 à 10 % ; plagioclase (An 70-80) : 5 à 7 % ; spinelle : 1 à 2 %.

En lame mince, on reconnaît une texture porphyroblastique avec des pyroxènes au sein d'une matrice d'olivine et de plagioclases souvent altérés.

c. LES ROCHES ASSOCIEES AUX PERIDOTITES.

Outre les serpentinites associées classiquement aux péridotites, dont elles dérivent par transformation directe, notamment au niveau des contacts tectoniques, on peut citer les chromitites et les filons gabbroïques.

c1. Les chromitites.

Des chromitites sont connus au sein des principales masses de harzburgites d'Othrys occidentale, et plus spécialement dans l'unité tectonique de Metalleion.

Des gisements de chromite, d'importance inégale, ont été exploités par le passé, près d'Agios Stefanos et de Metalleion (Hiessleitner, 1952). Divers petits gisements sont également reportés sur les cartes à 1/50 000 d'Othrys occidentale (Marinos *et al.* : Domokos, 1957 ; Leontarion, 1962).

La présence de ces chromitites est un argument important en faveur du rattachement des affleurements harzburgitiques de Metalleion et de Trilofon-Agios Stefanos -situés de part et d'autre de la plaine de Xinias- au sein d'une seule et même unité tectonique, qui pourrait se prolonger jusque Farsala, au Nord (unité de Metalleion).

c2. Les filons gabbroïques.

Si des filons gabbroïques recoupent les péridotites foliées sans plagioclase, ils sont en fait surtout abondants au sein des péridotites à plagioclases.

Un affleurement facilement accessible est celui de la route Archanion-Asvestis: au niveau des principaux lacets de la route, affleurent des filons gabbroïques et doléritiques clairs, épais de 50 cm à 1 m, souvent altérés, au sein de harzburgites sombres, en grande partie serpentinisées.

2. LES CUMULATS MAGMATIQUES.

Ces roches particulières sont peu représentées dans l'assemblage ophiolitique d'Othrys occidentale. Il s'agit de roches gabbroïques à litage plus ou moins bien marqué, qui reposent en contact anormal sur les péridotites : dans le massif du Mega Isoma, l'unité gabbroïque de Bogazi surmonte les lherzolites à plagioclases de l'unité du Mega Isoma, entre Perivoli (Dereli) et Trilofon (Kournovon).

a. PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES PRESENTS AU SEIN DES CUMULATS.

Troctolites et gabbros s.s. constituent l'essentiel des faciès de type cumulats, qui, par ailleurs, peuvent présenter des déformations majeures (Courtin, 1979).

a1. Les troctolites : exemples de composition minéralogique correspondant à des cumulats non déformés (Courtin, 1979) : olivine : 60 à 70 % ; plagioclases : 30 à 40 % ; opaques : 1 à 2 % (± pyroxènes).

a2. Les gabbros : exemples de composition minéralogique de roches gabbroïques correspondant à des cumulats déformés (Courtin, 1979) : clinopyroxènes : (30 à 35 %) ; plagioclases : 60 à 65 % ; opaques : 0,3 % ; olivine : 0 à 10 %.
Les cumulats sont principalement représentés par des gabbros à clinopyroxènes et plagioclases, et des gabbros à olivine. Ces différents types, qui peuvent être ou non déformés, présentent parfois un litage correspondant à l'alternance de lits riches en ferromagnésiens et de lits riches en plagioclases.

Ces différentes roches, classées dans le groupe des cumulats magmatiques, présentent parfois des transformations minéralogiques : développement de serpentine sur les olivines, d'amphiboles fibreuses (actinote-trémolite) sur les clinopyroxènes, ou encore de zoisite et de prehnite dans les fissures des plagioclases.

b. BILAN.

Les roches décrites dans ce paragraphe se sont très vraisemblablement formées par gravité au sein de chambres magmatiques. En revanche, l'origine de la déformation qui affecte une partie de ces roches n'est pas encore élucidée (tectonique précoce ou tardive ?).

3. LES ROCHES DOLERITIQUES : "LE COMPLEXE FILONIEN".

Les affleurements de roches doléritiques occupent des surfaces relativement restreintes au sein de l'assemblage ophiolitique d'Othrys occidentale. Ces roches constituent des collines molles, souvent traversées par les routes ou les pistes, si bien qu'un certain nombre d'affleurements de roches doléritiques sont d'accès aisé : tels ceux de Trilofon, au Nord du village, sur la piste Trilofon-Agios Stefanos, ou mieux encore, ceux de Domokos, sur la route asphaltée Lamia-Farsala. D'autres affleurements ont été signalés près d'Ano Agoriani, à l'Ouest de Domokos, par Aubouin (1959).

Du point de vue pétrographique, il s'agit de gabbros doléritiques, de microgabbros, de dolérites et de diabases, formant des ensembles massifs, sans orientation privilégiée, ou des groupements de filons subparallèles ou sécants entre eux, parfois injectés dans des laves massives ou même en coussins.

Au sein de ces ensembles souvent complexes de roches doléritiques, Courtin (1979) distingue près de Trilofon :

- des gabbros-dolérites massifs, à texture ophitique : plagioclase (An 65-72) : 58 % ; pyroxène : 40 % ; opaques : 2 % ;

- des gabbros-dolérites massifs, à texture subophitique, présentant parfois de l'olivine relictuelle remplacée par différents minéraux : serpentine, chlorite, amphibole de type actinote et magnétite. Les compositions minéralogiques des roches à olivine analysées correspondent à : plagioclase (An 60-75) : 55 à 80 % ; pyroxène : 10 à 25 % ; opaques : 3 à 10 % ; olivine relictuelle : 5 à 10 % ;

- des dolérites filoniennes à texture subophitique à intersertale, parfois porphyriques, à phénocristaux de plagioclases ou de pyroxènes. Les plagioclases déterminés ont un taux d'anorthite plus faible que celui des faciès doléritiques précédents ;

- des diabases à plagioclase (An 25-32 ?), amphiboles (de type actinote et hornblende verte et/ou brune), opaques, et quartz (interstitiel ou en remplissage de fissures) ;

- des roches dites "associées", telles que des laves (dykes, coulées picritiques, laves en coussins) et des roches à tendance acide, à grain fin, de type diorite ou tonalite, formant des panneaux limités par les filons doléritiques.

Les échantillons du "complexe de Domokos", que j'ai analysés en lame mince, ont révélé trois types pétrographiques principaux :

- des gabbros-dolérites contenant des plagioclases calciques ou de l'albite, des amphiboles verdâtres (abondantes), des minéraux opaques et de rares reliques de pyroxènes ;

- des faciès basiques, fins, aphyriques, à plagioclases et pyroxènes associés à des minéraux secondaires tels que chlorite, calcite et épidote ;

- des faciès basiques, fins, porphyriques, à minéralogie identique au type précédent, mais à phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes.

Les transformations subies par ces roches sont parfois importantes, et notamment le développement d'amphiboles verdâtres. Le fait que ces amphiboles apparaissent surtout dans les faciès filoniens plutôt que dans les faciès gabbroïques par exemple, fait penser qu'il s'agit là du résultat d'actions spécifiques (deutériques...) et non de conditions thermodynamiques d'ensemble de type métamorphisme général, fût-il océanique.

Ces problèmes ont été discutés par de nombreux auteurs, à partir de laves océaniques en place (Melson *et al.*, 1968 ; Cann, 1970 ; Miyashiro *et al.*, 1971 ; Aumento *et al.*, 1971). Les remarques faites précédemment rejoignent celles déjà formulées par Hynes (1974b) à propos de laves -probablement de Fourca- du massif de l'Othrys.

Les relations avec les autres types pétrographiques de l'assemblage ophiolitique seront analysées à l'occasion de l'étude géochimique de ces roches doléritiques.

4. LES ROCHES EFFUSIVES.

a. LES PILLOW-LAVAS DE FOURCA.

C'est l'une des formations éruptives les plus importantes d'Othrys. Elle affleure depuis Archaniou, située à la limite zones internes-zones externes en Othrys occidentale, jusqu'à Anavra, village qui commande l'entrée du Haut-massif de l'Othrys, soit sur 30 km environ, selon une direction NE-SW.

Cet ensemble est facilement reconnaissable dans le paysage, dans la mesure où il est formé d'un empilement de coussins basaltiques caractérisé par la couleur marron des produits d'altération qui s'y développent. Cette teinte, à dominante marron, se distingue relativement bien de la teinte violacée des pillow-lavas triasiques, par ailleurs riches en grosses amygdales de calcite, comme cela peut se voir le long de la route Lamia-Domokos. Naturellement, cette différence n'est qu'une indication quant à l'appartenance des laves à l'un des deux ensembles effusifs, et d'autres critères plus rigoureux sont nécessaires pour conclure (minéralogie, géochimie...), notamment dans le cas d'affleurements ponctuels.

a1. Caractéristiques pétrographiques macroscopiques.

Les laves des pillow-lavas de Fourca sont de teinte verte à la cassure lorsqu'elles sont fraîches, et possèdent peu d'amygdales calcitiques. Les coussins sont en général de petite taille (50 cm à 1 m) et montrent des fissures radiales en surface, dues au refroidissement.

Les coulées et les coussins sont séparés par des niveaux millimétriques riches en hyaloclastites et chlorites. Les horizons sédimentaires présents entre les coussins sont des calcaires dolomitiques rougeâtres ou des passées siliceuses lie de vin, radiolaritiques, mais aucune indication stratigraphique, d'ordre paléontologique, n'a pu être obtenue (absence de Conodontes et de Radiolaires).

Des différences texturales existent entre la périphérie et le coeur des coussins, mais il s'agit surtout de variations relatives à la taille du grain, qui est naturellement plus fin à la périphérie.

a2. Analyse microscopique.

Les échantillons analysés en lame mince (14 échantillons : OT 8 à 23) proviennent de la route menant au monastère Andinitza, près du col de Fourca, et du secteur de Kalamakion.

Les laves observées sont rarement porphyriques ; des différences de texture existent naturellement entre les parties externes et internes des pillow-lavas.

Du point de vue des *textures*, on peut retenir deux types principaux :

- les faciès de bordure des pillow, riches en verre, à microlithes de feldspaths et de pyroxènes orientés ou en gerbes, présentant de nombreuses pseudomorphoses calcitiques (échantillons analysés du point de vue géochimique : OT 8, 14, 19, 20) ;

- les faciès de la partie centrale des pillow-lavas, montrant des enchevêtrements de pyroxènes vert clair et de plagioclase définissant des textures subophitique ou intersertale au sein desquels se développent de la chlorite et de la calcite rare (OT 11, 12, 16, 21, 23) :

- + les pyroxènes sont de teinte vert pâle à incolore ; ce sont des augites et des salites (*cf. infra*) ;
- + les feldspaths prennent parfois des aspects particuliers : ils sont creux, en boucle de ceinture ou rachitiques, ce qui correspond aux conditions de cristallisation particulières des pillow-lavas ;
- + l'existence ou l'absence d'olivine n'a pu être démontrée avec certitude.

La *minéralogie* est relativement homogène au sein des affleurements étudiés ; on reconnaît :

- des minéraux magmatiques, tels que plagioclases, pyroxènes et minéraux opaques ;
- des minéraux secondaires résultant d'apports extérieurs et surtout de la transformation des minéraux précédents et du verre qui les englobe : chlorite, albite, et calcite notamment. Les transformations sont en moyenne moins importantes que celles qui affectent les laves triasiques, mais conduisent cependant à des associations spilitiques : albite, chlorite, pyroxènes.

b. AUTRES ROCHES EFFUSIVES.

Des dykes de laves ont été signalés à l'occasion de la description du "complexe filonien". Selon Courtin (1979), il s'agit de faciès microlithiques porphyriques ou non, à plagioclases et pyroxènes au sein desquels se développent également chlorite, épidote, actinote et calcite. Cet auteur cite également des coulées picritiques à l'intérieur des empilements de coussins du système doléritique.

Certaines laves, présentes dans les formations "pré-ophiolitiques" ou "volcano-détritiques" pélagoniennes du Malm d'Othrys centrale, pourraient être contemporaines du dépôt de ces formations pré-ophiolitiques (voir 2e partie, chapitre IV B, paragraphe II B). Elles seront analysées du point de vue géochimique (F5-78) avec les véritables laves de Fourca, mais seront naturellement distinguées sur les diagrammes.

5. AUTRES TYPES DE ROCHES : LES AMPHIBOLITES.

Dans le secteur d'affleurement des unités de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale, apparaissent quelques ensembles de petite taille, constitués de roches nettement métamorphiques, et notamment des amphibolites à hornblende verte. Courtin (1979) signale également des amphibolites à grenat rosé.

Certaines de ces roches, d'aspect plus ou moins grenu, à schistosité mal individualisée, dérivent incontestablement de roches gabbroïques. D'autres en revanche, à schistosité mieux marquée, soulignent divers contacts tectoniques, et leur origine sédimentaire ou magmatique n'apparaît pas à l'évidence.

Ces cas de transformations de roches magmatiques, gabbroïques notamment, en amphibolites, ont été cités fréquemment et rapportés à un métamorphisme de type océanique (Melson *et al.*, 1968 ; Cann, 1970 ; Melson et Thompson, 1971 ; Miyashiro *al.* 1971 ; Terry, 1973). Ces transformations pourraient d'ailleurs représenter un état plus avancé d'un processus de nature comparable à celui qui a donné naissance aux différentes transformations minéralogiques citées lors de l'étude des types pétrographiques de l'assemblage ophiolitique telles que la spilitisation des laves, ou l'apparition de chlorite, épidote, actinote, etc... au sein des dolérites ou des cumulats. En effet, les amphibolites observées ne sont pas associées à d'autres roches métamorphiques, qui pourraient dériver de roches sédimentaires. Des processus d'ordre tectonique interviennent probablement (Spray et Roddick, 1980).

D. ÉTUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES EFFUSIVES ET DOLERITIQUES DES "OPHIOLITES" D'OTHRYS OCCIDENTALE.

Les études géochimiques de ces roches seront menées conjointement, toutefois, des distinctions ont été établies entre différents types de roches ou d'affleurements.

Les échantillons analysés proviennent des unités géologiques suivantes :

- (1) l'unité des pillow-laves de Fourca s.l. (OT 8 à 23), au sein de laquelle on peut distinguer :
 - les laves de la route du monastère Andinitza (OT 8 à 14), correspondant aux laves typiques de Fourca (unité de Fourca s.s.) (1a) ;
 - les laves de Kalamakion (OT 16 à 23), formant une unité autonome à la base de l'unité de Fourca s.s. (1b) ;
- (2) la formation chaotique située à la base de l'unité de Fourca s.s., à proximité du monastère Maria-Magdalena (OT 3 à 5). L'âge de ces laves n'est pas déterminé avec précision ;
- (3) le "Volcano-Détritique de l'unité de Proslia, en Othrys centrale (F5 78, F5 79 A et B). Si les échantillons F5 79 proviennent de blocs (remaniés ?), F5 78 a été prélevé dans un ensemble qui pourrait être intercalé normalement dans les formations d'âge jurassique supérieur ;
- (4) l'ensemble filonien de Trilofon (4a), qui affleure au Nord du village de Trilofon (Tr 1 à 3) ;
l'ensemble filonien de Domokos (4b), recoupé par la route Lamia-Domokos-Farsala (D 1 à 6).

Les buts poursuivis sont de deux types :

a) établir les affinités magmatiques des différents types pétrographiques analysés afin de déterminer leur signification par rapport aux ensembles ophiolitiques notamment ;

b) comparer ces roches éruptives aux laves triasiques d'Othrys afin de préciser s'il s'agit d'ensembles génétiquement liés ou non.

Naturellement, à l'occasion de cette étude des comparaisons seront esquissées avec d'autres ensembles magmatiques, et plus particulièrement les ensembles ophiolitiques géographiquement proches de l'Othrys, tel que celui du Pinde du Nord (Brunn, 1956 ; Parrot, 1967 ; Terry, 1974, 1979 ; Capedri *et al.*, 1980).

1. ANALYSES GEOCHIMIQUES GLOBALES (tabl. II 14, A à C).

a. DETERMINATION DU CARACTERE ALCALIN OU SUBALCALIN DES ROCHES CONSIDEREES.

Les mêmes réserves que celles énoncées lors de l'étude des laves triasiques doivent être faites ici, à savoir que la mobilité des alcalins, suggérée ou confirmée par les études microscopiques, est telle que les conclusions établies d'après l'étude de ces éléments doivent être considérées avec prudence.

Les diagrammes retenus ont été établis à partir des pourcentages pondéraux d'oxydes ou des rapports normatifs. Les corrections effectuées concernent : les éléments volatils (Perte au feu PF*), le CaO en fonction de la teneur en CO₂ (CaO*) et le Fer (Fe₂O₃ = 1,5 %) pour le calcul des normes.

a1. Présentation des analyses (fig. 120).

a1.1. Les corrections.

Les valeurs reportées ont été calculées à sec (PF*) pour comparaison avec d'autres études, et notamment celles des laves ophiolitiques du Pinde septentrional (Terry, 1979). Cependant, les normes tiennent compte des valeurs corrigées en CaO. Les effets des différentes corrections seront figurés sur la plupart des diagrammes.

Les différentes corrections appliquées ont en général des effets moindres que ceux observés lors de l'étude des laves triasiques.

ANALYSES ROCHES - OXYDES (μpis)	PROSILIA (LAVES JUR.+V.D) Ø			U. FOURCA s.s. : PILLOW-LAVAS D'ANDINITSA ●									
	F5-78	F5-79A	F5-79B	OT. 8				OT. 11A	OT. 11B	OT. 11C	OT. 12	OT. 14	
				br.	P.F.	CaO*	(P.F.+CaO)						*
SiO ₂	47,17	47,84	47,98	41,98	45,32	46,33	48,77	50,96	51,72	48,96	50,86	49,60	50,29
Al ₂ O ₃	16,05	15,68	15,83	13,78	14,87	15,20	16,00	16,04	15,45	15,94	15,22	15,13	15,34
Fe ₂ O ₃ (t)	9,28	9,34	9,53	9,62	10,38	10,61	11,17	9,09	9,46	8,61	11,42	10,66	10,81
MnO	0,40	0,23	0,25	0,15	0,16	0,16	0,17	0,13	0,17	0,15	0,16	0,14	0,14
MgO	3,06	6,54	6,78	6,39	6,90	7,05	7,42	6,54	6,62	6,26	9,50	5,38	5,45
CaO	14,72	14,26	14,50	15,21	16,42	11,07	11,65	9,77	10,36	9,24	4,27	11,85	7,70
Na ₂ O	5,10	3,97	3,72	2,87	3,10	3,16	3,33	3,73	4,19	3,74	4,27	4,32	4,38
K ₂ O	1,51	0,70	0,60	0,07	0,07	0,07	0,07	0,94	0,51	1,05	0,31	1,00	1,01
TiO ₂	1,45	1,00	1,12	1,16	1,25	1,28	1,35	1,46	1,44	1,35	1,36	1,35	1,37
P ₂ O ₅	non mesuré			0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,016	0,08	0,14	-	-
CO ₂	non mesuré			4,07	-	-	-	(0,24)	(0,70)	(0,16)	(0,07)	(3,14)	-
P.f	(13,09)	(8,22)	(8,15)	" ,20	(-)	3,53	-	(4,34)	(3,16)	(3,97)	(3,19)	(2,73)	2,94
TOTAL	98,74	99,56	100,31	98,56	98,53	98,52	99,99	98,73	100,08	99,51	97,51	99,43	99,43
MINERALOGIE NORMATIVE	Normes d'après valeurs brutes ou corrigées CaO*			*				(br.)	(br.)	(br.)	(br.)	*	
	Q												
	Or				0,41			5,32	2,90	6,21	1,77		5,92
	Ab				24,44			30,09	32,50	29,85	33,78		36,10
	An				26,96			23,08	20,98	23,57	20,71		19,05
	Neph.				1,19			-	0,84	0,95	0,61		0,36
	Cpx				22,68			18,80	23,12	18,57	20,44		15,63
	Opx				-			1,44	-	-	-		-
	OP.				-			-	-	-	-		-
	Ma				13,43			9,85	10,18	11,18	13,39		13,09
	Ilm				2,18			2,18	2,18	2,18	2,18		2,18
				2,41			2,64	2,64	2,57	2,51		2,57	

Tabl. II. 14 A. - Analyses des roches effusives et semi-effusives ophiolitiques d'Othrys et de laves provenant de formations jurassiques diverses (C.R.P.G. Nancy, quantométrie).

Affleurements: voir fig. 118 et 119. Les valeurs reportées sont des valeurs corrigées pour la "Perte au Feu" (P.F.*), éventuellement pour CaO(*).

		U. FOURCA s.l. : PILLOW-LAVAS DE KALAMAKION ◊							Moyenne And. Kalam.	Maria Magdal. (Pillow) Fourca ou Trias ? ◊		
		OT. 16	OT. 18	OT. 19	OT. 20	OT. 21	OT. 23	n=12 CaO*(P.F=O)+PF 2	OT. 3	OT. 4	OT. 5	
ANALYSES ROCHES : OXYDES (%pds)		⊕		⊖								
	SiO ₂	56,85	51,68	48,20	46,76	50,25	49,82	45,67	45,44	47,22	49,73	51,01
	Al ₂ O ₃	14,21	14,78	15,87	15,39	14,98	16,71	17,33	17,24	16,81	14,88	13,32
	Fe ₂ O ₃ (t)	7,19	10,07	10,13	9,83	11,31	8,26	8,86	8,81	9,97	9,92	8,91
	MnO	-	-	0,12	0,12	-	0,13	-	-	0,13	-	0,13
	MgO	7,28	8,50	7,00	6,79	6,14	4,20	5,98	5,95	6,80	6,92	7,49
	CaO	9,49	9,16	10,73	7,55	9,95	13,52	15,39	10,00	9,88	11,95	11,39
	Na ₂ O	3,38	4,26	4,05	3,93	5,39	5,00	3,62	3,60	4,16	3,91	4,02
	K ₂ O	0,26	0,07	1,74	1,69	0,12	0,61	0,21	0,20	0,59	1,43	1,78
	TiO ₂	1,09	1,28	1,15	1,11	1,37	1,18	1,39	1,38	1,34	1,12	1,05
P ₂ O ₅	-	-	0,16	0,15	-	0,86	-	-	0,18	0,19	0,19	
CO ₂	(-)	(-)	(2,14)	-	(3,72)	(3,86)	(3,81)	-	-	(3,25)	(2,99)	
P.F.	(4,91)	(4,44)	(5,53)	5,81	(2,96)	(2,91)	(5,29)	5,79	-	(5,79)	(5,65)	
TOTAL	99,75	99,80	99,16	99,13	99,51	100,29	98,45	98,41	99,51	99,65	98,59	
MINERALOGIE NORMATIVE	Normes d'après valeurs brutes ou corrigées (CaO)*											
	Q	7,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Or	1,48	0,41	-	10,00	0,65	3,67	-	1,18	-	8,22	10,29
	Ab	27,13	34,40	-	23,79	44,08	38,23	-	26,13	-	25,46	30,19
	An	21,69	20,03	-	19,32	16,46	21,71	-	30,25	-	23,44	16,78
	Neph	-	-	-	5,06	0,92	2,50	-	2,33	-	3,61	1,61
	Cpx	18,52	18,93	-	14,72	12,20	16,35	-	15,74	-	10,06	15,45
	Opx	14,28	3,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ol	-	13,14	-	15,01	16,27	8,09	-	11,45	-	16,49	14,03
	Ma	2,18	2,18	-	2,18	2,18	2,18	-	2,18	-	2,18	2,18
	Ilm	1,98	2,32	-	2,11	2,60	2,26	-	2,62	-	2,07	2,07
	(P.F.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TOTAL	99,11	99,44	99,17	99,28	99,40	99,63	-	98,68	99,43	98,72	98,89

Tabl. II. 14 B. - voir Tabl. II. 14 A.

FILONIEN		TRILOFON ◻			DOMOKOS ◻							
ophiolitique		Tr 1	Tr 2	Tr 3	D 1	D 2	D 3	D 4	D 5	D 6a	D 6b	
ANALYSES ROCHES : OXYDES (% pds)		⊕		⊖								
	SiO ₂	47,25	47,25	60,81	58,75	59,22	56,61	56,02	53,55	58,84	60,93	62,14
	Al ₂ O ₃	14,87	13,41	13,92	14,60	13,99	15,89	16,31	15,82	14,83	15,39	14,93
	Fe ₂ O ₃ (t)	14,87	15,18	10,21	11,21	10,16	11,22	10,04	9,60	9,83	8,83	9,08
	MnO	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,11	0,14	0,13
	MgO	10,28	7,64	5,02	4,62	5,70	4,19	6,19	5,91	4,52	3,43	3,72
	CaO	9,37	11,38	4,66	7,33	7,18	6,98	5,88	4,15	8,59	6,21	3,57
	Na ₂ O	1,88	2,43	3,93	2,18	2,31	4,15	3,87	3,70	1,98	3,36	4,78
	K ₂ O	0,28	0,05	0,16	0,19	0,53	0,06	0,13	0,12	0,36	0,06	0,20
	TiO ₂	1,66	2,10	0,46	0,41	0,31	0,51	0,40	0,38	0,34	0,41	0,46
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	0,16	0,15	-	0,04	
CO ₂	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(1,13)	-	-	(0,26)	-	
P.F.	(3,55)	(3,33)	(3,89)	(4,18)	(3,95)	(4,39)	(5,70)	5,85	(1,53)	(3,83)	(4,37)	
TOTAL	100,46	99,44	99,17	99,29	99,39	99,61	99,12	99,34	99,43	98,79	98,88	
MINERALOGIE NORMATIVE	Q	-	-	14,43	17,12	15,61	6,64	-	8,52	17,62	18,28	15,00
	Or	1,60	0,29	0,89	1,06	3,02	0,36	-	0,71	2,07	0,36	1,12
	Ab	15,30	19,86	31,95	17,66	18,76	33,55	-	31,02	16,48	27,22	38,62
	An	30,17	24,64	19,05	28,20	25,14	23,42	-	20,50	30,02	25,58	19,63
	Neph	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Cpx	11,92	24,71	2,64	5,53	7,46	8,08	-	-	9,93	3,29	-
	Opx	19,73	7,81	22,48	21,67	21,89	19,15	-	26,27	18,16	16,25	18,78
	Ol	10,47	11,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Na	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	-	2,18	2,18	2,18	2,18
	Ilm	3,04	3,86	0,84	0,74	0,57	0,93	-	0,70	0,63	0,74	0,84
	P.F.	4,71	4,65	4,73	5,11	4,78	5,32	-	6,77	2,35	4,83	5,09
	TOTAL	99,11	99,44	99,17	99,28	99,40	99,63	-	98,68	99,43	98,72	98,89

Tabl. II. 14 C. - voir Tabl. II. 14 A.

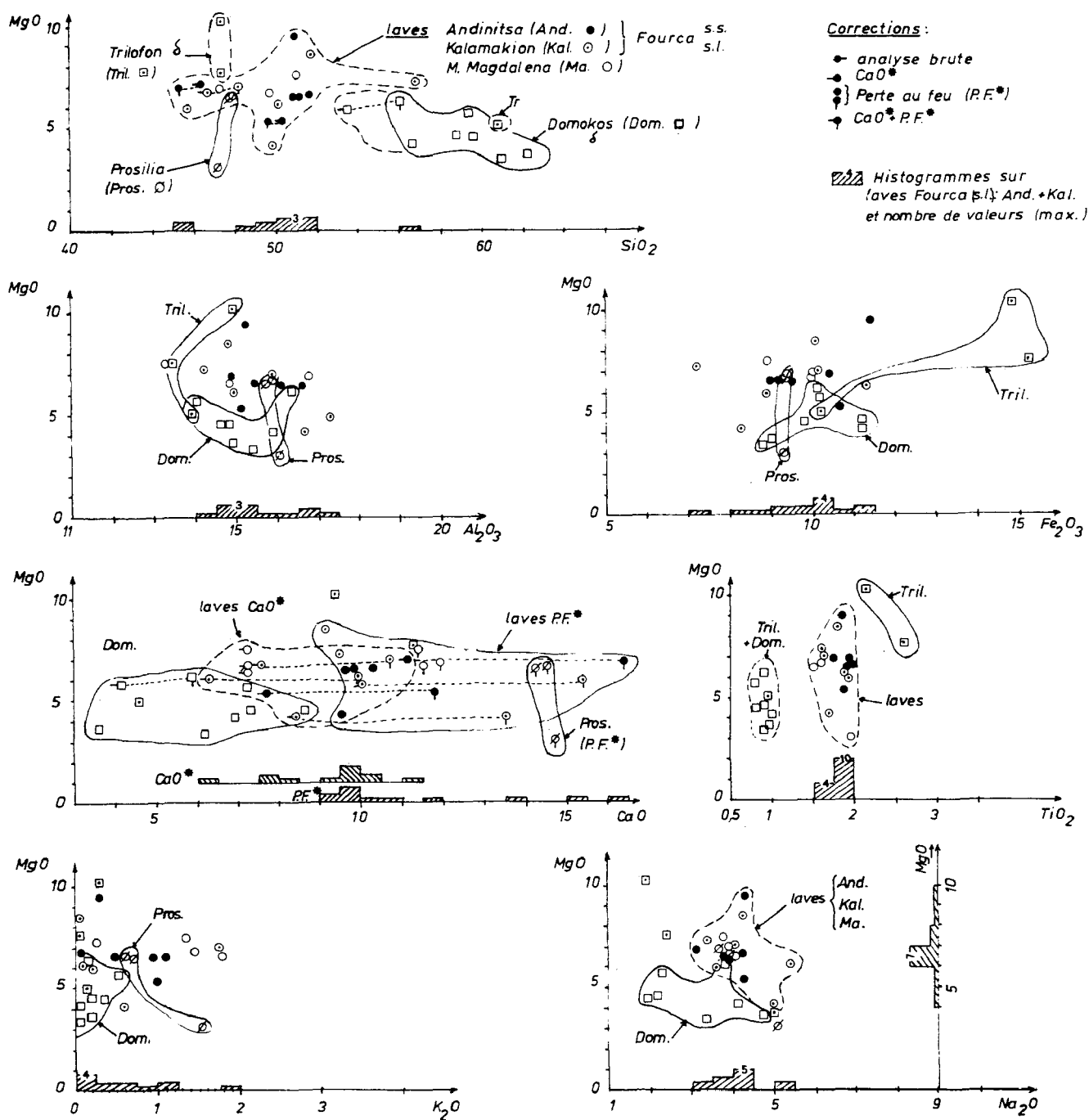


Fig. 120. - Géochimie des laves de Fourca (ophiolites probables), des roches filoniennes de Trilofon, Domokos (ophiolites) et des laves appartenant à des formations jurassiques parfois chaotiques (Maria-Magdalena et Prosilia). Analyse des variations des teneurs en Oxydes en fonction de MgO.

Légende : voir diagramme MgO / SiO₂.

Les valeurs reportées sont sauf indications contraires, les valeurs corrigées par élimination des éléments volatils (P.F.*). On remarquera les bonnes concentrations en TiO₂ des laves de Fourca et les très faibles valeurs en TiO₂ du filonien de Domokos, par ailleurs riches en SiO₂. On notera également que les corrections appliquées ont des conséquences beaucoup moins importantes que dans le cas des laves triasiques d'Othrys.

a1.2. Les analyses.

Les variations des teneurs en oxydes ont été reportées en fonction des teneurs en MgO (fig. 120). Des histogrammes correspondant aux seules laves de l'unité de Fourca (OT 8 à 23) ont été dessinés sur l'axe des abscisses des différents diagrammes.

Sur la plupart des diagrammes, le "filonien de Domokos" se distingue bien des laves de Fourca (SiO_2/MgO ; TiO_2/MgO). Les comparaisons éventuelles entre ces laves doivent tenir compte de cette différence de valeur en SiO_2 .

Les valeurs en TiO_2 paraissent relativement bien concentrées, beaucoup mieux que celles du K_2O , par exemple, pour des valeurs absolues et une échelle d'abscisses comparables. Les valeurs en TiO_2 pour les laves, sont des valeurs moyennes pour des roches basiques effusives, comprises entre 1 % et 1,5 %. Pour le "filonien de Domokos", les valeurs sont très basses : de 0,25 à 0,5 %.

Les teneurs en Al_2O_3 des laves sont moyennes et comprises principalement entre 14,5 et 17. Les valeurs de MgO sont elles aussi bien regroupées autour de 6 à 8 %.

Des moyennes ont été effectuées sur les laves de Fourca. Elles ont été reportées dans le tableau II 14 et comparées à celles des laves triasiques (cf. 2e partie, chapitre II, paragraphe IX et tabl. II 9 F).

a2. Le diagramme alcalins-silice (fig. 121) et les diagrammes normatifs (fig. 122 A et B).

Ces diagrammes, inutilisables dans le cas présent pour définir les affinités géochimiques (cf. *supra*), confirment, malgré tout, que les laves de Fourca sont différentes des laves triasiques au niveau des analyses brutes ou corrigées (cf. 2e partie, chapitre II).

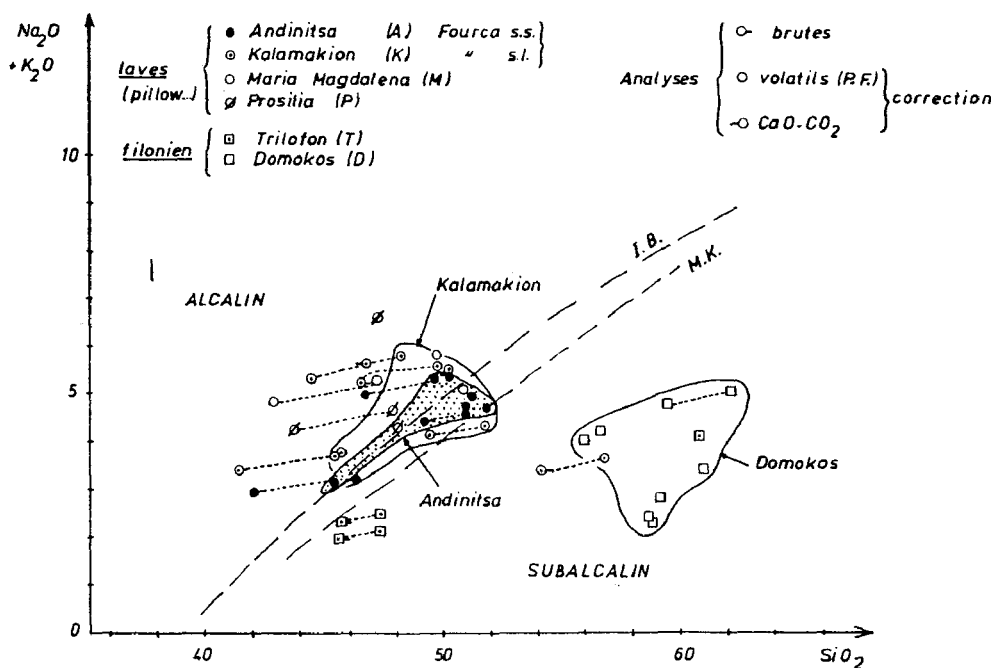


Fig. 121. - Diagramme Alcalins/Silice. Roches éruptives de Fourca, Domokos etc...

Légende (cf. dessins et texte).

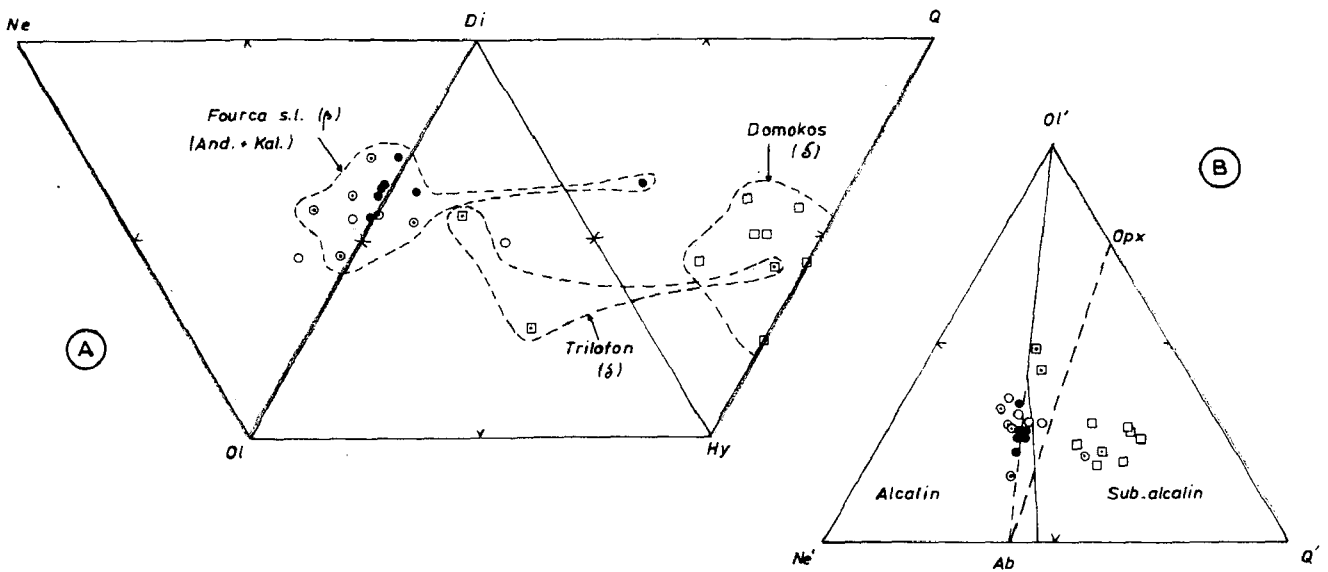


Fig. 122. - Roches effusives (Fourca) et semi-effusives (Domokos, Trilofon) et laves provenant de formations jurassiques diverses (Maria-Magdalena, Prosilia). Diagrammes normatifs.

Légende (fig. 120, 121 et texte).

Les normes ont été établies sur les analyses brutes ou corrigées (CaO^*) $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,5\%$

a3. Les diagrammes chimico-minéralogiques (fig. 123 A et B).

Dans le diagramme $\left[\frac{\text{Si}}{3} - \frac{(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})}{3} \right] f \left[\text{K} - \frac{(\text{Na} + \text{Ca})}{2} \right]$ de de La Roche *et al.* (1974), les laves de l'unité de Fourca se placent de part et d'autre de la droite An-Ol séparant, plus ou moins, les champs saturé et sous-saturé (fig. 123 A).

Les roches semi-effusives, riches en SiO_2 , sont à nouveau, très clairement, dans le champ situé au-dessus de la droite An-Ol en direction du pôle siliceux.

Les laves de Fourca, qui paraissent moins sous-saturées que les laves triasiques d'Othrys, occupent le même domaine sur ce diagramme que les volcanites ophiolitiques du Pinde septentrional étudiées par Terry (1979).

Dans l'autre diagramme (fig. 123 B) de de La Roche et Leterrier (1973), les points représentatifs des analyses corrigées par élimination des éléments volatils (PF^*) peuvent être regroupés en plusieurs ensembles :

- les laves d'Andinitza (unité de Fourca s.s.) qui se placent à proximité de la droite séparant les champs alcalins et subalcalins ;

- les autres laves (Kalamakion, Maria-Magdalena, Prosilia) situées nettement dans le champ alcalin, bien que les analyses brutes soient parfois plus proches du champ saturé (cas des laves de Kalamakion) ;

- les roches filoniennes qui sont toujours très nettement du côté des roches saturées.

Les valeurs des laves corrigées en CaO^* se regroupent cependant près du séparateur.

Par rapport aux laves triasiques, les laves ici étudiées ont des abscisses supérieures (tendance subalcaline plus accentuée), mais aussi des ordonnées plus fortes dont la signification est difficile à préciser dans la mesure où les valeurs de Ca interviennent de façon importante (la correction de CaO^* réduit parfois Ca à des valeurs très faibles dans les analyses des laves triasiques).

a4. Le diagramme de Bebien *et al.* (1977) (fig. 123 C).

Dans ce diagramme, les éléments les plus mobiles (Na, K, Ca, Si) figurent en abscisses alors que des éléments plus stables (Fe, Mg, Ti) sont reportés en ordonnées. De ce fait, les corrections effectuées à partir des analyses brutes ont tendance à déplacer les points parallèlement à l'axe des abscisses vers les valeurs supérieures.

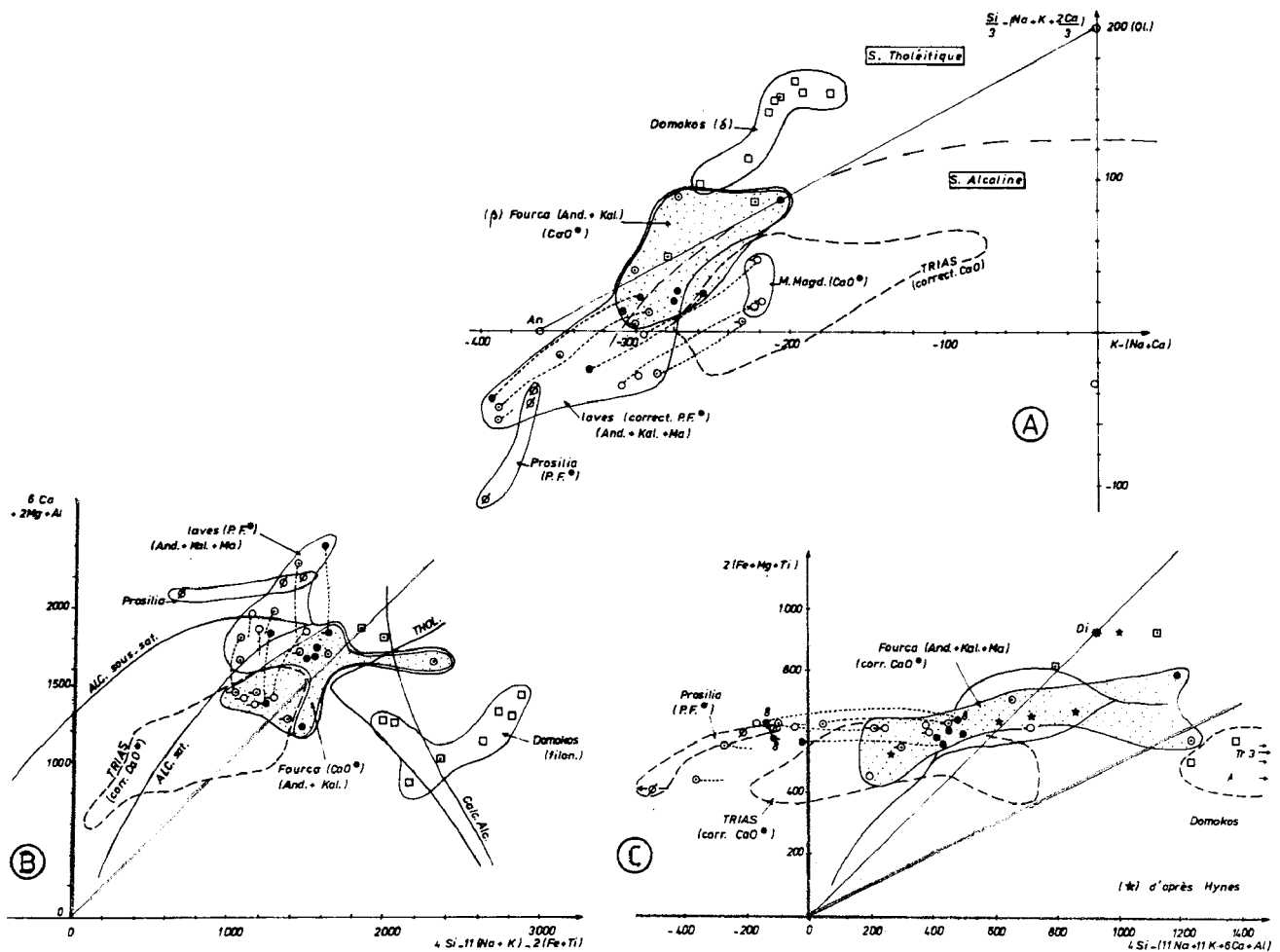


Fig. 123. - Roches effusives (Fourca) et semi-effusives ophiolitiques (Domokos, Trilofon) et laves provenant de formations jurassiques diverses (Maria-Magdalena, Prosilia). Diagramme chimico-minéralogiques de de La Roche et Leterrier (1973), de de La Roche et al., (1974) et de Bébien (1977).

Symboles (fig. 120 et 121 et texte).

Les paramètres sont exprimés en millièmes-grammes pour 100 gr de roches.

A. Dans le diagramme (A) les laves de Fourca se placent plus près du champ tholéitique que les laves triasiques.

B. Dans le diagramme (B) les laves de Fourca se distinguent assez facilement des laves triasiques. Elles se placent plus près des laves basiques du champ saturé que les laves triasiques.

C. Dans le diagramme de Bébien et al., (C) les laves de Fourca se rapprochent des laves océaniques des dorsales.

Les valeurs corrigées correspondant aux laves du monastère Andinitsa (Unité de Fourca s.s.) ainsi que trois des cinq analyses figurant dans le travail de Hynes (1972) se placent dans le domaine des basaltes océaniques retenu par Bébien. Une partie des laves de Kalamakion se regroupe vers des abscisses de faible valeur malgré les corrections apportées. Les raisons de cette particularité sont multiples ; le détail des calculs montre que ces valeurs faibles résultent de la conjonction de variations au niveau de plusieurs éléments pour chacun des échantillons, non seulement Na, K et Ca mais aussi Al et Si (OT 23 par exemple pour ce dernier cas).

b. POSITION DES ROCHES ETUDIÉES DANS LES DIAGRAMMES DE DISCRIMINATION DES ROCHES SUBALCALINES.

Dans la mesure où les roches filoniennes, les laves de l'unité de Fourca et les laves qui lui sont rattachées, présentent des tendances subalcalines -et bien que ces tendances soient parfois peu nettes- il est nécessaire de tester leur comportement dans les diagrammes réservés

aux ensembles d'affinités tholéitiques ou calco-alcalines. Là encore, la plus grande prudence doit être observée devant les résultats obtenus puisque des affinités différentes ont pu être mises en évidence sur des formations semi-effusives associées aux "ophiolites de Guevgueli", et que ces particularités seraient dues à des modalités de différenciation dissemblables (Bebien et Gagny, 1980).

b1. Diagramme Al_2O_3 -An normatif (fig. 124 A).

Dans ce diagramme, établi d'après le pourcentage pondéral d' Al_2O_3 et le pourcentage normatif d'Anorthite (An + 3/5 Ne), les roches filoniennes se révèlent nettement tholéitiques, alors que les laves se placent de part et d'autre de la droite séparant les champs tholéitiques et calco-alcalin et plus particulièrement dans ce dernier champ.

L'essentiel des analyses de ces laves montre pourtant des teneurs en Al_2O_3 inférieures à 17 % et des teneurs moyennes en TiO_2 (1 à 1,5 %) qui plaident plutôt en faveur d'affinités tholéitiques.

Dans le diagramme An normatif-index de coloration (fig. 124 B), les roches étudiées tombent principalement dans le champ des basaltes et des andésites tholéitiques.

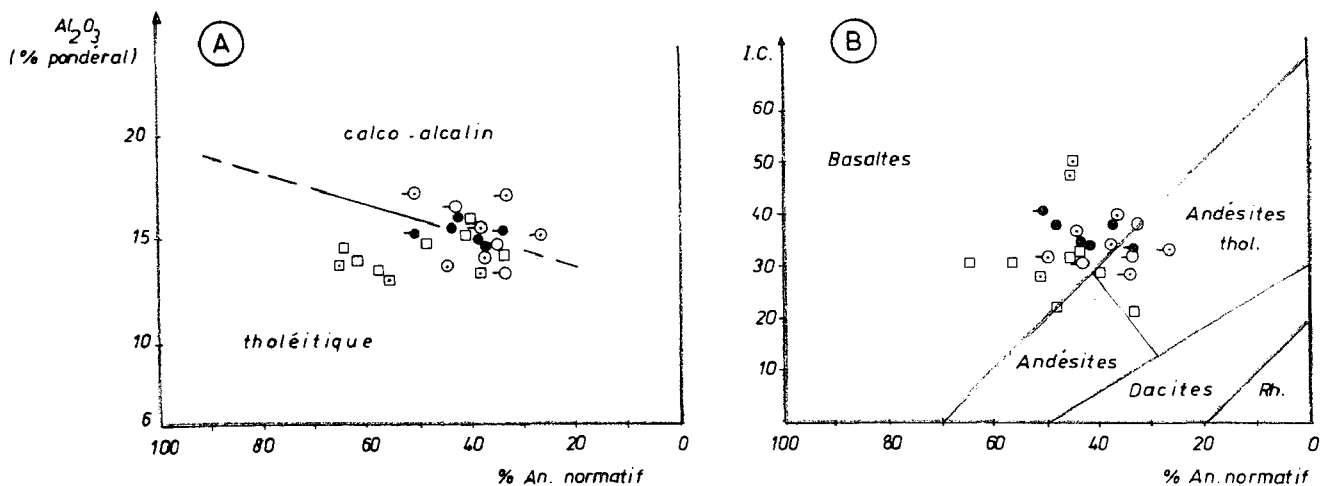


Fig. 124. - Roches effusives (Fourca) et semi-effusives ophiolitiques (Domokos, Trilofon) et laves provenant de formations jurassiques diverses (Maria-Magdalena et Prosilia). Diagramme en fonction du pourcentage d'An. normatif.

en (A). La distinction entre roches tholéitiques et calco-alcalines n'est pas nette pour le filonien de Domokos-Trilofon (pauvre en Al_2O_3).

en (B). La plupart des roches, y compris les roches filoniennes riches en silice, tombent dans le champ des basaltes.

b2. Analyse des variations de SiO_2 , FeO^* (Fer total) et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (fig. 125).

Les variations observées dans ces diagrammes sont particulièrement intéressantes.

Dans le diagramme où SiO_2 est en ordonnées (fig. 125 A), les roches les plus siliceuses figurent de part et d'autre de la droite séparant les champs tholéitique et calco-alcalin. Les laves, en revanche, se placent surtout du côté des roches tholéitiques et une partie d'entre elles se regroupe autour des valeurs correspondant aux tholéites abyssales.

Dans le diagramme où FeO^* est en ordonnées (fig. 125 B), les laves montrent une corrélation positive entre abscisses et ordonnées, ce qui tend à souligner le caractère tholéitique des laves étudiées.

Le diagramme des teneurs en TiO_2 (fig. 125 C) montre que celles-ci ne sont pas très élevées pour les laves et se révèlent être très faibles pour les roches filoniennes. Les laves occupent cependant le domaine des laves anisotitanées ("anorogéniques") défini par Bébien (1980) et utilisé par Bébien et Gagny (1980).

En résumé, ces diagrammes plaident en faveur du rattachement des laves de Fourca et des laves associées, aux séries tholéitiques océaniques.

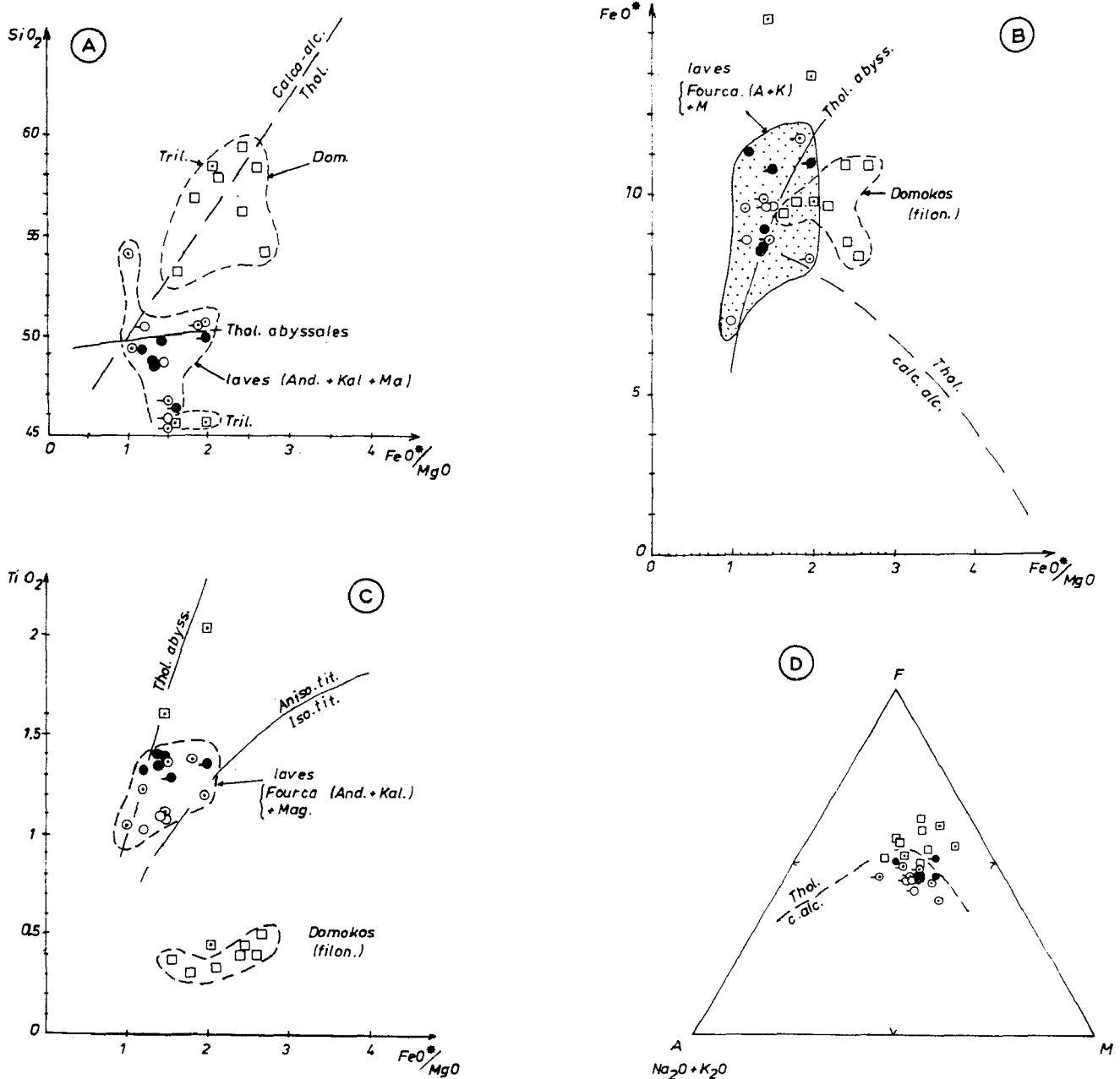


Fig. 125. - Roches effusives (Fourca) et semi-effusives ophiolitiques (Domokos, Trilofon) et laves provenant de formations jurassiques diverses (Maria-Magdalena et Prosilia). Variations des teneurs en SiO_2 , FeO (total) et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO . Symboles: fig. 120, 121 .

A.B.C. Les laves de Fourca se placent à peu près sur les lignes d'évolution des laves tholéitiques, près de leur souche naturellement (A.B.C).

La faible teneur en titane du "filonien" de Domokos fait que ces roches occupent le domaine des roches "isotitanées" (C) (Bébien, 1980). En revanche, dans le diagramme (B) ces roches se situent au-dessus de la courbe supposée séparer les champs tholéitiques et calco-alcalins.

D. Diagramme A.F.M. - Ce diagramme n'est pas très intéressant car la mobilité des alcalins liée à la spilitisation entraîne des déplacements des points représentatifs difficiles à cerner sur ce type de représentation.

b3. Diagramme AFM.

Ce diagramme est trop dépendant de la mobilité des alcalins pour que la forme des courbes puisse être jugée significative des affinités des laves étudiées.

2. ANALYSES DES PYROXENES A LA MICROSONDE.

Ces analyses sont encore insuffisantes sur le plan quantitatif mais elles permettent de dégager quelques grandes tendances tant au niveau des affinités géochimiques qu'au niveau des comparaisons entre ensembles magmatiques, avec les laves triasiques notamment (+) (tabl. II 15, A à C).

Les analyses ont été effectuées sur des phénocristaux (coeur et bordures) et des petits cristaux.

CLINOPYROXENES U. FOURCA (PILLOW)									
	OT. 11 C ●		CRISTAUX MOYENS				LATTES		
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	Coeur (6)	Coeur (7)	bord. (8)	
SiO ₂	51,69	48,56	50,07	49,01	49,24	49,83	49,48	49,06	
TiO ₂	0,48	1,45	1,04	0,96	1,38	0,91	0,25	0,78	
Al ₂ O ₃	2,66	4,26	4,70	5,67	5,17	4,92	4,44	5,59	
Cr ₂ O ₃	0,55	0,16	0,28	1,01	0,22	0,20	0,06	0,04	
FeO	6,75	8,91	7,50	5,40	8,03	7,07	7,86	8,07	
MnO	0,39	-	0,18	0,51	0,06	-	0,15	0,18	
MgO	18,38	14,32	15,58	15,32	14,74	14,94	14,48	14,88	
CaO	19,16	21,19	21,11	20,79	20,97	19,65	20,97	19,27	
Na ₂ O	0,09	0,46	0,35	0,12	0,43	0,29	0,38	0,29	
K ₂ O	0,06	-	0,003	0,06	-	-	-	0,02	
TOTAL	100,21	99,30	100,85	99,24	101,05	98,04	99,02	98,19	
Si	1,895	1,841	1,842	1,826	1,829	1,874	1,857	1,847	
Al ^{IV}	0,105	0,159	0,158	0,174	0,171	0,126	0,143	0,153	
Al ^{VI}	0,009	0,030	0,045	0,074	0,055	0,091	0,053	0,094	
Ti	0,013	0,041	0,028	0,026	0,039	0,025	0,035	0,022	
Fe ³⁺	-	0,114	-	-	-	-	-	-	
Cr	0,015	-	0,008	0,029	-	0,003	-	-	
Mg	1,010	0,814	0,859	0,856	0,821	0,843	0,815	0,840	
Fe ²⁺	0,206	0,140	0,229	0,167	0,248	0,221	0,245	0,253	
Mn	0,012	-	0,005	0,016	0,001	-	0,004	0,005	
Ca	0,752	0,859	0,832	0,830	0,834	0,792	0,843	0,777	
Na	0,006	0,033	0,024	0,008	0,030	0,021	0,011	0,021	
K	0,002	-	0,001	0,002	-	-	-	-	
Mg (En)	51	42	44	46	42,5	45,42	42,82	44,91	
Fe (Fs)	11	13	12	10	13	11,90	12,87	13,52	
Ca (Wo)	38	45	44	44	44,5	42,67	44,29	41,55	

Tabl. II. 15 A. - Les pillow-laves de Fourca (ophiolites) : Analyses des clinopyroxènes (Tabl. II. 15 A à C : Analyses à la microsonde électronique, Nancy : Lapièrre).

(+) Ces analyses ont été effectuées par H. Lapièrre de l'Université de Nancy, que je tiens à remercier.

Microsonde Camebax automatisé NANCY.

Conditions d'analyse : 15 KV, 10-12 nA ; temps de comptage : 6 sec.

LAVES	FOURCA s. s. (ANDINITSA) PILLOW				DOMOKOS FILONNIEN		
OPHIOL.	CPX OT. 12 ●				D 4 □		
	COEUR (9)	Coeur (10)	bord. (11)	bord. (12)	Petits cristaux (13) (14) (15)		
SiO ₂	52,00	49,83	48,61	49,94	51,38	51,39	52,48
TiO ₂	0,67	1,19	1,83	0,98	0,17	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	2,89	5,08	5,42	3,86	1,40	1,62	1,95
Cr ₂ O ₃	0,39	0,15	0,35	0,09	-	-	-
FeO	6,53	8,82	8,15	10,15	7,96	6,95	7,93
MnO	0,19	0,16	0,13	0,21	0,39	0,23	0,09
MgO	17,95	14,07	13,80	14,58	16,99	16,13	16,73
CaO	17,56	19,35	19,37	18,26	21,11	21,89	19,85
Na ₂ O	0,27	0,41	0,39	0,50	0,16	-	0,24
K ₂ O	-	0,01	-	0,03	-	0,06	-
TOTAL	98,46	99,09	98,13	98,61	99,56	98,32	99,36
Prop. atom.	base 6 Oxyg.						
Si	1,916	1,866	1,840	1,887	1,918	1,934	1,945
AlIV	0,084	0,134	0,160	0,113	0,061	0,066	0,055
AlVI	0,085	0,089	0,081	0,058	-	0,005	0,03
Ti	0,018	0,033	0,051	0,028	0,004	-	0,002
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,005	0,002	0,005	-	-	-	-
Mg	0,991	0,788	0,783	0,826	0,951	0,910	0,930
Fe ²⁺	0,140	0,275	0,247	0,319	0,247	0,218	0,245
Mn	0,005	0,005	0,004	0,006	0,012	0,007	0,002
Ca	0,692	0,776	0,785	0,739	0,844	0,883	0,788
Na	0,019	0,029	0,028	0,036	0,011	-	0,016
K	-	-	-	0,001	-	0,002	-
Mg (En)	52,65	42,84	43,14	43,84	46	45	47
Fe (Fs)	10,57	14,95	13,60	16,93	12,5	11	12,5
Ca (Wo)	36,76	42,19	43,25	39,22	41,5	44	40,5

Tabl. II. 15 B. - Pillow-lavas de Fourca (ophiolites) et roches du "complexe filonien" de Domokos : Analyses des clinopyroxènes (analyses : voir Tabl. II. 15 A.).

DOMOKOS FILONNIEN - D 4 - □														
PHENOCRISTAUX														
	Coeur (16)		Coeur (17)		Coeur (18)		Coeur (19)		Coeur (20)		bord. (21)		bord. (22)	
SiO ₂	51,21	51,58	51,10	51,44	51,40	51,40	51,40	51,40	50,89	51,95	51,95	51,95	51,95	51,95
TiO ₂	0,22	0,35	0,28	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,14	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57
Al ₂ O ₃	1,45	1,39	1,29	1,55	1,55	1,55	1,55	1,55	1,12	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93
Cr ₂ O ₃	0,08	-	-	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,07	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
FeO	8,18	8,43	8,00	8,74	8,74	8,74	8,74	8,74	7,62	7,41	7,41	7,41	7,41	7,41
MnO	-	0,32	0,25	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,37	-	-	-	-	0,12
MgO	14,98	15,74	14,74	15,33	15,33	15,33	15,33	15,33	15,42	14,97	14,97	14,97	14,97	16,48
CaO	23,52	23,66	23,10	22,72	22,72	22,72	22,72	22,72	22,84	23,21	23,21	23,21	23,21	21,54
Na ₂ O	-	0,13	0,25	-	-	-	-	-	0,16	0,05	0,05	0,05	0,05	0,011
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99,64	101,18	99,03	101,05	101,05	101,05	101,05	101,05	99,24	99,29	99,29	99,29	99,29	100,81
Prop. atom.	Base 6 Oxyg.													
Si	1,923	1,931	1,929	1,914	1,914	1,914	1,914	1,914	1,934	1,913	1,913	1,913	1,913	1,913
AlIV	0,063	0,061	0,058	0,067	0,067	0,067	0,067	0,067	0,049	0,085	0,085	0,085	0,085	0,087
AlVI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,007
Ti	0,006	0,009	0,007	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,003	0,016	0,016	0,016	0,016	0,004
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,843	0,860	0,834	0,855	0,855	0,855	0,855	0,855	0,870	0,837	0,837	0,837	0,837	0,912
Fe ²⁺	0,255	0,212	0,251	0,270	0,270	0,270	0,270	0,270	0,238	0,232	0,232	0,232	0,232	0,248
Mn	-	0,010	0,007	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,011	-	-	-	-	0,003
Ca	0,946	0,949	0,934	0,855	0,855	0,855	0,855	0,855	0,921	0,934	0,934	0,934	0,934	0,816
Na	-	0,009	0,018	-	-	-	-	-	0,011	0,003	0,003	0,003	0,003	0,007
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg (En)	41	42	41	43	43	43	43	43	42,5	42	42	42	42	46
Fe (Fs)	13	11	12,5	14	14	14	14	14	12	11	11	11	11	12,5
Ca (Wo)	46	47	46,5	43	43	43	43	43	45,5	47	47	47	47	41,5

Tabl. II. 15 C. - Roches du "complexe filonien" de Domokos : Analyses des clinopyroxènes (analyses : voir Tabl. II. 15 A.).

a. COMPOSITION CHIMIQUE.

Du point de vue de leur composition chimique, ces pyroxènes correspondent à des augites et des salites (fig. 126).

b. AFFINITES DES ROCHES A PYROXENES.

b1. Diagramme de Le Bas (1962).

Dans ce diagramme (fig. 126 B), les points représentatifs des laves et du complexe filonien occupent des secteurs comparables appartenant aux domaines des roches non alcalines et des roches alcalines. Aucun point ne se place dans le champ peralcalin.

Les pyroxènes des laves débordent assez peu dans le champ alcalin, contrairement aux pyroxènes des roches filoniennes.

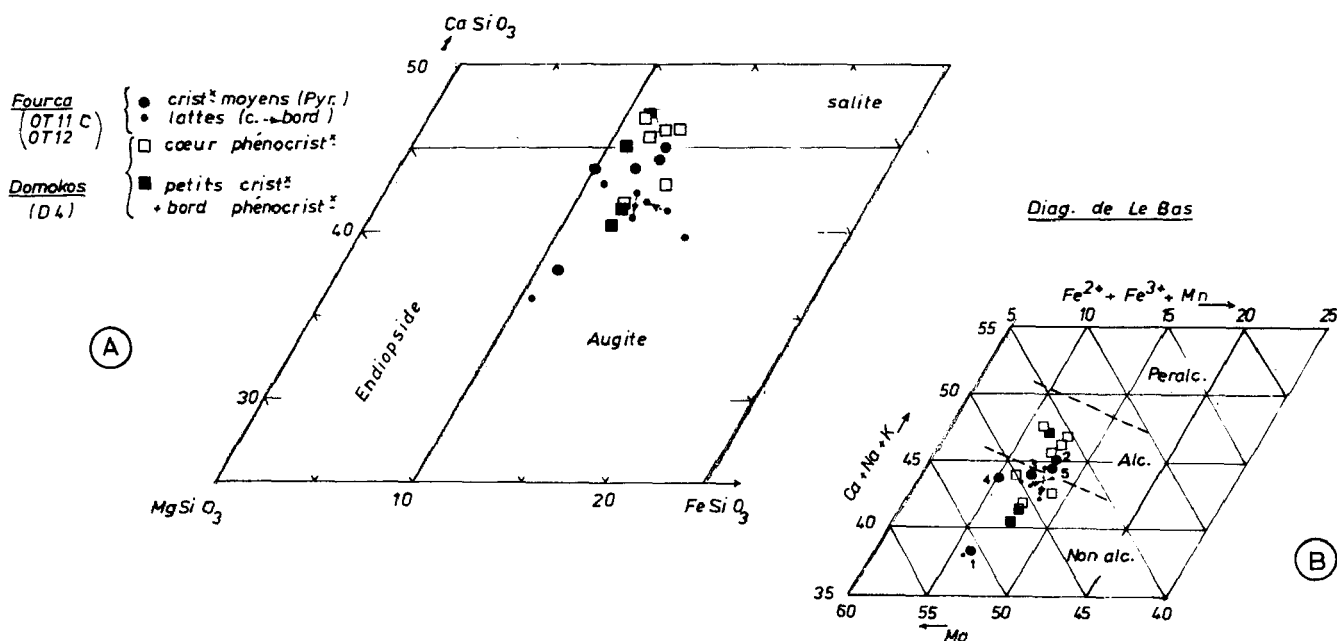


Fig. 126. - Laves de Fourca et "filonien" de Domokos. Analyse des Pyroxènes.

A. Diagramme de composition. - B. Diagramme de Le Bas (1962). Affinités des roches selon la nature des pyroxènes.

Dans ce diagramme les pyroxènes indiquent aussi bien des tendances alcalines que non alcalines.

b2. Diagramme de Leterrier et al. (1981).

Le premier de ces diagrammes (fig. 127 A) permet de séparer les basaltes alcalins des basaltes subalcalins (tholéitiques et calco-alcalins).

Les pyroxènes analysés se placent à proximité de la droite retenue comme séparateur des champs alcalin et subalcalin mais essentiellement dans ce dernier domaine.

Les points représentatifs des laves d'Andinitza sont situés dans l'aire commune de composition des pyroxènes des roches alcalines et subalcalines. Les quelques données analytiques sur les pyroxènes des laves de Fourca, issues du travail de Hynes (1972, non publié), révèlent des pyroxènes dont la teneur en titane est identique à celle des pyroxènes ici analysés (Andinitza), mais à teneur plus faible en Ca et Na. De ce fait, ils occupent nettement le champ des roches subalcalines.

Le deuxième diagramme utilisé $(Ti + Cr)/(Ca)$ permet de distinguer les basaltes "orogéniques" des basaltes "non orogéniques" (fig. 127 B) :

- dans ce diagramme, tous les points représentatifs des laves de Fourca (affleurements d'Andinitza et analyses de Hynes) se regroupent dans le champ défini par les clinopyroxènes des basaltes non orogéniques ;

- les pyroxènes du complexe filonien, très pauvres en titane, se retrouvent dans ce diagramme dans le champ des "basaltes orogéniques". Dans le dernier diagramme donné à titre indicatif, ils se rapprochent des pyroxènes des tholéites d'arcs. Cependant, on ne peut tenir compte de ces résultats car les roches de ce complexe filonien sont riches en silice (D 4 = 56,02 ou 53,55 selon les types de correction retenus), alors que ces diagrammes ont été établis à partir des pyroxènes de basaltes. Les roches du "filonien de Domokos" ont d'ailleurs des valeurs en Al_2O_3 comparables à celles des laves de Fourca supposées tholéitiques (th. océaniques).

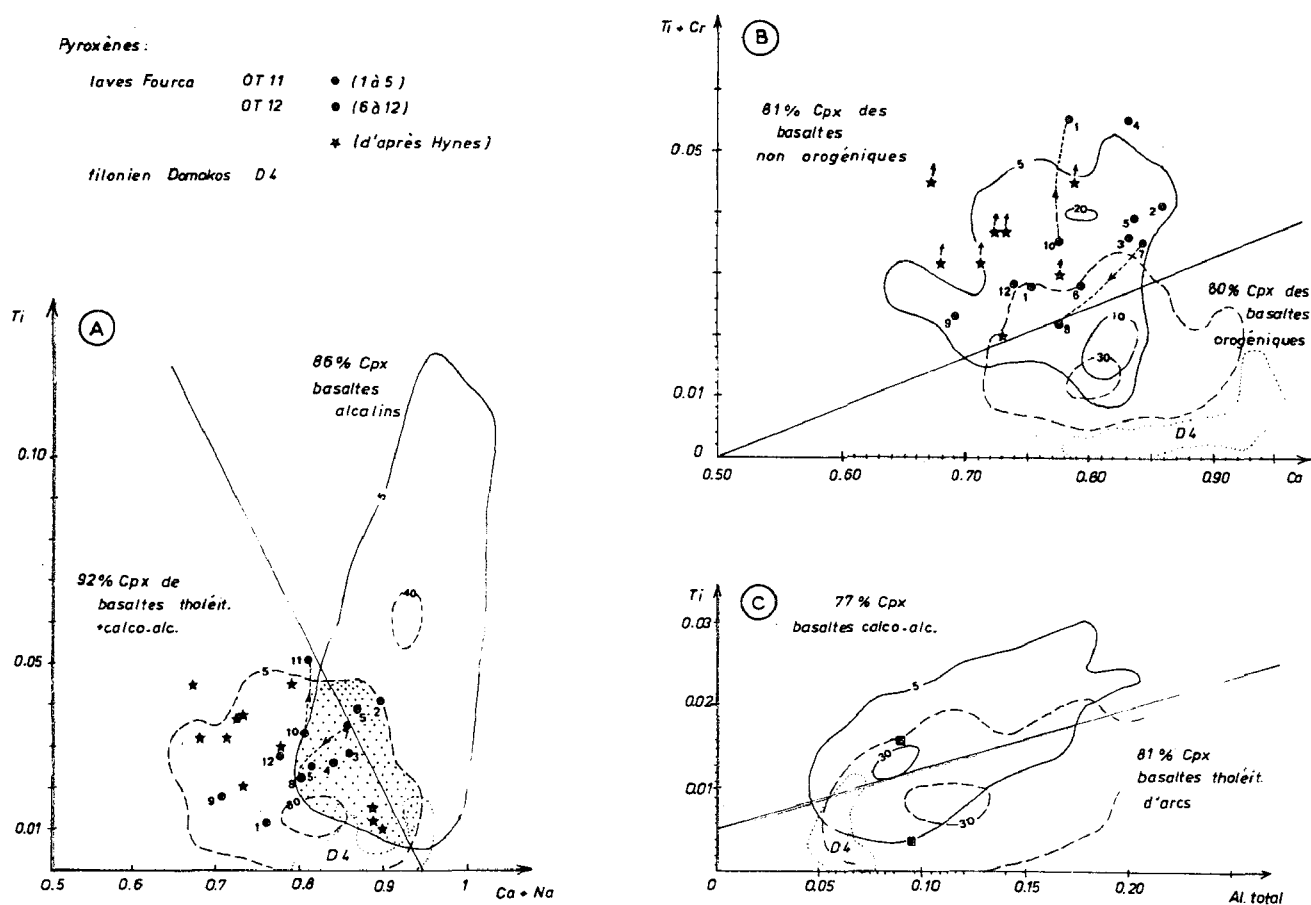


Fig. 127. - Pyroxènes des laves de Fourca et du "filonien" de Domokos. Diagramme de Leterrier et al., (1981).

A. Diagramme Ti / Ca = Na. Différenciation des laves subalcalines et alcalines.

Les différents points représentatifs occupent le champ des roches non alcalines, sauf quelques points situés à proximité de la droite discriminante, mais ces points restent proches de la ligne d'iso-densité 5% des Cpx des roches non alcalines.

Les valeurs obtenues par Hynes (1972 non publié) pour les pyroxènes des laves de Fourca (croix) sont particulièrement bien distribuées dans le champ non alcalin.

B. Diagramme Ti + Cr / Ca (Ti / Ca pour les analyses de Hynes). Différenciation des laves orogéniques et non orogéniques.

Deux groupes apparaissent nettement : les laves de Fourca, contenant des pyroxènes de Cpx des basaltes non orogéniques (tholéitiques si l'on en croit le diagramme précédent) et les roches filoniennes de Domokos dont les pyroxènes à faible teneur seraient proches des Cpx des basaltes orogéniques. Cependant ces dernières sont nettement plus riches en silice que les roches utilisées pour établir les diagrammes et la position obtenue n'a donc pas une signification précise.

C. Diagramme Ti / Al Total. Différenciation des laves calco-alcalines des tholeites d'arcs.

Les pyroxènes des roches filoniennes de Domokos occupent le champ des tholeites d'arcs, du fait de leurs très faibles valeurs en titane, mais cela n'a probablement pas de signification précise (cf. B) ; les teneurs en Al_2O_3 des roches de Domokos sont d'ailleurs assez faibles.

3. COMPARAISONS AVEC D'AUTRES ENSEMBLES MAGMATIQUES HELLENIQUES.

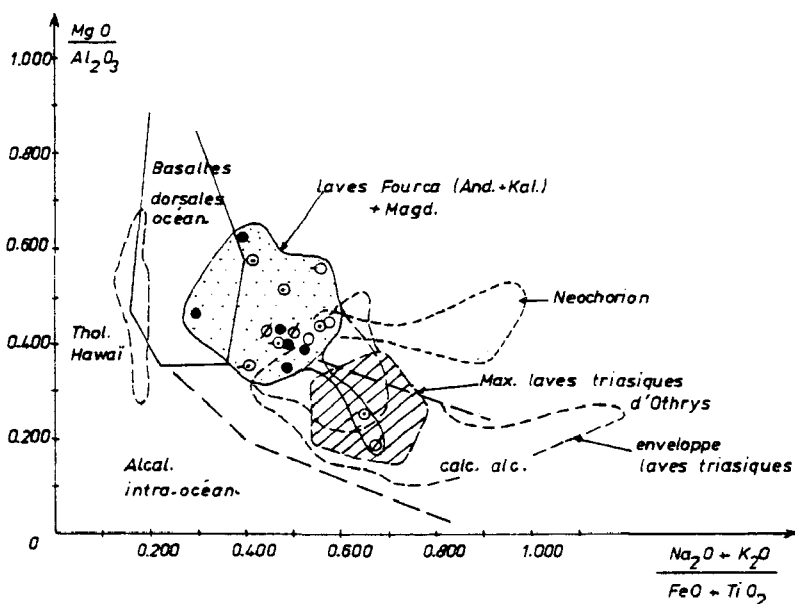
a. LES LAVES TRIASIQUES D'OTHRYS.

La position des laves triasiques d'Othrys occidentale étudiées précédemment (cf. 2e partie, chapitre II, paragraphe IX) a été schématisée sur différents diagrammes utilisés pour l'étude des roches effusives et semi-effusives ophiolitiques et des laves du "Volcano-Détritique" qui font l'objet de ce paragraphe.

L'ensemble de ces diagrammes montre que les laves triasiques ont un chimisme assez nettement différent des laves de Fourca et des laves associées. Ces différences apparaissent assez nettement sur un diagramme tel que celui de Green (1973) (fig. 128) par ailleurs utilisé par Desmet (1977) pour les laves du Troodos. Les laves de Fourca, proches du domaine des basaltes des dorsales océaniques, sont bien distinctes des laves triasiques, dont le rapport MgO/Al_2O_3 est beaucoup plus faible. La position des laves triasiques dans le champ calco-alcalin est probablement sans signification ; elle tient à la valeur élevée du rapport $Na_2O + K_2O$ basée sur des éléments dont on connaît l'extrême mobilité.

En ce qui concerne les affinités respectives des roches éruptives considérées, il est clair que les laves de Fourca et les roches du "complexe filonien" ont des tendances subalcalines plus accentuées que les laves triasiques.

Cependant, ces différences ne sont pas tranchées sur tous les diagrammes (diagrammes normatifs Ne' , Ol' , Q' par exemple) et il est souvent plus facile de distinguer ces laves entre elles, au microscope et sur le terrain, que sur ces diagrammes, sensibles aux variations d'éléments tels que les alcalins.



(GREEN 1973)

Fig. 128. - Comparaison entre les laves de Fourca et les laves triasiques. Diagramme de Green .

La séparation des laves triasiques et des laves de Fourca se fait particulièrement bien sur ce diagramme, qui semble par ailleurs peu utilisable pour définir les tendances géochimiques étant donnée la présence des alcalins (mobiles) en abscisse.

b. COMPARAISON ENTRE LES ENSEMBLES ERUPTIFS DE FOURCA-TRILOFON-DOMOKOS ET LES ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU PINDE SEPTENTRIONAL.

Les données relatives aux volcanites ophiolitiques du Pinde septentrional, publiées par Terry (1979), sont assez proches de celles obtenues sur les laves de Fourca et les roches subvolcaniques de Trilofon-Domokos (diagrammes de de La Roche et de Miyashiro).

La comparaison des moyennes des éléments dans chacun de ces ensembles (tabl. II 14) révèle également une certaine similitude entre ces deux groupes d'affleurements.

Nous avons vu que malgré une certaine incertitude, les laves de Fourca et les roches subvolcaniques de Trilofon-Domokos avaient plutôt des tendances subalcalines, ce qui est aussi la conclusion avancée par Terry (1979) pour les laves et dolérites du Pinde septentrional, supposées tholéitiques.

Cependant d'autres auteurs (Capedri *et al.*, 1980), utilisant des méthodes différentes et notamment des éléments traces (diagrammes Ti/Cr et Ni/Y), estiment que les pillow-lavas du Pinde septentrional et certains dykes "diffèrent des dorsales océaniques actuelles et approchent la composition de certaines laves nées au niveau d'arcs insulaires immatures" (p. 196-197). Ces auteurs "suggèrent un environnement de type bassin marginal-arc insulaire plutôt que celui d'une dorsale océanique" pour ces roches.

Il est intéressant de constater que le groupe de dykes du Pinde septentrional dont il est question est caractérisé par de très faibles teneurs en titane, qui rappellent celles des roches subvolcaniques de Domokos notamment. Cette comparaison se heurte cependant au fait que les échantillons de Domokos appartiennent à des types beaucoup plus siliceux que ceux retenus par Capedri *et al.* (*op. cit.*). En effet, dans le cas des analyses des roches subvolcaniques de Trilofon, l'échantillon le plus siliceux est de loin le plus pauvre en titane ; ceci doit inciter à la prudence s'agissant des roches de Domokos.

Les ressemblances observées avec les formations ophiolitiques du Pinde septentrional montrent cependant qu'il y a peut-être là une communauté d'origine entre les deux ensembles, comme le suggèrent, par ailleurs, la nature du dispositif structural hellénique.

Naturellement, l'absence de données relatives aux éléments traces n'autorise pas à dégager des conclusions définitives quant à ces liens géochimiques.

4. BILAN DES ETUDES GEOCHIMIQUES.

L'étude géochimique portant sur les roches volcaniques et subvolcaniques non triasiques d'Othrys occidentale et centrale a conduit aux résultats suivants :

- les roches basiques ont des tendances subalcalines plus marquées que celles des roches triasiques, ce qui plaide en faveur de leur rattachement à l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale, suggéré par les conditions géologiques d'ensemble ;

- les laves de l'unité de Fourca (Andinitza, Kalamakion) présentent des affinités tholéitiques (tholéïtes océaniques) plus ou moins bien marquées (diagrammes de Leterrier *et al.*, 1981, relatifs aux clinopyroxènes ; diagramme de Miyashiro), sans que l'on puisse toutefois conclure catégoriquement, car les points représentatifs, sans être dispersés, se placent le plus souvent à proximité des autres champs (alcalin ou calco-alcalin, selon les diagrammes) ;

- les roches subvolcaniques des affleurements de Trilofon et surtout de Domokos se révèlent être plus riches en silice que les pillow-lavas de Fourca. Leur caractère subalcalin apparaît plus accentué que celui des laves de Fourca, tant dans les diagrammes classiques faisant intervenir les alcalins que dans les diagrammes normatifs.

Si les tendances tholéitiques de ces roches apparaissent dans certains diagrammes (Al_2O_3/An normatif, fig. 124), leur très faible teneur en titane (roches globales et pyroxènes) évoque des affinités différentes, notamment calco-alcalines, comme cela a pu être envisagé pour certains groupes de roches, moins siliceuses il est vrai, du Pinde septentrional (Capedri *et al.*, 1980). Mais il ne s'agit là que d'hypothèses fondées sur un échantillonnage encore trop limité.

L'étude géochimique des roches volcaniques et subvolcaniques d'Othrys révèle certaines ambiguïtés, et des études détaillées permettront peut-être d'aboutir à des conclusions plus nettes. Cependant, les études poursuivies sur d'autres ensembles ophiolitiques helléniques montrent que cela n'est pas évident et que beaucoup reste à faire, ne serait-ce que sur le plan de la définition des modèles de référence tels que les systèmes arc insulaires-mer marginale.

E. ETUDE DES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES CONSTITUANT LES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE.

L'association dans un secteur relativement restreint (l'Othrys occidentale) des différents types lithologiques habituellement rencontrés dans des ensembles ophiolitiques, moins tectonisés, assimilés à des lambeaux de croûte océanique (Mesorian, 1973 ; Coleman, 1977), conduit à retenir une telle interprétation dans le cas considéré.

Cependant, en Othrys occidentale, des contacts tectoniques majeurs séparent les principaux ensembles caractérisés par un type pétrographique unique ou largement dominant.

La reconstruction d'un édifice cohérent doit donc s'appuyer sur des observations plus détaillées, parmi lesquelles on peut retenir :

- l'existence entre Mega-Isoma et Ano Agoriani d'une succession d'unités tectoniques qui évoque la logique des ensembles ophiolitiques classiques, à savoir de bas en haut : péridotites, gabbros, dolérites ;

- des indices de relation génétique entre péridotites foliées et faciès de cumulats. Ce sont notamment :

- + les traces de fusion partielle présentes au sein des péridotites et plus particulièrement, des lherzolites à plagioclases, et susceptibles d'être à l'origine des liquides magmatiques donnant naissance aux roches gabbroïques de type cumulats (Menzies, 1973 ; Menzies et Allen, 1974 ; Courtin, 1979) ;

- + les faciès de transition entre lherzolites à plagioclases et gabbros qui seraient constitués par une alternance de gabbros riches en plagioclases et de niveaux peu épais de lherzolites, de harzburgites et de dunités présentant des traces de déformation (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980) ;

- le chimisme des laves de Fourca ainsi que les âges obtenus sur celles-ci par Delaloye (méthode K/Ar) (tabl. II 16). Ces résultats - dans la mesure où ils sont représentatifs - s'accordent avec le fait qu'il ne s'agirait pas là, dans le cas des laves de Fourca, d'une unité de laves triasiques tectoniquement isolées, mais bien d'un ensemble qui peut appartenir aux ophiolites. Cette remarque est importante car les laves de Fourca constituent un argument intéressant pour l'assimilation des ophiolites d'Othrys occidentale à des lambeaux de croûte océanique.

	% K	Age (m.a.)
OT 1	0,24	90,0 ± 8,1
OT 3	0,12	71,9 ± 7,1
OT 4	1,42	156,4 ± 9,4
OT 6	0,65	147,6 ± 9,5
OT 2b	0,05 ?	83 ± 9
OT 16	0,18	134,2 ± 9,9
OT 18	0,04 ?	114 ± 19
OT 21	0,06	184 ± 21
OT 11b	0,95	164,0 ± 21,4
OT 12	0,24	187,1 ± 23,1
OT 14	0,56	178,1 ± 24,3

Tabl. II. 16. - Laves de l'unité de Fourca : Ages radiométriques (K/Ar : Delaloye, Genève).

Echantillons : OT 1, 2, 3, 4 : laves de Maria-Magdalena au Nord de Lamia. - OT 11b, 12, 14, 16, 18, 21 : laves de l'unité de Fourca.

Remarque : OT 2b, OT 18, OT 21 sont trop pauvres en potassium pour que l'on puisse se fier à eux.

Les âges des laves de Fourca sont, par ailleurs, compatibles avec une évolution par accretion à partir de rifts qui seraient nés au cours du Trias, comme semble l'indiquer le chimisme des laves triasiques (cf. 2e partie, chapitre II) (voir aussi fig. 182).

III. LES AUTRES ENSEMBLES "OPHIOLITIQUES" DU SECTEUR ETUDIÉ

L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale est incontestablement le plus caractéristique du secteur étudié. Il se prolonge avec certitude dans le secteur de Domokos et avec une certaine probabilité jusque Farsala (fig. 118) et la bordure orientale du massif du Koziakas.

En dehors de ces affleurements caractéristiques, j'analyserai succinctement dans ce paragraphe, les corps péridotitiques plurikilométriques présents près de Lamia mais aussi de Vrinenà en Othrys orientale.

En revanche, la description des ensembles péridotitiques et volcaniques-subvolcaniques affleurant au sein du domaine métamorphique, rapportés à des ensembles ophiolitiques, sera faite dans la troisième partie de ce mémoire consacrée aux terrains métamorphiques.

A. LES PROLONGEMENTS VERS LE NORD DE L'ENSEMBLE OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE.

1. SECTEUR DE DOMOKOS.

Entre Metalleion et Domokos, principalement en bordure orientale de la route Lamia-Farsala, réapparaissent des faciès péridotitiques et filoniens constituant par delà la plaine du Xinias la prolongation de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale s.s. (fig. 118 et 119).

Ces affleurements, figurés sur la carte à 1/50 000 de Domokos (Marinos *et al.*, 1957) ont été étudiés succinctement par Courtin (1979).

Les échantillons dits du "complexe filonien de Domokos", dont l'étude géochimique a été rapportée précédemment, proviennent de ce secteur.

L'intérêt principal de ces affleurements est de montrer la continuation vers le Nord-Est (Metalleion) de l'échelle harzburgitique visible à Trilofon et Agios Stefanos.

2. SECTEUR DE FARSALA.

a. LES AFFLEUREMENTS DU SUD DE FARSALA.

Dans une boutonnière anticlinale tertiaire située juste au Sud de la ville de Farsala affleurent des roches magmatiques essentiellement basiques constituant des unités importantes (fig. 118).

L'étude poursuivie par Richard (1980) a montré qu'il existait principalement deux ensembles superposés : un complexe filonien (dolérites, laves, passées microgabbroïques) surmontant une unité lavique de teinte marron, altérée, localement de type pillow-lavas.

Entre ces deux unités s'intercalerait localement une unité de serpentinites. Si cette dernière observation est exacte, il est remarquable de constater que le dispositif mis en évidence correspond à celui qui caractérise l'Othrys occidentale avec le corps harzburgitique de Trilofon-Metalleion entre "filonien" et laves de Fourca.

b. LES AFFLEUREMENTS AU NORD ET AU NORD-EST DE FARSALA.

Au Nord de Farsala, près de Mikro-Vounon, le Crétacé supérieur repose directement sur les formations volcano-détritiques du Malm, ici métamorphisées (fig. 118).

Plus à l'Est, des petites carrières situées entre Psichikon et Kiparissos permettent de constater que les unités de roches effusives et filoniennes basiques, de teinte marron du fait de l'altération, sont encore présentes à ce niveau.

Enfin, dans la partie méridionale du massif du Chalkodonio-Saradsi, réapparaissent des ensembles péridotitiques importants, serpentinisés, riches en pyroxénites, qui reposent vers l'Est directement sur les séries métamorphiques du massif de Velanidia sans l'intercalation de pillow-lavas, tels que ceux de Fourca, en Othrys occidentale.

3. LES AFFLEUREMENTS FORMANT LE FRONT DES ZONES INTERNES.

L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale semble se poursuivre vers le Nord, au moins jusqu'au Kastaniotikos où le massif ophiolitique du Pinde septentrional prend le relais.

L'étude de ces affleurements se heurte à deux difficultés : leur fragmentation sous l'effet du système de failles récent (plaine de Trikkala) et leur incorporation dans le dispositif d'écaillés tertiaires formé au contact des séries externes.

Un fait majeur est que l'ensemble ophiolitique affronte les séries externes, principalement par l'intermédiaire des unités péridotitiques. Les unités de laves de type Fourca, pourtant plus basses dans le dispositif structural d'Othrys occidentale, disparaissent le plus souvent. Il s'agit là d'un trait structural tertiaire qui est également reconnaissable en Othrys occidentale entre Archanion et Dereli (Perivoli) par exemple.

Les difficultés signalées font qu'il n'est pas possible d'établir des corrélations simples entre les unités ophiolitiques le long du front des zones internes, entre les transversales du Sperchios et du Kastaniotikos.

Les seuls faits marquants sont les décalages transverses observés au niveau de ce "front ophiolitique", tel que celui qui sépare le massif du Kedros, au Nord, des massifs du Mega-Isoma - Fournos Kaftsa, au Sud (Courtin, 1979). Cet accident à jeu senestre apparent au Tertiaire pourrait être hérité de structures plus anciennes (cf. 4e partie, chapitre II).

B. LA LIMITE MÉRIDIIONALE DE L'ENSEMBLE OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE : L'UNITE PERIDOTITIQUE DE LAMIA.

La limite méridionale de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale est constituée par la transversale du Sperchios, le long de laquelle se reconnaissent deux ensembles géologiques particuliers affleurant dans le secteur de Kastri (série de Kastri), d'une part, et dans le secteur de Lamia, d'autre part.

1. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR DE LAMIA.

Dans le secteur de Lamia, entre le Sperchios et le village d'Agrilia -au Nord duquel on reconnaît le dispositif caractéristique de l'Othrys occidentale avec la puissante unité de pillow-lavas de Fourca- on note la présence d'une série particulière (série de Profitis Ilias) recouverte directement par une unité de péridotites serpentinisées sans que s'intercale l'unité des pillow-lavas de Fourca (fig. 119 ; voir aussi fig. 108). Cette unité de péridotites se prolonge vers l'Est, jusqu'au village d'Agios Paraskevi.

Des amphibolites datées de 170 ± 27 MA (+) marquent la base de cette unité péridotitique. Des amphiboles de cet âge (177 ± 4 MA) ont également été signalées dans ce secteur par Spray et Roddick (1980).

2. LE CORPS PERIDOTITIQUE DE KASTRI.

Ce corps jalonne un accident subvertical qui sépare le dispositif caractéristique de l'Othrys occidentale de la série particulière de Kastri riche en diabases-dolérites d'âge triasique et/ou jurassique.

(+) Datations effectuées par R. Montigny (Strasbourg), que je remercie.

3. INTERPRETATION.

La position originale du corps péridotitique de Lamia et son association tectonique avec une série sédimentaire particulière d'affinités maliaques n'est probablement pas fortuite. Ces observations s'expliquent par l'existence d'un trait structural majeur ancien affectant la croûte océanique-ophiolitique, à la limite entre le massif de l'Othrys et l'ensemble pélagono-par-nassien plus méridional : la "Transversale du Sperchios" héritée d'une éventuelle "paléofaille transformante" (Aubouin et Dercourt, 1975 ; Ferrière, 1979).

Les décalages verticaux de la croûte océanique résultant de la faille transformante, pourraient expliquer la présence de ce corps péridotitique de Lamia incorporé isolément dans le dispositif structural paléohellénique. Une explication de même nature peut être envisagée pour expliquer le corps péridotitique de Kastri.

C. LE CORPS PERIDOTITIQUE DE VRINENA (OTHRYS ORIENTALE).

Cette unité de péridotites intensément serpentinisées, de dimension comparable à celle de Lamia (7 à 10 km de longueur), est recouverte par la couverture transgressive Crétacé supérieur du synclinal de Koulia (fig. 118).

Sa base n'est pas présente à l'affleurement du fait de l'existence d'importantes failles verticales récentes, mais le contexte géologique permet de conclure que ces péridotites reposent sur les formations pélito-siliceuses et chaotiques ("Volcano-Détritique") du Malm de la série pélagonienne d'Othrys orientale.

Entre les péridotites et la couverture crétacée affleure localement un ensemble complexe, d'aspect chaotique, comprenant des roches effusives en pillow-lavas, des roches semi-effusives, des blocs de serpentinites et des niveaux pélito-radiolaritiques.

Ces niveaux particuliers pourraient correspondre à des unités ophiolitiques supra-péridotitiques tectonisées lors des différentes phases tectoniques alpines y compris les phases tertiaires, mais ils pourraient aussi représenter une sorte de "Volcano-Détritique" provenant de la désintégration des ensembles ophiolitiques majeurs. Dans cette dernière hypothèse, l'unité de Vrinena pourrait être assimilée à un énorme olistolithe resédimenté dans ces formations "volcano-détritiques", mais il ne s'agit là que d'une possibilité.

D. LES ENSEMBLES OPHIOLITQUES DU SECTEUR METAMORPHIQUE.

Ces formations métamorphisées seront décrites dans la troisième partie de ce mémoire, consacrée aux terrains métamorphiques (fig. 230).

Il est cependant intéressant de noter que les ensembles ophiolitiques majeurs reposent, dans ces secteurs, sur des séries métamorphiques dites pagasitiques qui peuvent être rapprochées des séries maliaques, alors que les éléments ophiolitiques directement au contact des séries triasico-jurassiques pélagoniennes sont plus limités.

IV. CONCLUSIONS

A. LES FAITS : BILAN.

L'analyse, en Othrys occidentale, des formations éruptives, non liées aux séries triasiques maliaques, permet de reconstituer un ensemble ophiolitique complet, que l'on peut assimiler à un lambeau de croûte de type océanique.

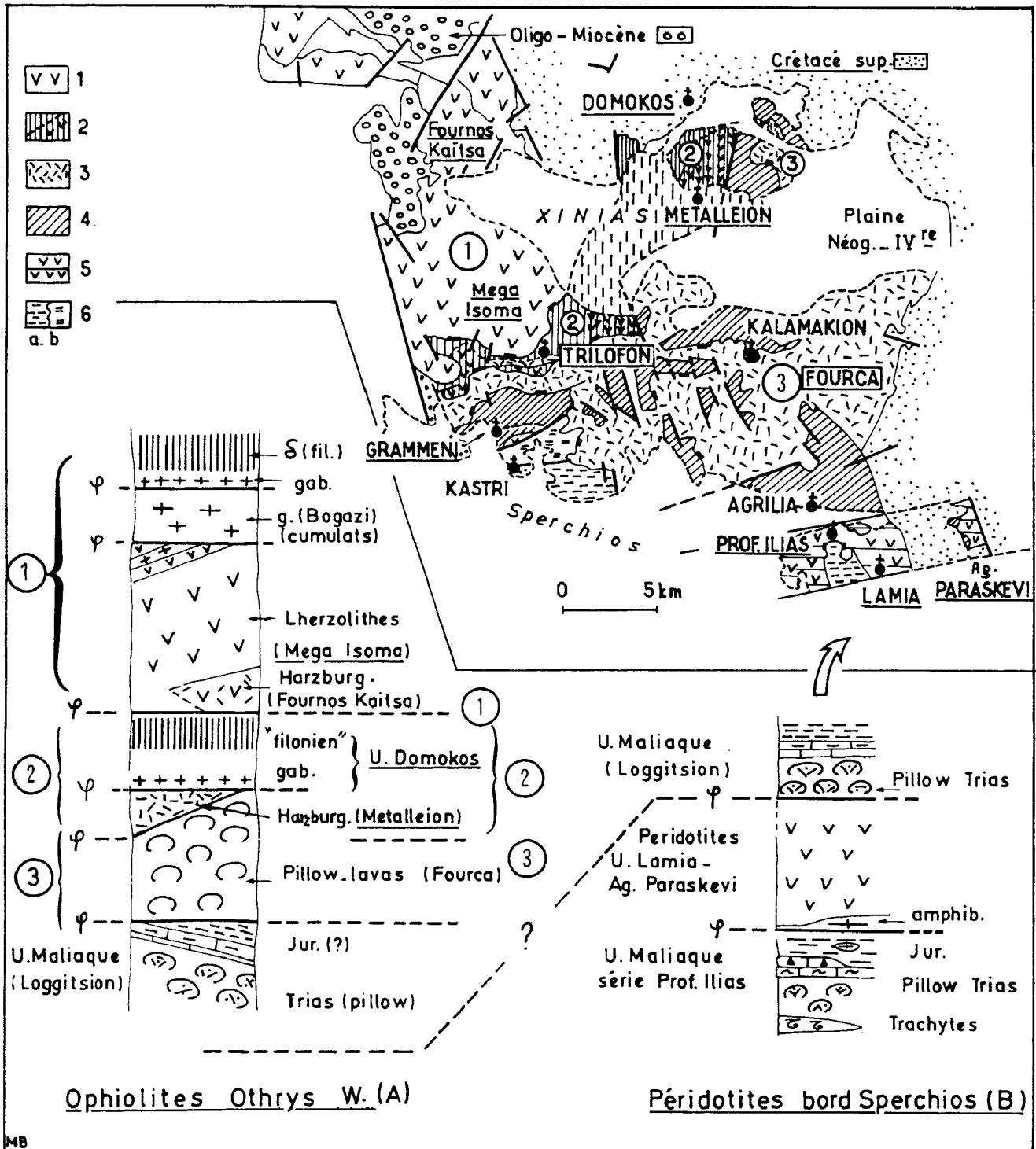


Fig. 129. - L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale et le corps péridotitique isolé de Lamia.

Carte. - 1. unité supérieure dite de Mega Isoma (superposition ophiolitique normale d'unités distinguées sur la colonne A. - 2. unités intermédiaires (complexe filonien de Trilofon et Domokos, et harzburgites de Trilofon et Metalleion). - 3. pillow-lavas de Fourca. - 4. séries maliaques de Loggitsion ou d'un type voisin (Grammeni, Tourla). - 5. péridotites isolées de Lamia, Ag. Pareskevi. - 6. séries d'affinités maliaques situées en bordure du Spérchios (série de Profitis Ilias et de Kastri). - 6a. sédiments et laves triasiques datées. - 6 b. dolérites et diabases (Trias ou Jurassique ?).

1. L'ENSEMBLE OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE PRESENTENT LES CARACTERISTIQUES SUIVANTES :

a. FACIES LITHOLOGIQUES.

On note la présence de péridotites foliées (harzburgites et lherzolites), de cumulats gabbroïques, de roches filoniennes basiques et de laves en pillow-lavas (unité de Fourca).

L'analyse géochimique, sur roche totale et sur pyroxène, des roches volcaniques et subvolcaniques représente la partie originale de cette étude par rapport aux études antérieures (Hynes, 1972 ; Menzies, 1973 ; Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980 ; Courtin et Ferrière, en prép.).

Cette étude a permis de mettre en évidence des différences entre les laves triasiques et les roches volcaniques-subvolcaniques (Fourca, Trilofon, Domokos) qui ont une tendance subalcaline plus accentuée.

Les laves de Fourca, qui sont en partie transformées (spilitisation), présentent dans certains diagrammes une tendance tholéitique, plus ou moins marquée.

Les roches filoniennes, plus riches en silice en général (Domokos), sont plus nettement subalcalines que les laves de Fourca, et s'en différencient également par leur pauvreté en titane. Ce dernier caractère se retrouve dans certains ensembles effusifs basiques du Vourinos (Becaluva *et al.*, 1979, abstract) ou du Pinde septentrional (Capredi *et al.*, 1980).

Des ressemblances semblent exister entre les pillow-lavas de l'unité de Fourca et ceux du Pinde septentrional tels qu'ils ont été décrits par Terry (1979) qui leur reconnaît une tendance tholéitique. Cependant, des études sur les éléments traces conduisent Capredi *et al.* (1980) à admettre que certains pillow-lavas et dykes de l'ensemble ophiolitique du Pinde septentrional rappellent la composition de laves d'arcs insulaires immatures et ne correspondent pas à celle des roches des dorsales océaniques actuelles.

En résumé, les laves de Fourca du fait de leur position structurale et de leur chimisme comparable à d'autres ensembles volcaniques ophiolitiques proches, représentent très certainement les termes effusifs de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale malgré sa position structurale particulière à la base du dispositif. En revanche, la signification du chimisme de ces laves, comme celle des roches subvolcaniques, reste à préciser, même si des affinités tholéitiques semblent à peu près bien établies pour les laves de Fourca (diagrammes fig. 125 et de Leterrier *et al.*, 1981, pour les pyroxènes).

b. LES SUCCESSIONS DES "FACIES LITHOLOGIQUES".

Les différents types pétrographiques appartiennent à des unités tectoniques superposées dont la succession n'obéit pas à une logique simple (*cf.* 4e partie).

Pour simplifier, on peut distinguer trois ensembles (fig. 129) :

- un ensemble supérieur, formé d'une superposition d'unités tectoniques conforme aux reconstitutions habituelles des logs ophiolitiques (Mesorian, 1973 ; Coleman, 1977 ; etc...) à savoir de bas en haut : péridotites (harzburgites et lherzolites), gabbros et dolérites ;

- une unité inférieure, à polarité normale, reposant directement sur les unités sédimentaires maliaques, constituée par les pillow-lavas de Fourca ;

- un ensemble intermédiaire hétérogène situé entre les deux précédents, comprenant des unités du "complexe filonien" surmontant une unité harzburgitique dite unité de Metalleion (Courtin, 1979 ; Courtin et Ferrière, en prép.).

Ces successions ne sont probablement pas le résultat de simples diverticulatons tectoniques. Elles pourraient refléter la complexité originelle de la croûte océanique aux dépens de laquelle se sont formées les nappes ophiolitiques. Ainsi, l'unité harzburgitique de Metalleion pourrait correspondre à une protrusion ou bien à un ancien horst, ou bloc basculé, de croûte océanique, situé par exemple à proximité du passage aux séries maliaques de type Loggitsion (Courtin et Ferrière, en prép., et fig. 181 de ce mémoire).

2. D'AUTRES CORPS PERIDOTITIQUES MAJEURS ONT ETE MIS EN EVIDENCE EN OTHRYS.

Certains semblent liés à la "transversale du Sperchios" (péridotites de Lamia-Agios Paraskevi et peut-être de Kastri). D'autres, de signification mal établie (péridotites de Vrinena), correspondraient soit à des klippes isolées des nappes ophiolitiques, soit à des corps résédimentés à l'avant de ces nappes (olistolithe plurikilométrique ?).

L'analyse des ophiolites d'Othrys et du Pelion-Velanidia (fig. 118) ne révèle pas de hiatus majeur entre les affleurements, qui pourraient conduire à admettre des origines différentes pour les ophiolites occidentales et orientales du secteur étudié.

3. AGE DES OPHIOLITES D'OTHRYS.

La mise en place tectonique des ophiolites est assez bien datée en Othrys ; elles correspondent à une période comprise entre un certain Jurassique supérieur (Kimméridgien ?) et l'Aptien-Albien (secteur de Vrinena, Othrys orientale). Un âge jurassique terminal est même envisageable puisqu'il n'existe apparemment pas de niveaux crétacé inférieur pris dans l'édifice de nappes paléohelléniques en Othrys.

L'âge des roches constituant ces ophiolites est plus difficile à établir. Les données radiométriques obtenues par Delaloye donnent une période de temps comprise entre 187 et $134 \pm \Delta$ MA (tabl. II 16), ce qui correspond au résultat attendu si l'on admet que le volcanisme triasique témoigne d'une période de rifting précédant la formation de l'aire océanique-ophiolitique.

L'âge des amphibolites associées aux ophiolites (170 ± 27 , 177 ± 4) pourrait correspondre aux premières contraintes majeures affectant la croûte océanique considérée, à moins qu'il ne s'agisse de phénomènes plus anciens, propres à la genèse même de cette dernière.

B. SIGNIFICATION DES OPHIOLITES D'OTHRYS.

1. ORIGINE.

L'assimilation des ophiolites d'Othrys à un lambeau de croûte océanique paraît plus que vraisemblable, du fait de la présence de pillow-lavas et de l'environnement géologique général.

Il reste ainsi à déterminer à quel type de bassin appartenait cette croûte de nature océanique : océan large, océan étroit ou bassin marginal-arc insulaire ? Ce problème, qui est lié directement aux reconstructions paléogéographiques et donc aux analyses stratigraphiques et tectoniques, ne pourra être discuté que dans les conclusions générales de ce mémoire, après que le mécanisme et les conditions de mise en place tectonique de ces ophiolites aient également été précisés.

Tout porte à croire qu'il ne s'agit pas là d'un océan majeur, et des arguments relatifs à l'environnement général conduisent à penser que ces ophiolites ont pris naissance dans des bassins relativement étroits (bassin marginal ?) (cf. 5e partie).

2. PLACE DES OPHIOLITES D'OTHRYS AU SEIN DES HELLENIDES.

L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale compte parmi les plus importants complexes ophiolitiques helléniques, surtout si l'on y adjoint -ce qui paraît acquis- les pillow-lavas de l'unité de Fourca connus jusque en Othrys centrale.

La position structurale et les types pétrographiques rencontrés permettent de rapprocher les ophiolites d'Othrys occidentale de celles du Pinde septentrional malgré le décalage observé au niveau du Kastaniotikos.

Le problème de l'origine unique ou séparée des ophiolites du Pinde septentrional et du Vouros a souvent été envisagé, et certains auteurs ont développé récemment cette hypothèse (Vergely, 1979 ; Bebien *et al.*, 1980).

Sur la transversale de l'Othrys et du Pelion, il semble qu'une unicité d'origine des ophiolites soit plus conforme aux faits observés, dans la mesure où les affleurements ophiolitiques se suivent d'Ouest en Est, de façon apparemment continue jusqu'au méridien de Velesinon et par extrapolation, jusque dans le Pelion méridional. Seules les ophiolites présentes en Othrys orientale et au Nord de Volos, directement sur les séries pélagoniennes, pourraient représenter des témoins d'ensembles ophiolitiques différents de ceux qui recouvrent les unités maliaques et pagasitiques.

Le passage observé en Othrys septentrionale, entre le dispositif comprenant des unités maliaques et le dispositif d'Othrys orientale sans unités maliaques entre les ophiolites et les séries pélagoniennes, conduit à considérer que cet argument n'est peut-être pas fondamental. Cela est corroboré par le fait que les unités maliaques ne recouvrent jamais des ensembles ophiolitiques majeurs, dans le secteur étudié, lors des phases paléohelléniques.

En ce qui concerne les rapports avec les ophiolites plus méridionales, le problème est compliqué par la présence du trait structural majeur situé en limite Sud des ophiolites d'Othrys, dit "transversale du Sperchios".

Des analogies, et peut-être même des homologues, se dégagent toutefois de la comparaison de ces ensembles puisqu'il semble que les ophiolites d'Eubée reposent sur les séries pélagoniennes par l'intermédiaire d'unités de type maliaque (Katsikatsos, 1979 et obs. personnelle), et que c'est peut-être le cas des ophiolites d'Iti (Wigniolle, 1977) et de Tragana, au Sud de Kallidromon (Courtin *in* Courtin et Ferrière, en prép.).

Enfin, pour résumer, on peut retenir que :

- l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale est un ensemble pratiquement complet au niveau des types pétrographiques ;
- que du point de vue pétrographique, les laves présentent des tendances tholéitiques classiques pour les laves ophiolitiques, alors qu'une partie du complexe filonien, riche en silice, est pauvre en titane (ce qui la rapprocherait des séries calco-alcalines ou des tholéites d'arc), mais aussi en aluminium (ce qui l'en éloigne) ;
- que cet ensemble est débité en de nombreuses unités tectoniques ;
- que l'originalité et l'intérêt de l'étude de cet ensemble réside dans la nature même de ce dispositif structural et dans son âge pour l'essentiel paléohellénique.

Ainsi, il est possible de reconstituer ou de préciser :

- certaines particularités anté-tectoniques de l'aire ophiolitique originelle : l'Unité harzburgitique de Metalleion correspondrait à une intrusion ou un bloc basculé de croûte océanique, plus ou moins parallèle à l'axe du bassin ; la "Transversale du Sperchios" équivaudrait à une paléofaille transformante ;

- certains mécanismes de mise en place : par la nécessité d'expliquer la présence des laves de Fourca à la base de l'édifice structural ophiolitique, par exemple (cf. 4e partie).

Enfin, un fait d'importance est que cet ensemble ophiolitique apparaît lié à un dispositif de nappes paléohelléniques constituées de séries sédimentaires pélagiques et néritiques (cf. 4e et 5e partie).

SOUS-CHAPITRE IV D : JURASSIQUE TERMINAL-EOCRÉTACE

LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES

I. GENERALITES

Les terrains décrits dans ce paragraphe appartiennent soit aux zones internes, et, dans ce cas, ils surmontent les ophiolites ou les séries affectées par les phases tectoniques responsables de la mise en place de ces ophiolites (premières phases paléohelléniques), soit aux zones externes, et correspondent alors aux formations détritiques dites "flysch béotien" (Clément, 1971 ; Celet et Clément, 1971).

En raison d'une érosion anté-Crétacé supérieur importante, et probablement aussi d'une distribution originelle discontinue, les terrains d'âge jurassique tertiaire-éocrétacé post-ophiolitiques sont peu représentés dans les zones internes. Ils n'affleurent que dans la partie la plus septentrionale du secteur étudié (Theopetra). En revanche, la présence de séries continues dans les zones externes (séries béotiennes) permet de reconstituer, de façon indirecte il est vrai, l'évolution superficielle de ces zones internes tectonisées, en proie à l'érosion.

Ces terrains ont fait l'objet de nombreux travaux durant les dix dernières années, tant au Sud du Sperchios (séries béotiennes) qu'au Nord (séries béotiennes et couverture des ophiolites). Pour ma part (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976), j'ai principalement étudié :

- les séries béotiennes d'Othrys occidentale : mise en évidence et description de la série de Dereli-Perivoli, analyse détaillée et réinterprétation de la série d'Archanion déjà signalée par Koch et Nicolaus (1969) ;

- parmi les séries des zones internes, celle de Theopetra, au Nord de Trikkala : mise en évidence d'un ammonitico-rosso fossilifère sous les calcaires à Calpionelles, précédemment décrit par Albandakis et Kallergis (1971).

L'étude de ces séries a, par la suite, été reprise et développée par Ardaens (1978) et Courtin (1979), à qui j'emprunterai une partie des descriptions rapportées ci-dessous.

Plan adopté : étant donné la rareté des affleurements d'âge jurassique terminal-éocrétacé dans le secteur étudié (fig. 130), je distinguerai simplement les deux grands ensembles : les séries des zones internes, déposées dans des secteurs précocement tectonisés, et les séries des zones externes, situées sur la bordure non -ou peu- tectonisée du domaine précédent.

Les historiques des recherches relatives à ces deux types de séries seront traités séparément. Par ailleurs, les subdivisions stratigraphiques retenues et les principaux groupes de fossiles utilisés ont été rappelés dans l'introduction générale du quatrième chapitre, consacré au Jurassique terminal-Eocrétacé.

II. LE JURASSIQUE TERMINAL-EOCRÉTACE DES ZONES INTERNES : LA COUVERTURE POST-OPHIOLITIQUE

Des niveaux post-ophiolitiques d'âge jurassique terminal-éocrétacé, n'ont pu être caractérisés en Othrys, où les sédiments les plus anciens de la couverture transgressive et discordante sur le soubassement pélagono-maliaque et ophiolitique ont été datés de l'Aptien-Albien. En revanche, ces formations sont bien représentées sur la bordure orientale de la plaine de Trikkala, près des Météores, dans les collines de Theopetra. Elles représentent en fait les affleurements les plus méridionaux d'un vaste ensemble de terrains d'âge jurassique terminal-éocrétacé, connu depuis Theopetra jusqu'au Nord des monts Vermion, dans un secteur classiquement attribué au domaine pélagonien (Pichon, 1976, 1979).

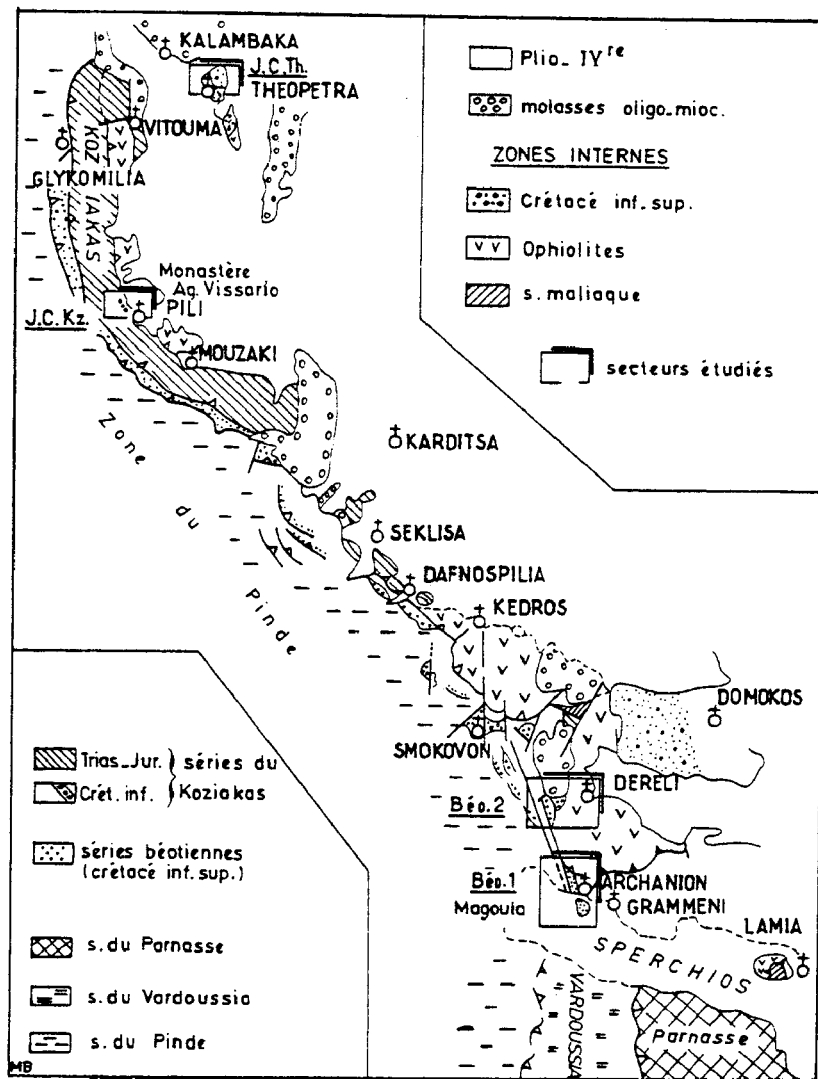


Fig. 130. - Jurassique terminal-Eocrétacé. Situation des affleurements décrits.

J.C.Th. zones internes (Theopetra). - J.C.Kz. Koziakas (Agios Vissario). - Beo 1 et 2. séries béotiennes d'Archanion (Beo 1) et de Dereli (Beo 2).

A. HISTORIQUE SUCCINCT.

Des auteurs anciens ont signalé des calcaires d'âge crétacé inférieur en Eubée (Deprat, 1904), ou moins précisément, des "calcaires inférieurs" d'âge crétacé situés à la base de la "Serpentin Schiefer Hornstein Formation" en Othrys (Philippson, 1895), mais par la suite, ces affirmations se sont révélées être erronées.

C'est principalement dans les vingt, et surtout les dix dernières années que des progrès importants ont été réalisés dans la connaissance des séries Jurassique terminal-Eocrétacé des zones internes, grâce essentiellement aux progrès de la micropaléontologie.

Dans la partie orientale des zones internes, c'est-à-dire la zone du Vardar, Mercier (1966) a mis en évidence différents niveaux d'âge jurassique supérieur-éocrétacé, dans les sous-zones péonienne et du Paikon. Selon cet auteur, il s'agirait surtout pour le Paikon, de formations détritiques du Crétacé basal. L'absence de repère ophiolitique dans la plupart des unités, et notamment dans celles du Paikon, ne permet malheureusement pas de différencier avec certitude les ensembles anté, syn et post-ophiolitiques.

Dans le domaine pélagono-maliaque qui nous intéresse plus particulièrement, des affleurements post-ophiolitiques anciens ont été signalés dans les Hellénides septentrionales :

- les premiers niveaux, datés avec certitude du Jurassique terminal-Crétacé basal, sont ceux de Theopetra, près de Kalambaka, en Thessalie, où Albandakis et Kallergis (1971) ont signalé des niveaux siliceux et des calcaires à Calpionelles du Tithonique-Berriasien, reposant sur des ophiolites, après que Aubouin (1959) ait remarqué dans cette même série, des galets de calcaires à Calpionelles dans les conglomérats sus-jacents, d'âge crétacé "moyen"-supérieur. J'y ai moi-même découvert des Ammonites, dans des niveaux calcaires rouges, de type ammonitico-rosso, situés à la base des calcaires à Calpionelles, dont l'étude a été poursuivie par Ardaens (1978) ;

- des niveaux comparables ont été décrits plus au Nord, dans les massifs du Vourinos-Zygosti, par Brunn (1956) qui, après avoir admis qu'il s'agissait du soubassement des ophiolites, a considéré que ces calcaires représentaient leur couverture (Brunn *et al.*, 1972). Mais c'est surtout à l'Ouest du Vourinos, dans les collines de Krapa, Langadakia et Mikrokastron, que les séries supra-ophiolitiques d'âge jurassique supérieur-éocrétacé ont été étudiées en détail et datées avec précision (Pichon, 1976, 1979 ; Pichon et Lys, 1976 ; Mavridis *et al.*, 1979). Pichon (1979) a, par ailleurs, décrit sur le flanc occidental du mont Vermion, des niveaux discordants sur les ophiolites et leur soubassement sédimentaire de type pélagonien, qu'il assimile à une couverture d'âge jurassique terminal-éocrétacé, par comparaison avec les affleurements du Vourinos, mais l'état de recristallisation des roches n'a pas permis à cet auteur d'apporter une confirmation paléontologique à cette hypothèse.

B. LES AFFLEUREMENTS DE THEOPETRA.

1. DESCRIPTION.

Les terrains Jurassique supérieur-Eocrétacé constituent la base de la colline aux formes insolites située au Nord du village de Theopetra, et peuvent être étudiés dans de bonnes conditions sur les flancs occidental et méridional de cette colline.

D'après mes propres observations et celles de Ardaens (1978, *cf.* Historique), on observe successivement de bas en haut (fig. 131 A, B, C) :

- (1) des laves brunes et violacées, entrecoupées de nombreux filonnets de calcite indiquant une intense tectonisation ;
- (2) des jaspes rouges ou verts, à Radiolaires, à intercalations peu épaisses de lits calcaro-siliceux à interlits pélitiques, surmontés de calcaires beiges sublithographiques à silex brunâtres. Le contact entre les ensembles (1) et (2) est bien visible dans la coupe B : des traces de tectonisation apparaissent, mais l'absence de copeaux tectoniques par exemple, ou d'altération importante dans la succession des couches, plaide plutôt en faveur d'une disharmonie que d'un contact tectonique fondamental ;
- (3) quelques mètres (5 m environ) de calcaires rouges, de type ammonitico-rosso, à Aptychus et Ammonites mal conservées, disparaissant probablement vers l'Ouest (3, coupe C). Il s'agit d'une biomicrite à *Lenticulina* sp., *Globochaete alpina*, Saccocomidés et nombreuses Calpionelles dont *Calpionella alpina* Lorenz (abondantes), *C. gr. alpina* Lorenz assez grandes, *Tintinnopsella* gr. *carpathica* (Murgeanu et Filipescu) et *Crassicollaria* cf. *parvula* Remane (rares) indiquant un âge kimméridgien (?) - berriasien inférieur, très probablement tithonique. Certains bancs (de base ?), qui ne contiennent que des Saccocomidés, pourraient représenter le Kimméridgien *pro-parte* ;
- (4) 15 m environ de calcaires sublithographiques gris-beige, en plaquettes, à silex rouges, verts ou noirs. Ce sont des biomicrites riches en Radiolaires, à rares Calpionelles dont : *Tintinnopsella longa* (fréquentes), *Calpionellopsis oblonga* (Cadish) fréquentes, *C. neocomiensis*, *Remaniella cadishiana* (Colom) et *R. dadayi*, du Berriasien supérieur ;
- (5) une épaisse masse de calcaires blancs, massifs, recristallisés, à débris de Rudistes (5b), formant la partie sommitale de la colline de Theopetra, recou-

verts à l'Est par des calcaires fins à *Globotruncana*. Un niveau de calcaire bréchiqne (5a), qui apparaît localement à la base de ces calcaires massifs, a livré des galets de serpentine, des éléments de calcaires à Calpionelles ou embryons d'Ammonites, ainsi que des Orbitolinidés, dont *Rectodictyococcus giganteus* Schroeder et *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), d'âge barre-mien supérieur-aptien inférieur (Ardaens, 1978).

L'étude des Radiolaires provenant des niveaux (2) et (4) a été effectuée par De Wever et rapportée par Ardaens (1978). Les résultats obtenus restent assez hypothétiques, mais on peut retenir que l'association observée dans le niveau (2) indiquerait un âge jurassique supérieur-crétacé inférieur (anté-hauterivien), et peut-être même le Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur. Par ailleurs, des Ammonites découvertes au Nord de la colline de Theopetra, dans un ammonitico-rosso calcaire, homologue à celui de Theopetra (Ardaens, 1978), appartiendraient au genre *Phylloceras* et au groupe des *Perisphinctidae*, dont un spécimen pourrait indiquer le Kimméridgien supérieur-Tithonique (dét. Enay).

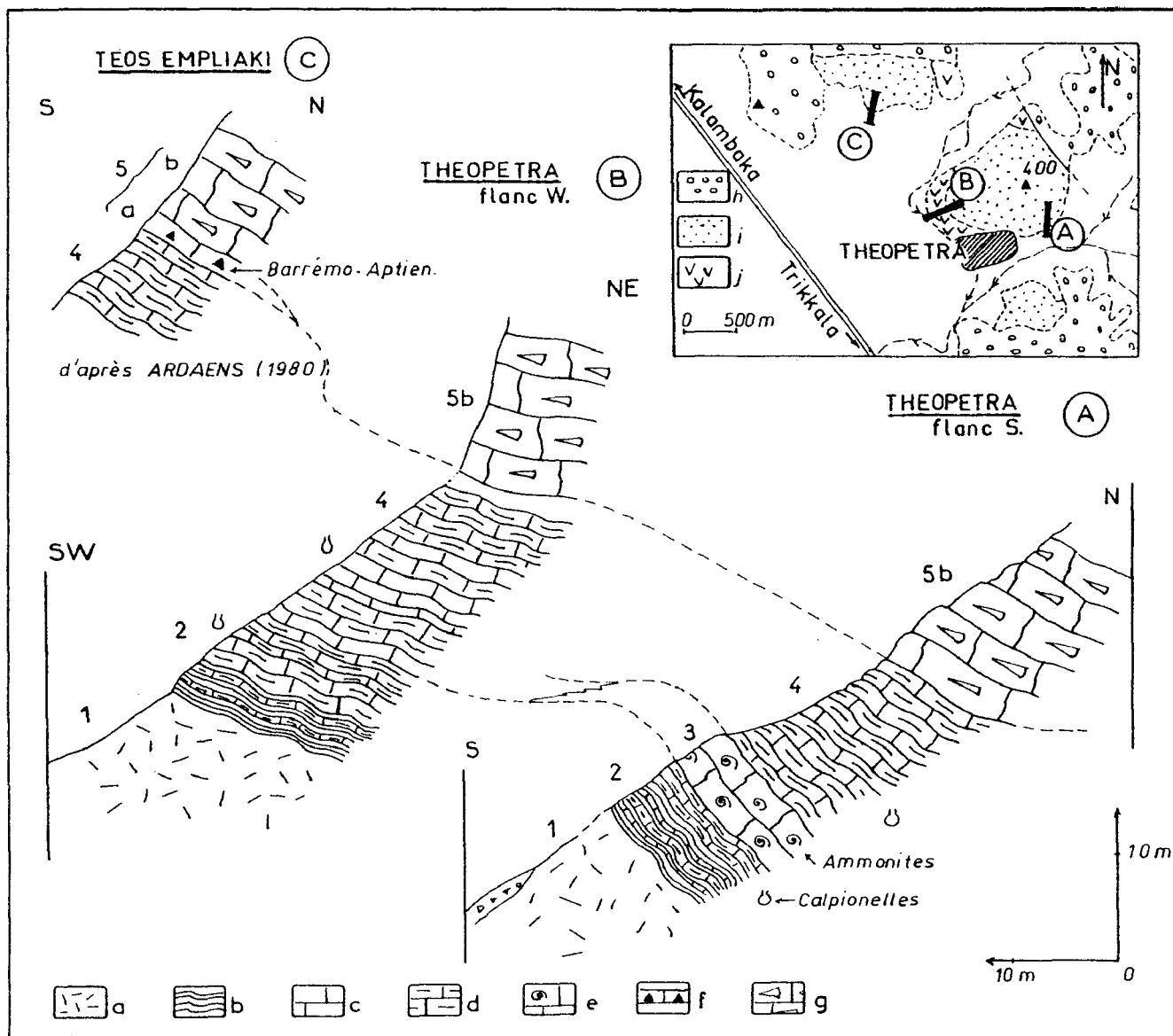


Fig. 131. - Le Jurassique terminal-Eocrétacé des zones internes. Les affleurements de Theopetra (bord Nord-oriental de la plaine de Trikkala). - J.C.Th. fig. 130.

Coupe. - Numéros : voir texte. - a. lavas ophiolitiques. - b. bancs siliceux à Radiolaires. - c à g. Calcaires. - c. sublithographiques. - d. siliceux. - e. Ammonitico-rosso. - f. microbréchiqnes (du Barremo-Aptien). - g. massifs à débris de Rudistes.

Carte. - h. molasse oligo-miocène. - i. Jurassique terminal-Eocrétacé. - j. roches éruptives (lavas ophiolitiques...).

2. INTERPRETATION.

a. SIGNIFICATION DES PRINCIPALES FORMATIONS OBSERVEES.

- *Les laves* (1) : leur âge n'est pas connu avec exactitude, mais la présence de péridotites près de Vassiliki, au Sud de Theopetra, conduit à admettre qu'il s'agit de laves appartenant aux ophiolites.

- *Les jaspes et calcaires siliceux* (2 à 4) : le Tithonique, déjà signalé par Albatakis et Kallergis (1971), et le Berriasien p.p. sont représentés avec certitude (Calpionelles) ; la base de la formation pourrait débiter dans le Kimméridgien (Saccocomidés, Radiolaires et Ammonites), et le sommet atteindre le Valanginien (?).

Les sédiments contiennent uniquement des fossiles pélagiques (Radiolaires, Calpionelles, Ammonites) dans des calcaires de type micrite, indiquant des milieux de faible énergie. Il est logique d'admettre que cette sédimentation s'est effectuée à une profondeur supérieure à celle de la zone photique, du fait de l'absence d'Algues et des formes benthiques associées. Il est d'ailleurs intéressant de constater, sans vouloir pour autant établir des homologues, que de telles successions -niveaux siliceux, ammonitico-rosso local, calcaires à Calpionelles- d'âge comparable, sont connues dans les Alpes méridionales, sur la ride tridentine par exemple (Aubouin *et al.*, 1963 ; Ferrière et Mariotti, 1971), et même à quelques variations près, sur les ensembles ophiolitiques des Alpes et des Apennins (Dercourt *et al.*, 1977 b' ; De Wever et Caby, 1981...).

- *Les calcaires massifs à Rudistes* (5) : caractéristiques d'un milieu peu profond (Rudistes) situé à proximité de secteurs en proie à l'érosion (microbrèches à débris de serpentines et de calcaires à Calpionelles), ils témoignent d'un changement brutal de la sédimentation vers la limite Barrémien-Aptien.

b. LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES FORMATIONS.

b1. Nature du contact entre les calcaires pélagiques (4) et les calcaires à Rudistes (5).

Les difficultés habituellement rencontrées pour dater les faciès pélagiques de l'Hauterivien-Barrémien, pourraient conduire à envisager la présence de tels niveaux au sommet de la formation des calcaires siliceux (4), malgré l'absence de données précises ; cependant, le changement brutal de faciès observé entre cette dernière et les calcaires à Rudistes plaide en faveur d'une lacune, comprenant au moins l'Hauterivien-Barrémien p.p., et peut-être même le Valanginien p.p.

Si la présence de cette lacune, témoin de mouvements tectoniques durant cette période anté-aptienne, semble acquise, en revanche, il n'a pas été possible de déterminer s'il existait ou non une discordance angulaire ; de toute manière, celle-ci devrait être peu accentuée d'après les observations de pendage faites sur le terrain et l'analyse des successions lithologiques dans les différents secteurs d'affleurement.

En bref, si des mouvements tectoniques ont nécessairement eu lieu entre le Berriasien et l'Aptien dans ce secteur, de simples surrections sont suffisantes pour expliquer le dispositif observé à Theopetra.

b2. Nature du contact entre laves (1) et niveaux sus-jacents (2).

L'analyse sur le terrain montre qu'il existe des disharmonies importantes entre ces deux ensembles ; toutefois, sur le flanc occidental de la colline de Theopetra, il semble que ce soient toujours les mêmes niveaux siliceux qui surmontent directement les laves. En conséquence, si la présence de décollements est évidente, j'admettrai que ceux-ci n'affectent que très peu le dispositif stratigraphique originel.

Le problème qui se pose est de savoir s'il existe ou non un hiatus majeur de sédimentation entre la genèse des laves (1) et la fin du dépôt des jaspes et calcaires siliceux (2 à 4).

Dans les coupes de Theopetra, une continuité de sédimentation est envisageable : des niveaux siliceux reposent sur des laves ophiolitiques, comme en de nombreux autres endroits dans les Hellénides (Vourinos : Brunn, 1956) et les calcaires à Calpionelles semblent passer progressivement aux bancs siliceux sous-jacents, puisqu'ils sont eux-mêmes siliceux et qu'aucun niveau particulier, bréchiq ue par exemple, ne témoigne d'un hiatus important à la base de ces calcaires à Calpionelles.

En revanche, l'étude des affleurements de même âge, situés au Nord (Vourinos) et au Nord-Ouest (Vermion) de Theopetra (*cf. infra*), montre que les calcaires siliceux de base peuvent être légèrement discordants sur les radiolarites (+), et que leurs équivalents latéraux reposent directement sur les marbres pélagoniens constituant le soubassement des ophiolites (Pichon, 1979). Ainsi, si ces données sont exactes, il devient impossible d'envisager que les ophiolites de Theopetra aient pu être charriées avec leur couverture propre, d'âge tithonique-berriasien, qui se serait déposée dans le bassin d'origine de ces ophiolites, ce que les seules observations de Theopetra auraient pu faire penser.

C. APERCU SUR LES FORMATIONS JURASSIQUE TERMINAL-EOCETACE DU DOMAINE PELAGONIEN SEPTENTRIONAL.

Afin de mieux comprendre la signification de la série de Theopetra, je rappellerai dans ce paragraphe, quelques caractéristiques des séries situées dans les massifs du Vourinos-Zygosti et du Vermion, d'après les travaux déjà signalés de Brunn *et al.* (1972), de Mavridis *et al.* (1979), et surtout de Pichon (1976, 1979) et Pichon et Lys (1976).

1. LES AFFLEUREMENTS DES MASSIFS DU VOURINOS-ZYGOSTI.

a. LES COLLINES DE KRAPA-LANGADAKIA.

Les affleurements les plus proches de Theopetra sont ceux des collines de Krapa-Langadakia (55 à 60 km en ligne droite). Ils sont de même type et reposent également sur des laves ophiolitiques.

Une lacune est présente entre les calcaires à Calpionelles, du Berriasien, et les calcaires gréseux à faune pélagique sus-jacents, de l'Albien-Cénomani en (Pichon et Lys, 1976 ; Pichon, 1979) ou de l'Aptien (?) - Albien (Mavridis *et al.*, 1979). Dans les calcaires pélagiques de base, qui seraient légèrement discordants sur des radiolarites, s'intercalent des calcaires à Algues dont *Campbelliella striata* Carozzi, et à *Gladocoropsis mirabilis* Felix (Pichon et Lys, 1976 ; Pichon, 1979), témoins d'un environnement peu profond.

b. LES SERIES DE MIKROKASTRON ET DU ZYGOSTI.

La série de Mikrokastron, au Nord-Ouest du Vourinos, près de Siatista (Mavridis *et al.*, 1979) et celle du Zygosti (Brunn *et al.*, 1972 ; Pichon, 1979) sont comparables : ces séries calcaires sont toutes deux datées du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (++) et reposent sur des radiolarites peu épaisses, recouvrant les laves ophiolitiques. Les faciès indiquent dans les deux cas qu'il s'agit de calcaires déposés à faible profondeur. Aucune lacune ou discordance n'est signalée par les auteurs, mais il est probable que de tels hiatus existent entre les radiolarites de base et les calcaires néritiques sus-jacents, et peut-être aussi au sein des formations calcaires anté-cénomaniennes sus-jacentes (entre les biozones à *Pseudocyclammina lituus-Pianella annulata* et *Cuneolina composauri-Everticyclammina virguliana* de Mavridis *et al.*, 1979, dans la série de Mikrokastron).

(+) Comme l'a fait remarquer Marinelli (réponse à la note de Pichon, 1979), cela peut n'avoir qu'une importance limitée, étant donné la possibilité de basculements de blocs au sein des ensembles volcaniques, même après la fin de l'activité volcanique.

(++) L'attribution d'un âge jurassique moyen sur la foi de la présence d'un Polypier (*Lochmascosmilia* Wells) par Brunn *et al.* (1972) ne semble pas avoir été retenue par la suite (Pichon, 1979).

2. LES AFFLEUREMENTS DU MASSIF DU VERMION.

Ces affleurements supra-ophiolitiques, étudiés par Pichon (1976, 1979), apparaissent entre les ophiolites ou le soubassement pélagonien et les conglomérats cénomaniens, sur les flancs occidental et méridional du massif du Vermion. Ils sont malheureusement très recristallisés et plus propices aux études tectoniques que stratigraphiques. Une de leurs caractéristiques est leur richesse en niveaux détritiques fins à la base, généralement surmontés de calcschistes et de calcaires à lits siliceux contenant parfois des Radiolaires, des "filaments" et des *Aptychus*.

D. CONCLUSIONS.

La série de Theopetra est caractérisée par la présence, entre les laves ophiolitiques et des calcaires à Rudistes du Barrémien supérieur-Aptien inférieur à leur base, d'un ensemble d'âge tithonique-berriasien (kimméridgien ? valanginien ?) de jaspes, de calcaires de type ammonitico-rosso, et de calcaires siliceux contenant des Calpionelles à leur base.

Cet ensemble, du Tithonique-Berriasien, représente le pôle le plus pélagique d'un ensemble d'affleurements connus plus au Nord dans les massifs du Vourinos-Zygosti et du Vermion, où ils semblent reposer en transgression et discordance sur les ophiolites et les radiolarites sous-jacentes, ou leur soubassement pélagonien, ce qui n'apparaît pas clairement à Theopetra.

III. LE JURASSIQUE TERMINAL-ÉOCÉTACÉ DES ZONES EXTERNES : LES SÉRIES BÉOTIENNES

Les séries décrites dans ce paragraphe appartiennent à un ensemble d'unités tectoniques situées entre le front des zones internes, à l'Est, et les unités pindiques, à l'Ouest. Au Sud du Sperchios, en revanche, leurs équivalents recouvrent tectoniquement les séries parnassiennes.

Les termes d'âge jurassique terminal-éocétacé de ces séries dites béotiennes (Celet et Clément, 1971) sont caractérisés par leur caractère détritique et leur allure flyscholide due à l'existence d'alternances de lits pélimitiques, marneux et de grès plus ou moins calcareux.

A. HISTORIQUE.

C'est en Béotie que furent mis en évidence pour la première fois dans les Hellénides, à la limite des zones externes et internes, de véritables séries flyscholides d'âge jurassique supérieur-éocétacé (Clément, 1971), reposant sur un soubassement particulier (Celet et Clément, 1971). Ces séries furent alors intégrées dans une unité paléogéographique et structurale particulière, dite du "flysch béotien" (Clément et Celet, 1971), par comparaison avec le flysch bosniaque, dont l'importance avait été établie quelque temps auparavant dans les Dinarides (Blanchet, 1966 ; Blanchet *et al.*, 1969 ; Aubouin *et al.*, 1970). Un jalon entre "flysch bosniaque" et "flysch béotien" fut décrit la même année dans les Hellénides par Terry et Mercier (1971), à la base des ophiolites du Pinde septentrional, près de Perivoli.

Des affleurements d'âge jurassique terminal et/ou éocétacé, en position comparable, à la limite des zones externes et internes, avaient été antérieurement signalés en fenêtre sous les ophiolites du Pinde septentrional (Brunn, 1956), et de part et d'autre du Sperchios, près de Neochorion Ypatis au Sud, et d'Archanion au Nord (Koch et Nicolaus, 1969), mais leur importance et leur signification n'avaient pas été établies. C'est ainsi que Koch et Nicolaus (1969) et Kallergis *et al.* (1970) ont placé les affleurements (Archanion beds) de Neochorion Ypatis dans les séries ultra-pindiques, alors que ceux-ci recouvrent en fait tectoniquement les séries parnassiennes sur cette transversale.

Par la suite, de nombreux autres affleurements de "flysch béotien" furent mis en évidence ou réinterprétés, et plus particulièrement, du Sud au Nord : dans les Gérénées (Clément, 1972), dans le massif du Parnasse (Celet *et al.*, 1974), en Iti (Celet *et al.*, 1976 ; Wigniolle, 1977), sous les ophiolites d'Othrys occidentale (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976 ; Courtin, 1977, 1979), et enfin au front des séries triasico-jurassiques du Koziakas (Aubouin et Bonneau, 1977 ; Jaeger et Chotin, 1978 a et b ; Jaeger, 1979, 1980 ; Papanikolaou et Sideris, 1979).

A la suite de ces travaux, les différents affleurements de flysch béotien furent replacés dans une même "zone béotienne", caractérisée par son flysch tithonique-éocrétacé (Celet *et al.*, 1976). Ces auteurs admettent que si "dans ces régions (monts Gérénées et Béotie) la partie basale du substratum du flysch est essentiellement néritique... il n'est pas exclu qu'il existe dans des secteurs plus internes, et surtout au Nord du Sperchios, des soubassements de type pélagique" (Celet *et al.*, 1976, p. 586).

Par ailleurs, au Nord du Sperchios, la liaison entre "flysch béotien" et séries du Thimiamia, antérieurement décrites par Aubouin (1959), est établie (Jaeger et Chotin, 1978 a et b ; Jaeger, 1980 ; Courtin, 1977, 1979), et le problème du soubassement de ce flysch béotien tithonique-éocrétacé est envisagé. Sur la base d'arguments d'ordre tectonique ou stratigraphique, les auteurs (Jaeger, 1979, 1980 ; Papanikolaou et Sideris, 1979) considèrent en général, sans toutefois pouvoir l'établir de façon certaine, que les séries triasico-jurassiques du Koziakas représentent le soubassement de ce flysch béotien.

Dans ces conditions, il est clair que la "zone béotienne" n'est probablement qu'une zone isopique liée à la paléogéographie post-jurassique.

B. LES SÉRIES BÉOTIENNES : LES AFFLEUREMENTS D'ÂGE JURASSIQUE TERMINAL-ÉOCRÉTACÉ D'OTHRYS OCCIDENTALE.

Les affleurements décrits dans ce paragraphe sont situés en Othrys occidentale, près d'Archanion (25 km à l'Ouest de Lamia) en bordure du Sperchios, et à l'Ouest de Dereli (Perivoli), plus au Nord. Une partie des séries présentes à proximité d'Archanion appartient peut-être déjà à des périodes récentes (Aptien ou post-Aptien), mais elles seront signalées ici afin de mieux délimiter les niveaux d'âge valanginien à barrémien, en général mal datés.

1. LES AFFLEUREMENTS D'ARCHANION.

Ces affleurements, qui constituent la colline Stathmos, entaillée par la rivière Rouza, à l'Ouest du village d'Archanion, ont été datés du Tithonique par des *Aptychus* et du Crétacé inférieur sans arguments précis, par Koch et Nicolaus (1969). Pour ma part, j'y ai découvert, dans des calcaires marneux, des Calpionelles du Tithonique (?) et surtout du Berriasien, ainsi que des calcaires bréchiques à Orbitolines du Crétacé inférieur-Cénomaniens (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976).

a. COUPE DE LA RIVIÈRE ROUZA : LES NIVEAUX A CALPIONELLES.

Cette petite coupe permet d'analyser les niveaux de base de la série détritique rythmique béotienne (+). Deux ensembles lithologiques peuvent y être distingués, de bas en haut (fig. 132 A) :

- (1) 5 m environ d'une alternance de bancs peu épais (20 à 50 cm), limitée à la base et au sommet par des bancs de calcaires microbréchiques plus épais (80 cm à 1 m), où sont représentés : des calcaires microconglomératiques à galets roulés micritiques et débris de radiolarites, de laves et de serpentine ; des calcaires gréseux verts, riches en quartz ; des calcaires marneux, fins, indurés ou très friables, parfois crayeux, gris-vert ou roses ; des marnes, plus ou moins gréseuses, à débit en écailles. Trois bancs de calcaires marneux ont livré une abondante microfaune de Calpionelles, de bas en haut (dét. Durand-Delga) :
 - niveau basal : *Calpionella alpina* (Lorenz) typiques et fréquentes, *C. gr. elliptica* (Cadish) très courtes, *Crassicolaria gr. parvula*, *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu, *T. gr. carpathica* à petit col, *Stomioshaera moluccana* et *Nannocorus* sp., d'âge anté-berriasien moyen, marquant probablement le Berriasien inférieur ;

(+) Cette coupe figure dans le livret-guide distribué lors de l'excursion en Grèce des Sociétés géologiques de France et de Grèce (sept. 1976), mais n'existe pas dans le "livret-guide" définitif (Dercourt *et al.*, 1977).

- niveau intermédiaire : *Calpionella alpina* (Lorenz) assez fréquentes, *Crassicolaria* cf. *parvula* et *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu à collier moyen, typiques en amphore, indiquant très probablement le Berriasien inférieur ;

- niveau supérieur : *Calpionella alpina* (Lorenz), *C. gr. alpina*, *C. "undelloïdes"*, *Lorenziella hungarica* (rares), *L. pseudo-serrata* déformées, *Stomiosphaera moluccana*, du Berriasien franc ;

- (2) un ensemble supérieur polychrome, de couleur grise, verte ou rose, caractérisée par une alternance de bancs métriques, plus épais que ceux de l'ensemble sous-jacent, mais présentant les mêmes faciès de calcaires microbréchi-ques, de calcaires marneux, de marnes gréseuses et de grès ou graywackes verdâtres. Cet ensemble est moins riche en fossiles, toutefois un banc marneux prélevé à la partie supérieure de la coupe a permis d'observer l'association suivante : *Calpionella alpina* (Lorenz) typiques, *C. gr. elliptica* déformées, *C. "undelloïdes"* et *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu typiques en amphore, indiquant un âge berriasien franc.

Dans cette même vallée, Koch et Nicolaus (1969) ont signalé des traces d'organismes vivants : *Muensteria*, *Lorenzina* et *Protopaleodictyon*, ainsi que des *Aptychus* : *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *L. lamellosus* (Park), *L. kaumbergensis* Trauth et *L. inflexicostata* Trauth, qu'ils attribuent au Tithonique-Berriasien basal (Koch et Nicolaus, 1969) ou au Tithonique seul (carte Sperkias, in Kallergis et al., 1970).

b. COUPES DANS LA COLLINE STATHMOS.

La colline Stathmos, située à l'Ouest d'Archanion, est empruntée, dans ses parties centrale et méridionale, par deux chemins accessibles aux tracteurs, le long desquels il est possible d'observer des affleurements discontinus mais intéressants.

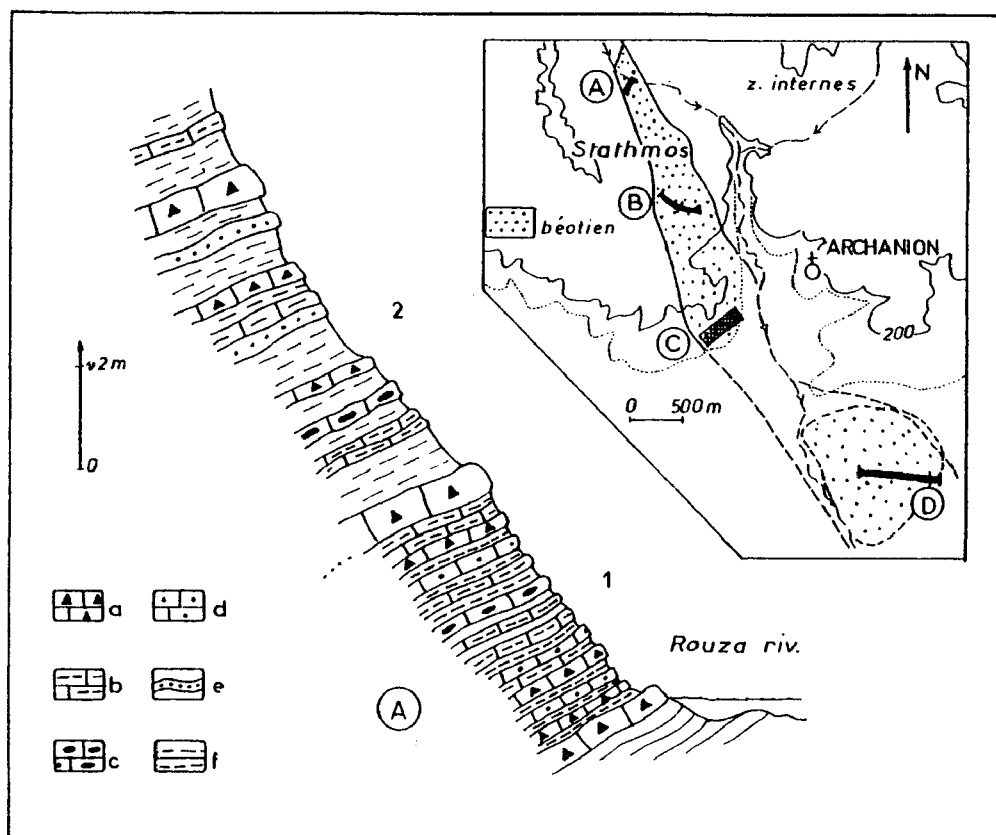


Fig. 132. - Jurassique terminal-Eocrétacé des séries béotiennes. Coupe dans la rivière Rouza (Othrys occidentale). Beo 1, fig. 130.
Coupe. Numéros : voir texte. - a à d. Calcaires. - a. microbréchi-ques. - b. marneux. - c. siliceux. - d. gréseux. - e. grès et greywackes. - f. pélites plus ou moins carbonatées.
Carte. - A à D. Affleurements décrits dans le texte. - A, B et D. coupes. - C. affleurements discontinus.

b1. Les affleurements de la partie méridionale de la colline Stathmos (carte, fig. 132 C).

Ces affleurements discontinus permettent d'observer quelques faciès particuliers : des niveaux grésopélitiques jaunâtres, des calcarénites et des conglomérats à éléments de taille centimétrique. Parmi les éléments des conglomérats, on note des débris de radiolarites, jaunes ou rouges, de roches effusives, de dolérites, de grès altérés et de calcaires (biomicrites ou biosparites). La matrice est formée de grains de calcaires fins, semblables à ceux qui constituent les calcarénites.

Deux types d'affleurements de roches calcaires ont été rencontrés :

- des calcarénites à débris millimétriques radiolaritiques, contenant *Tubiphytes morronensis* Crescenti et *Protopeneroptis* sp. La première forme est connue du Lias au Crétacé, alors que le genre *Protopeneroptis* est caractéristique de la période Dogger-Valanginien inférieur, et plus précisément du Tithonique supérieur-Valanginien inférieur s'il s'agit de *P. trochangulata* (dét. envisagée par Fourcade).

A cette indétermination, s'ajoute une autre imprécision, dans la mesure où il n'est pas certain que ces Foraminifères ne soient pas remaniés. Si l'on tient compte du fait que le genre *Protopeneroptis*, et l'espèce *P. striata* Weynschenk est fréquemment citée dans les niveaux post-ophiolitiques des séries béotiennes (Jaeger, 1979) et même dans les niveaux supra-ophiolitiques des séries internes (coupe de Mikroc kastron ; Mavridis *et al.*, 1979), il est logique d'admettre que les calcarénites ont un âge au moins jurassique terminal, et probablement crétacé inférieur ;

- des calcarénites microbréchiqes, associées à des conglomérats calcaires, plus grossiers, à éléments d'ordre centimétrique. Les calcarénites microbréchiqes ont des faciès comparables à ceux des calcarénites de l'ensemble précédent, avec notamment *Tubiphytes morronensis* Crescenti, auquel s'ajoutent des Dasycladacées et *Pseudocyclamina* gr. *lituus* Yokoyama, peut-être remaniée.

Les brèches, en revanche, contiennent des éléments de radiolarites, de roches éruptives et de calcaires à Pithonelles (?), ainsi que *Cuneolina* sp. et des Orbitolinidés dont *Orbitolina* gr. *conica*, qui indiquerait un âge albien supérieur-cénomaniens moyen (dét. Fourcade).

b2. Les affleurements de la partie centrale de la colline (fig. 133 B).

Le long du chemin médian qui longe un champ d'amandiers, on rencontre, d'Est en Ouest (fig. 133 B) :

- (1) un petit affleurement de calcaires marneux, gris-vert, et de marnes blanchâtres, d'aspect crayeux, qui ont livré quelques Calpionelles mal conservées, des Radiolaires et des *Nannoconus* ;
- (2) quelques dizaines de mètres plus à l'Ouest, des calcaires microbréchiqes et des calcaires gréseux, jaunâtres, en bancs épais d'ordre métrique, séparés par des interlits pélitiques ou marneux moins épais ;
- (3) des niveaux flyschoides décamétriques, constitués de grès calcareux, en bancs massifs à la base (3a) et au sommet (3c), encadrant un ensemble rythmique fait d'alternances décimétriques de grès et de pélites jaunâtres, entaillés par un petit vallon ;
- (4) des conglomérats à ciment calcaire peu induré et galets roulés de calcaires, de radiolarites, de laves et de péridotites plus ou moins serpentinisées, pouvant atteindre 20 à 30 cm de longueur.

Cette coupe permet d'observer trois termes lithologiques principaux superposés : des calcaires marneux à Calpionelles, une passée flyschoides, des conglomérats.

Cette succession est probablement normale, d'âge tithonique-berriasien ou valanginien à sa base (calcaires à Calpionelles) et d'âge albien-cénomaniens au sommet, si l'on assimile les conglomérats de cette coupe à ceux de la partie méridionale de la colline (cf. *supra*). Les niveaux flyschoides jaunâtres correspondraient de ce fait à la partie moyenne du Crétacé inférieur.

Une partie des conglomérats, présents dans cette coupe, contient des niveaux particulièrement grossiers, comparables à ceux des molasses oligo-miocènes de Dereli-Makrirachi, mais aucun équivalent certain de ces niveaux n'a pu être mis en évidence dans le secteur d'Archanion.

C. LES AFFLEUREMENTS DE LA COLLINE MAGOULA (201 m) AU SUD D'ARCHANION.

La colline Magoula dessine une croupe arrondie, isolée au sein de la plaine quaternaire, entre le village d'Archonion au Nord, et le fleuve Sperchios au Sud.

Une coupe, levée sur la bordure orientale de cette colline, révèle une alternance de bancs calcaires, plus ou moins microbréchiques et siliceux, et des niveaux friables calcaro-gréseux, de type graywackes. En lame mince, on peut reconnaître (fig. 133 D) :

- des calcaires gris, graveleux ou bioclastiques, en bancs épais (50 cm à 2 m), à plages silicifiées, correspondant à des intramicroparites ou des biomicroparites à Foraminifères ;
- des calcaires gris ou gris-vert, microbréchiques, riches en éléments radiolaritiques rouges et débris verdâtres de roches éruptives, contenant également des Foraminifères et des éléments calcaires, de type intraclaste et bioclaste ;
- des niveaux verdâtres, calcaro-gréseux ou graywackeux, très friables (aspect de sables), à éléments radiolaritiques et éruptifs, dont des débris serpentiniteux.

Les principaux fossiles observés sont des microfossiles, mais leur valeur stratigraphique reste limitée ; ce sont des Lenticulines, des Ataxophragmidiidés, des Lagénidés, des Ophtalmidiidés, *Pseudocyclamina* sp., *Nautiloculina* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti (abondant), ainsi que des débris d'Algues indéterminables. Courtin (1979) signale également *Protopenneroplis striata* Weynschenk, sur le flanc oriental de cette colline.

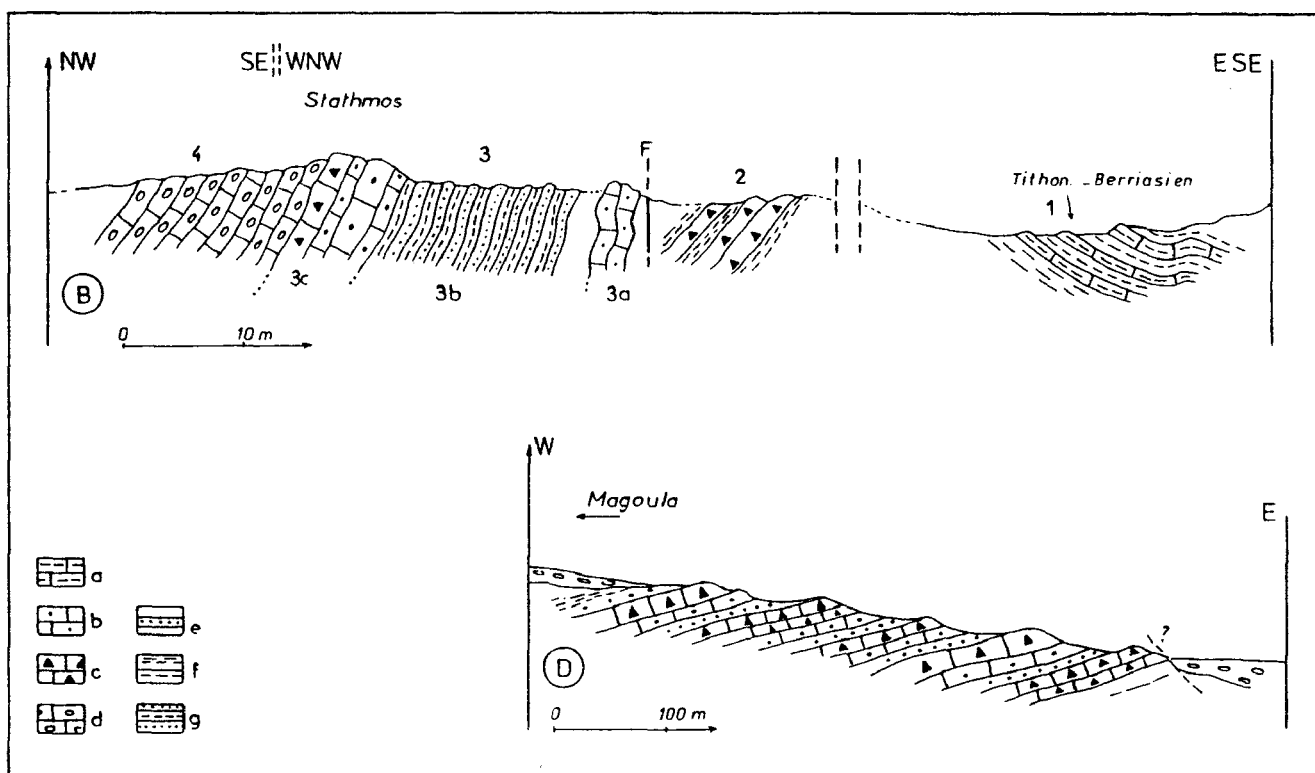


Fig. 133. - Jurassique terminal - Eocrétacé des séries béotiennes. Coupes dans les collines Stathmos et Magoula (Othrys occidentale). Beo 1, fig. 130, B et D fig. 132.

Numéros : voir texte. - a à d. Calcaires. - a. marneux. - b. gréseux. - c. microbréchiques à bréchiques. - d. conglomératiques fins et grossiers (brèches et poudingues). - e. grès et graywackes plus ou moins carbonatés, souvent friables (coupe D). - f. pélites et marnes (Est coupe B). - g. flysch jaunâtre grésopélimitique (coupe B).

Kallergis *et al.* (1970) proposent un âge kimméridgien (?) pour ces niveaux, sans preuves paléontologiques, considérant qu'il s'agit de la base des calcaires marneux du Tithonique. Cet âge est compatible avec les fossiles observés, toutefois les ressemblances qui existent entre ces microfaciès et ceux de la colline Stathmos, conduiraient plutôt à considérer qu'il s'agit de niveaux plus récents que la formation rythmique à Calpionelles (Tithonique-Berriasien en cet encroit) et que par conséquent, certains des microfossiles, *P. striata* par exemple, pourraient être remaniés.

Quoi qu'il en soit, ces ressemblances lithologiques et micropaléontologiques (présence constante de *Tubiphytes morronensis* Crescenti) autorisent à placer les affleurements de Magoula dans les séries béotiennes.

2. LES AFFLEUREMENTS A L'OUEST DE DERELI (PERIVOLI) - OTHRYS OCCIDENTALE.

La découverte, à l'Ouest de Dereli, d'une série de type béotien dans une demi-fenêtre creusée au coeur de la nappe ophiolitique, est récente (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976). A cette occasion, j'avais décrit une formation détritique rythmique à Calpionelles du Berriasien, associée à des calcaires beiges à Orbitolinidés, de signification incertaine. Cette coupe a depuis lors été reprise en détail par Courtin (1979) qui a pu préciser l'âge de certaines formations lithologiques présentes, mais cela concerne surtout les formations post-néocomiennes qui seront décrites dans un chapitre ultérieur.

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

La coupe décrite ici tient compte de mes propres observations (datation des niveaux 2 et 4 *pro-parte*) et de celles de Courtin (datation du niveau 4 *pro-parte*).

Entre le village de Dereli et le mont Psilo Kotroni (850 m), au Nord de la piste Dereli-Asvestis, on rencontre les ensembles lithologiques suivants (fig. 134) :

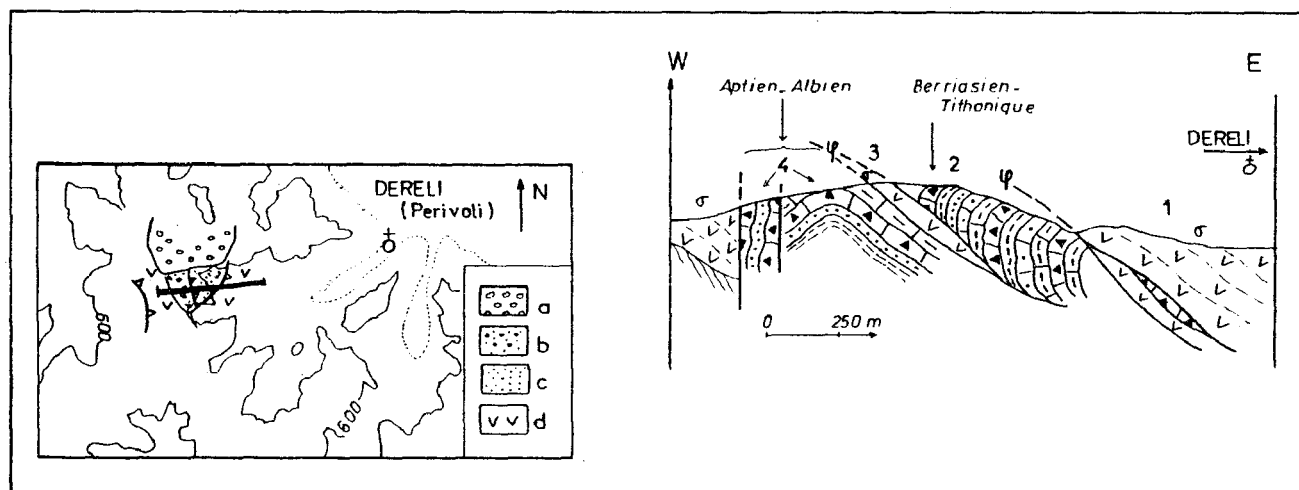


Fig. 134. - Jurassique terminal-Crétacé basal (Néocomien) des séries béotiennes. Coupe à l'Ouest de Dereli (Othrys occidentale) en partie d'après Courtin (1979). Beo 2, fig. 130.

Coupe. - Légende dans le texte.

Carte. - a. molasse oligo-miocène. - b. niveaux d'âge Aptien-Albien. - c. "flysch" tithonique-berriasien à Calpionelles. - d. ophiolites.

- (1) une unité péridotitique et doléritique, dans laquelle s'intercale une petite écaille de calcaires graveleux à Lituolidés qui évoquent le Jurassique ;
- (2) une formation rythmique où alternent des grès, des graywackes plus ou moins calcaires, des calcaires microbréchiques à débris radiolaritiques et érup-

tifs, des calcaires marneux crayeux, des marnes et des pélites. Les calcaires marneux sont des biomicrites à *Nannoconus* sp., *Stomiosphaera moluccana* Warner, *Globochaete alpina* Lombard et Calpionelles dont : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish, *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu, *Remaniella cadishiana* Colom et *R. dadayi* ? (Knauer), du Berriasien moyen-supérieur ;

- (3) une écaille de serpentinite ;
- (4) un ensemble de niveaux gréseux, jaunâtres, et de calcaires bioclastiques ou microbréchiques, d'âge aptien (?) à cénomanien, qui seront décrits ultérieurement.

Cette coupe permet d'observer, dans de bonnes conditions, la formation détritique rythmique à Calpionelles caractéristique des séries béotiennes, mais en raison de l'intense tectonisation qui affecte les séries de ce secteur situé dans le secteur d'affrontement des zones internes et externes, et des difficultés de datation inhérentes à la période comprise entre le Berriasien-Valanginien et l'Aptien, il n'a pas été possible de déterminer avec précision la nature des terrains qui la surmontent (cf. chapitre Crétacé (post-Néocomien) - Eocène inférieur ; 2e partie, chapitre V).

C. LE JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE DES SERIES BEOTIENNES : CONCLUSIONS.

En dépit de leur présence au sein d'un dispositif structural complexe, les séries d'Archonion et de Dereli, d'âge jurassique terminal-éocretacé, ont été attribuées aux séries béotiennes de par leur position structurale, entre les ophiolites et les unités pindiques, d'une part, et leurs caractéristiques faciologiques comparables à celles des séries béotiennes typiques, situées au Sud du Sperchios (Celet *et al.*, 1976), d'autre part.

L'ensemble le plus caractéristique est la formation rythmique dite "flysch béotien" (Celet et Clément, 1971), constituée d'une alternance de grès, de graywackes, de marnes, de calcaires marneux, et de calcaires microbréchiques, où le Berriasien à Calpionelles et, avec moins de certitude, le Tithonique à *Aptychus* et Calpionelles sont représentés.

Une formation dite "série de Magoula", faite de grès, graywackes, calcaires microbréchiques et bréchiques, semblables aux précédents, mais dépourvue de marnes et calcaires marneux à Calpionelles, pourrait représenter la base du "flysch béotien" (Kimméridgien ? de Koch et Nicolaus, 1969), mais des âges plus récents (Crétacé inférieur franc) sont également envisageables pour cet ensemble (microfossiles remaniés ?).

Les terrains compris entre le Berriasien et l'Aptien-Cénomanien semblent être constitués, pour l'essentiel, de niveaux détritiques calcaires, gréseux ou de type graywackes, dont une partie pourrait même correspondre à un véritable flysch grésopélimitique (coupe médiane de la colline Stathmos, fig. 133 B). Cependant, dans le détail, cette période, comprise entre le Berriasien (non compris) et l'Aptien-Albien, est très mal connue. Si les étages valanginien, hauterivien et barrémien sont difficiles à caractériser du point de vue micropaléontologique, on peut également envisager la possibilité de lacunes partielles par absence de sédimentation et/ou érosion, dans la mesure où cela existe dans les zones internes voisines (cf. *supra*, coupe de Theopetra, fig. 131).

Les observations effectuées dans les séries béotiennes situées plus au Nord, au front des unités du Koziakas, par Jaeger et Chotin (1978 a, b) Jaeger (1979, 1980) et Courtin (1979), semblent prouver que ces lacunes sont absentes ou peu importantes ; les événements tectoniques (surrection ?) affectant les zones internes voisines au cours du Crétacé inférieur, pourraient n'être représentés que par l'apparition de calcaires bréchiques d'âge barrémo-aptien, qui s'intercalent dans un ensemble de type flysch, apparemment continu du Tithonique à l'Albien-Cénomalien.

IV. LES SERIES DE TYPE KOZIAKAS : LE PROBLEME DES NIVEAUX D'AGE JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE

Bien que les séries du Koziakas aient été antérieurement attribuées au Crétacé supérieur (Renz, 1955 ; Renz *et al.*, 1954 ; Brunn, 1956) ou au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur

(Aubouin, 1959), ce n'est que très récemment (Jaeger, 1979, 1980) qu'ont été apportées des preuves paléontologiques confirmant l'existence de (rares) niveaux d'âge crétacé dans ces séries constituées pour l'essentiel, de terrains triasico-jurassiques (cf. Trias et Jurassique du Koziakas, 2e partie, chapitres II et III).

Dans la mesure où les séries triasico-jurassiques du Koziakas pourraient représenter l'une des marges pélagoniennes, il est fondamental, pour comprendre l'évolution des séries maliaques, de déterminer si ces séries du Koziakas ont été ou non tectonisées lors de phases tectoniques paléohelléniques. Pour ce faire, je rappellerai rapidement les faits publiés par Jaeger (1979, 1980), puis exposerai les quelques observations que j'ai pu effectuer sur cette même coupe et les conclusions que l'on peut en retenir.

A. LES AFFLEUREMENTS DU MONASTERE AG. VISSARIO.

1. COUPE A L'EST DU MONASTERE AG. VISSARIO D'APRES JAEGER (1979, 1980).

Les affleurements décrits par Jaeger (1979) sont situés, selon cet auteur, "à 500 m de la grille d'entrée du monastère". Il y reconnaît onze niveaux successifs qui sont rappelés sur la coupe (I), fig. 135. Parmi ceux-ci, on peut distinguer :

- des niveaux essentiellement radiolaritiques, plus ou moins riches en pélites et calcaires siliceux (B, D, G, I, K) ;
- des calcaires biomicritiques roses, du Malm ? (A) ;
- des calcaires oolithiques à *Protopenneroplis striata* Weynschenk et Trocholines (C et F ?) du Dogger-Malm ;
- des "microbrèches sparitiques à éléments du cortège ophiolitique ou de roches basiques et de radiolarites" (E, H, J), à *Protopenneroplis striata* Weynschenk. Le niveau (E) contient en outre des Orbitolinidés du Crétacé et des galets de micrites à Calpionelles (*Calpionellites darderi* (Col) ?).

Dans sa publication la plus récente, Jaeger (1980) considère qu'il s'agit effectivement de *Calpionellites darderi* (Col) du Valanginien inférieur, et que ce niveau (E) a donc un âge au moins valanginien. Il admet par ailleurs, avec quelques réserves cependant, que ces niveaux et les séries triasico-jurassiques sous-jacentes, dites "séries du Koziakas", appartiendraient à une même série dont les termes flyschoides du Tithonique-Berriasien auraient disparu, du fait de la formation de diverticulatons au cours des phases tectoniques tangentiellles tertiaires. Cet auteur est alors amené à considérer que le contact entre les niveaux conglomératiques et les radiolarites est de nature tectonique (I, fig. 135).

2. OBSERVATIONS PERSONNELLES.

Ces observations portent sur les affleurements présents le long de la piste qui, du monastère, rejoint la route goudronnée reliant les villages de Pili et d'Agios Vissario. Elles peuvent être schématiquement résumées de la façon suivante :

- entre la grille du monastère et le cinquième lacet situé à 85 m en contre-bas (différence d'altitude) de cette même grille, affleure un ensemble de radiolarites et de calcaires plus ou moins siliceux, souvent massifs, oolithiques et/ou bréchiques. Ces calcaires contiennent quelques éléments remaniés de calcaires triasiques à *Involutina* sp. ou Galéanelles, mais aussi une abondante microfaune de Foraminifères, dont des Trocholines, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Nautiloculina* cf. *oolithica* Mohler, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Pseudocyclammina* sp., *Parurgonina caelinensis* (Cuvillier, Foury et Pignatti Morano) et *Haurania* n. sp. Cette microfaune indique qu'il s'agit de calcaires du Dogger-Malm, du Malm s.s. (*P. caelinensis*), ou peut-être même plus récent, si les différentes formes rencontrées sont remaniées. Toutefois, il ne semble pas que ces sédiments se soient déposés après l'épisode de mise en place des ophiolites, dans la mesure où ils ne contiennent pas, ou très peu, de débris éruptifs. Au niveau du deuxième lacet, en partant de la grille du monastère, existent des brèches à éléments calcaires d'ordre centimétrique, unis par un matériel calcaro-pélitique qui, en lame mince, apparaît riche en Radiolaires bien conservés. L'extraction de ces Radiolaires n'a pas abouti à des résultats intéressants, seule la partie centrale des Radiolaires ayant été silicifiée ;

- dans la partie la plus orientale de la piste, 225 m en contre-bas de la grille du monastère (mesure faite à l'altimètre), on rencontre les affleurements suivants, d'Ouest en Est (II, fig. 135) :

- (1) des radiolarites pélitiques rouges ;
- (2) des calcaires massifs, finement graveleux, à *Protopenneroplis striata* Weynschenk, limités par deux contacts tectonisés ;
- (3) des radiolarites pélitiques rouges ;
- (4) des calcaires sombres, microbréchiques, en bancs peu épais, à éléments de radiolarites et de roches éruptives basiques altérées contenant : *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Nautiloculina* cf. *oolithica* Mohler, *Conicospirillina basilienensis* Mohler et *Parurgonina caelinensis* (Cuvillier, Foury et Pignatelli Morano) ;
- (5) après un petit hiatus d'observation, des calcaires microbréchiques en plaquettes, riches en éléments de radiolarites et de roches éruptives basiques. Outre les fossiles déjà cités (*P. striata*, *N. cf. oolithica* et *C. basilienensis*), on note la présence de Lituolidés et de Trocholines particulières ;
- (6) des radiolarites pélitiques rougeâtres.

Le caractère nettement bréchique de ces calcaires et la présence, en abondance, d'éléments radiolaritiques et éruptifs, autorisent à envisager un âge "post-ophiolitique" pour ces niveaux, jurassique terminal ou crétacé inférieur, si certains microfossiles sont remaniés.

Dans ce cas, les affleurements pourraient correspondre à ceux qui ont été décrits par Jaeger, le long de cette même piste.

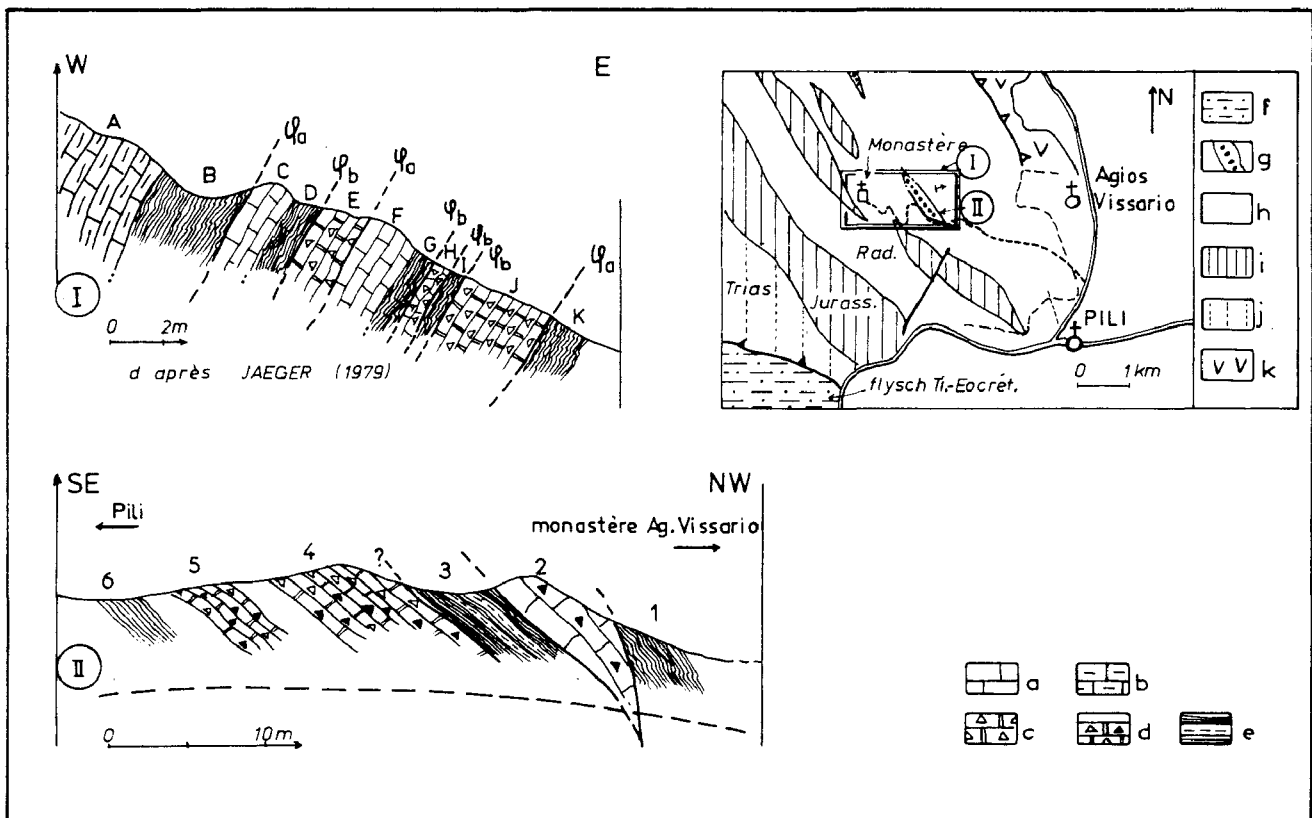


Fig. 135. - Jurassique terminal-Crétacé inférieur des séries du Koziakas. Affleurements du monastère Ag. Vissario (I d'après Jaeger, 1979). JC. Kz. fig. 130.

Coupes. - Numéros : voir texte. - a à d. Calcaires. - a. massifs à grains fin. - b. roses biomicritiques (coupe I). - c et d. microbréchiques à éléments ophiolitiques. - c. du Crétacé inférieur, coupe I, d'après Jaeger 1979. - d. coupe II, âge jurassique terminal ou Crétacé inférieur ?). - e. radiolarites localement pélitiques.

Carte d'après Jaeger (1979). - f. flysch Tithonique-Eocrétacé béotien. - g. Crétacé inférieur de la série du Koziakas. - h. radiolarites. - i. calcaires triasiques. - k. ophiolites.

B. DISCUSSION ET CONCLUSIONS.

1. REALITE DE L'EXISTENCE DU CRETACE INFERIEUR DANS LA COUPE D'AG. VISSARIO.

Bien que je n'ai pu moi-même confirmer les datations faites par Jaeger (1979, 1980) dans la coupe d'Agios Vissario, j'admettrai que des niveaux post-ophiolitiques, d'âge jurassique terminal-crétacé basal, existent dans cette coupe, dans la mesure où certains faciès sont riches en débris de radiolarites et de roches éruptives basiques.

L'âge exact de ces niveaux est plus difficile à définir : s'il existe réellement *Calpionellopsis darderi*, du Valanginien inférieur, dans des galets remaniés, au sein de ces microbrèches, l'abondance de *Protopeneroplis striata* dans ces mêmes calcaires ou des calcaires proches est difficile à expliquer, ces fossiles étant supposés disparaître au Tithonique au profit de *P. trochangulata* (Septfontaine). Toutefois, des remaniements sont toujours envisageables, et par ailleurs, la présence de *P. striata* dans des niveaux supra-ophiolitiques est un fait prouvé dans les séries du massif du Vourinos (par exemple : coupe de Mikrokastron ; Mavridis *et al.*, 1979), même s'il ne s'agit peut-être pas de niveaux plus récents que le Valanginien dans ce dernier cas.

2. SIGNIFICATION DE CES MICROBRECHES A CALPIONELLES REMANIEES.

N'ayant pu localiser avec certitude les affleurements décrits par Jaeger (1979), je ne peux me prononcer quant à la nature des contacts entre les microbrèches à Calpionelles remaniées et les radiolarites, mais la possibilité de contacts tectoniques envisagée par cet auteur (Jaeger, 1980) laisse place à différentes interprétations.

La présence d'une lacune au sommet des calcaires à Calpionelles de Theopetra (fig. 131) et de Langadakia (Pichon, 1979 ; Mavridis *et al.*, 1979) dans les zones internes, offre une explication plausible à l'origine des galets à Calpionelles, l'autre solution possible étant un remaniement des séries sous-jacentes ou plus externes, de type béotien.

De ce fait, le dépôt des microbrèches à Calpionelles remaniées a pu se faire dans des environnements divers :

- sur un soubassement (séries du Koziakas) précédemment tectonisé, même faiblement, appartenant de ce fait aux zones internes ; l'alimentation se faisant à partir des séries de type Theopetra-Langadakia ;

- sur un soubassement non tectonisé, recouvert par une formation détritique de type flysch à Calpionelles. Les séries du Koziakas correspondent alors au substratum du flysch béotien, et les galets à Calpionelles peuvent, dans ce cas, provenir soit des zones internes, soit d'un secteur de ce même bassin à flysch béotien ;

- dans un secteur intermédiaire à substratum non tectonisé (séries du Koziakas), mais dépourvu de flysch béotien, si l'on admet que celui-ci a pu gagner les secteurs les plus profonds par des voies privilégiées (canyons, etc...).

Ces différentes possibilités seront analysées dans les conclusions générales de la première partie de ce mémoire, consacrée à la stratigraphie des terrains non métamorphisés.

SOUS-CHAPITRE IV E : CONCLUSIONS

LA PERIODE OPHIOLITIQUE JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE

L'étude des affleurements du secteur étudié, et plus particulièrement du massif de l'Othrys, a montré qu'entre la période triasico-jurassique, caractérisée par des séries pélagoniennes et maliaques bien différenciées, et celle où se produit la transgression majeure qui va succéder à la période orogénique fini-jurassique, c'est-à-dire l'Aptien-Albien ou le Cénomaniens, existe une période relativement longue, marquée par une sédimentation particulière, très diversifiée et souvent confuse ou fragmentaire.

Ces sédiments diversifiés, plus ou moins liés à la mise en place des ophiolites, qu'il s'agisse de la sédimentation contemporaine de la formation et de l'avancée des nappes ophiolitiques, ou de la sédimentation postérieure à ces événements mais dépendant de la nouvelle paléogéographie ainsi créée, ont été étudiés dans un même chapitre (IV), en même temps que les ophiolites elles-mêmes, afin de mieux cerner les modifications propres à cette "période ophiolitique", capitale dans l'histoire des Hellénides.

Dans les zones internes, qui sont par définition les seules à avoir reçu les nappes ophiolitiques et sédimentaires associées lors des phases paléohelléniques, on peut évidemment distinguer les ophiolites et les séries infra et supra-ophiolitiques, mais pour des raisons diverses (cf. Introduction) telles que la présence de nombreuses unités tectoniques sous les ophiolites, il me paraît plus intéressant de parler de séries pré-ophiolitiques, regroupant des séries se déposant juste avant l'arrivée, en un point précis, des nappes ophiolitiques ou sédimentaires associées -elles sont en fait contemporaines de l'avancée des nappes- et de séries post-ophiolitiques, pouvant correspondre localement à la couverture de ces ophiolites.

Dans les zones externes, en revanche, les séries devraient être plus ou moins continues durant cette période comprise entre le Malm p.p. et l'Aptien-Albien, mais les conditions d'affleurement ou la pauvreté en fossiles stratigraphiques font que cette continuité n'est pas toujours démontrée.

Les principales conclusions ont été développées à la fin de chacun des chapitres considérés pour les formations pré-ophiolitiques, les ophiolites et les premières formations post-ophiolitiques d'âge jurassique terminal-éocrétacé. Je ne rappellerai ici que quelques données essentielles afin de mieux dégager les particularités du secteur étudié au sein des Hellénides.

A. BILAN DES OBSERVATIONS.

1. LES OPHIOLITES.

Elles affleurent surtout sur la bordure occidentale du domaine étudié, notamment en Othrys occidentale, mais des unités péridotitiques plurikilométriques existent également près de Lamia ou près de Vrinena, en Othrys orientale (fig. 118).

Seul l'assemblage ophiolitique d'Othrys occidentale, le plus complet du secteur étudié, a fait l'objet d'études détaillées (Aubouin, 1959 ; Menzies, 1973 ; Hynes, 1974 b ; Smith *et al.*, 1975 ; Ferrière *in* Dercourt *et al.*, 1977 ; Ferrière, 1979 ; Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980).

A la suite de ces différents travaux, il est apparu que l'assemblage ophiolitique d'Othrys occidentale est constitué d'une superposition d'unités (fig. 119), au sein desquelles on peut reconnaître :

- un ensemble supérieur formé, de bas en haut, par des péridotites (harzburgites et lherzolites foliées), des gabbros, des dolérites (rares) ;
- un ensemble basal : les pillow-lavas de l'unité de Fourca, à polarité normale ;
- un ensemble intermédiaire, caractérisé par l'unité harzburgitique de Metalleion, surmonté par l'unité du "complexe filonien" de Domokos.

Il est clair qu'il s'agit là d'un assemblage ophiolitique typique (Penrose conference, 1972) correspondant très probablement à l'écaillage d'une croûte de type océanique. L'étude pétrographique et géochimique des laves de l'unité de Fourca rapportée dans ce mémoire, est en faveur du rattachement -ou du moins il ne s'y oppose pas- de ces laves à l'ensemble ophiolitique, dans la mesure où celles-ci montrent des tendances subalcalines, tholéitiques.

Le cas des roches filoniennes de l'unité de Domokos est plus complexe, ces roches étant très pauvres en titane (affinités calco-alcalines ?).

L'interprétation du dispositif structural ophiolitique observé sera faite ultérieurement (cf. Conclusions Générales du chapitre Tectonique).

2. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES PRE-OPHIOLITIQUES (JURASSIQUE SUPERIEUR).

Il s'agit, pour l'essentiel, des sédiments qui constituent la partie sommitale des séries triasico-jurassiques des unités pélagoniennes et maliaques d'Othrys, et qui sont donc légèrement antérieurs (à) ou contemporains de l'avancée des nappes ophiolitiques et sédimentaires associées.

Séries pélagoniennes et maliaques : dans un premier temps, se produit une homogénéisation des faciès, qui deviennent pélito-radiolaritiques, ce qui correspond à un changement brutal de sédimentation dans les séries pélagoniennes notamment. Puis, en certains secteurs, on note le développement d'un ensemble chaotique à olistolithes, dit "Volcano-Détritique". Dans la mesure où cette dernière formation témoigne de l'avancée des nappes ophiolitiques et sédimentaires associées, on peut admettre que l'ensemble pélito-radiolaritique sous-jacent soit, lui aussi, lié à ce phénomène ophiolitique. La présence d'olistolithes de calcaires à Conodontes, dans les secteurs supposés les plus instables, dès les premiers mètres de cet ensemble pélito-radiolaritique, comme dans la série de Profitis Ilias (fig. 108), peut être considéré comme un argument en faveur de ce lien étroit avec les premières manifestations tectoniques (réajustements isostatiques, instabilité due aux séismes, etc...) de la période de mise en place des nappes ophiolitiques.

Durant cette même période, il semble que la sédimentation de la *série du Koziakas* soit également pélito-radiolaritique, sans que l'on note, toutefois, de véritable "Volcano-Détritique" (?).

Quant aux *séries béotiennes*, aucun sédiment anté-tithonique n'a pu être rapporté avec certitude à ces séries, dans le secteur considéré : les séries du Koziakas pourraient représenter ce soubassement inconnu (Jaeger, 1980).

3. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES POST-OPHIOLITIQUES (JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE).

Les seules formations de cet âge appartenant aux zones internes apparaissent à la limite septentrionale du secteur étudié. Il s'agit de la série de Theopetra, formée de radiolarites, de calcaires ammonitico-rosso et de calcaires siliceux à Calpionelles, du Tithonique-Berriasien et peut-être du Kimméridgien p.p. à la base (Saccocomidés), reposant sur des laves et recouvertes, après un hiatus, par des calcaires bréchiqes ou massifs, à débris de Rudistes du Barrémo-Aptien.

Les séries béotiennes d'Othrys occidentale sont, durant cette période, caractérisées par le développement d'une formation détritique carbonatée dite "flysch béotien", datée à sa base par des Calpionelles du Tithonique p.p.-Berriasien, et qui pourrait atteindre l'Albien sous des faciès détritiques.

Des calcaires microbréchiqes, d'âge crétacé inférieur, existent probablement sur les séries du Koziakas, près d'Agios Vissario (Jaeger, 1979, 1980) ; diverses interprétations sont envisageables, mais, quoi qu'il en soit, il s'agit là d'un argument important en faveur du rattachement des séries triasico-jurassiques du Koziakas aux zones externes.

B. LA PERIODE JURASSIQUE SUPERIEUR-EOCRETACE : IMPORTANCE DES FAITS OBSERVES PAR RAPPORT A LA GEOLOGIE DES HELLENIDES.

1. LES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE.

Il s'agit de l'un des plus grands assemblages ophiolitiques des Hellénides, avec ceux de Guevgueli, du Vourinos, du Pinde septentrional et d'Eubée. S'il semble relativement plus dissocié tectoniquement que certains autres, en revanche il est situé dans un domaine exempt de métamorphisme, et les reprises tectoniques tertiaires y sont modérées. De ce fait, l'étude de la mise en place des nappes ophiolitiques et de leur rapport avec les nappes sédimentaires, au cours des phases paléohelléniques, est possible.

2. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES.

Les points les plus importants qui peuvent être étudiés de façon spécifique dans le secteur considéré, concernent, d'une part, les relations entre ces formations pré-ophiolitiques et des soubassements de natures diverses, néritiques (pélagoniens) ou pélagiques (maliaques), et d'autre part, les rapports entre ces formations et le dispositif structural résultant des phases paléohelléniques.

3. LES FORMATIONS POST-OPHIOLITIQUES.

Les séries béotiennes d'Othrys occidentale ne présentent pas de caractéristiques particulières par rapport aux autres séries béotiennes des Hellénides. En revanche, se pose le problème de leur soubassement, directement lié à celui de la signification des séries du Koziakas. Il est clair, en effet, que, si les séries (Trias-Crétacé inférieur) du Koziakas représentent la marge pélagonienne occidentale non -ou peu- tectonisée lors des phases paléohelléniques (Jaeger, 1980), la position des séries maliaques, qui elles sont intensément tectonisées, ne peut être identique, mais ce n'est là qu'une des hypothèses envisageables.

En ce qui concerne la série de Theopetra, elle est importante en ce sens qu'elle apporte des renseignements directs sur l'évolution des zones internes pendant la période du Jurassique terminal-Eocrétacé, et qu'elle correspond à l'un des rares affleurements non recristallisés de cet âge (le plus méridional) au niveau des zones internes, si l'on excepte la zone du Vardar.

CRETACE INFERIEUR p.p. - EOCENE INFERIEUR

DES PALEOHELLENIDES AUX HELLENIDES

I. GENERALITES

La période ici considérée commence avec les premiers dépôts postérieurs au Néocomien, et se termine avec le flysch maestrichtien-éocène qui envahit toutes les zones helléniques orientales, du Vardar à la zone du Pinde comprise. Les terrains correspondants couvrent de vastes affleurements dans le secteur étudié, et plus particulièrement dans les zones internes où ils constituent la quasi-totalité de la couverture transgressive sur l'édifice structural paléohellénique. Dans ce domaine interne, ils reposent en général sur les ophiolites ou leur soubassement triasico-jurassique ; mais on les connaît également (série de Theopetra) sur des niveaux d'âge jurassique terminal-éocrétacé basal, alors que dans les séries béotiennes, les séries crétaées semblent continues.

Si les séries considérées sont caractérisées par une grande diversité de faciès au Crétacé, notamment à la base de la couverture transgressive, le flysch sommital présente une apparente homogénéité à l'échelle du secteur étudié.

A. HISTORIQUE SUCCINCT.

Si les premières découvertes du Rudistes en Grèce continentale semblent dues à Boue (1840) et Viquesnel (1844), c'est surtout à la suite des travaux de Neumayr (1880) que la quasi-totalité des terrains sédimentaires et même métamorphiques de cette région sera attribuée au Crétacé, et plus particulièrement au Crétacé supérieur. Cet auteur (Neumayr, *op. cit.*) assimile, à une série continue d'âge crétacé, l'ensemble compris entre les calcaires à Rudistes du Gavrovo, à l'Ouest, et ceux d'Othrys, à l'Est ("Untere Kalk" à Rudistes du Gavrovo, "Mittlere Kalk", "Macigno" et "Obere Kalk" à Rudistes d'Othrys). Même si l'interprétation d'ensemble est, à l'évidence, erronée du fait de la méconnaissance des notions de recouvrement tectonique à cette époque, nous verrons qu'une partie de ces terrains, ceux de l'Othrys notamment, sont effectivement du Crétacé supérieur.

Les terrains d'âge crétacé inférieur (élevé) - éocène inférieur constituent une grande partie des affleurements helléniques, et il n'est pas envisageable de résumer les travaux les concernant en s'intéressant à chacune des zones isopiques. Je ne m'intéresserai donc qu'aux travaux relatifs aux zones représentées dans mon secteur d'étude, à savoir les zones internes et la zone béotienne située en bordure occidentale de ces zones internes, renvoyant, pour les zones plus externes, aux analyses bibliographiques figurant dans la thèse récente de Fleury (1980).

Là encore, comme pour les périodes précédentes, une première étape est marquée par l'accumulation de données ponctuelles, résumées pour l'essentiel dans l'ouvrage de Renz (1955) et fondées sur des formes de macrofossiles (Rudistes, etc...) et de microfossiles parfois difficiles à déterminer (Orbitolines...) ou de valeur stratigraphique incertaine. Pendant cette même période, un fait d'importance fut établi : la discordance du Crétacé (supérieur) dans les zones helléniques orientales. Cette discordance, caractéristique des zones internes selon Brunn (1956), apparaît nettement sur les coupes faites dans les massifs de l'Othrys et des Kassidiaris par Philippon (1895) ; mais c'est Renz (1927) qui a, avec le plus de netteté, attiré l'attention sur les rapports particuliers existant en Othrys entre les calcaires à Rudistes et la "Serpentin Hornstein Schiefer Formation" sous-jacente.

Par la suite, ces données ponctuelles et de nombreuses autres, plus précises du fait des progrès de la micropaléontologie, seront intégrées dans des publications plus synthétiques, dont l'une, qui marque le début de cette nouvelle étape, sera même consacrée exclusivement à l'étude du Crétacé supérieur en Grèce (Aubouin *et al.*, 1960).

La publication de nombreuses cartes à 1/50 000, dont celles qui concernent le massif de l'Othrys (Marinos *et al.*, 1957 à 1967), constitue également une source d'informations vis à vis des terrains d'âge crétacé (supérieur) - éocène (inférieur) ; malheureusement, les légendes sont souvent imprécises, et peuvent être communes à plusieurs cartes alors que d'importantes variations latérales de faciès existent. Cependant, la localisation des formations d'âge crétacé supérieur est en général plus exacte, sur ces cartes, que celle des terrains plus anciens, dans la mesure où ces formations récentes sont souvent riches en macrofossiles et en microfossiles.

1. HISTORIQUE RELATIF AUX FACIES DES ZONES INTERNES.

Etant donné la diversité déjà signalée des faciès d'âge crétacé inférieur (élevé) - éocène inférieur, je citerai essentiellement les travaux les plus synthétiques concernant les différents groupes d'affleurements distingués, et ne m'intéresserai qu'à certains aspects de ceux-ci, et notamment à l'âge de la (ou des) transgression(s).

Le domaine vardarien : des différences importantes existent, selon Mercier (1968), entre les trois "zones" définies dans ce domaine. Les niveaux post-éocrétacés sont absents de la zone de Peonias, mais présents dans celle de Paikon, où ils présentent des faciès de faible profondeur, compris entre l'Albien, période de transgression, et le Maestrichtien, représenté par des calcaires.

Les faciès présents dans la zone d'Almopias indiqueraient l'existence d'un sillon déprimé par rapport aux domaines pélagonien et du Paikon ; la base de la série transgressive y est souvent mal datée : les terrains les plus anciens, datés par des Orbitolines, seraient d'âge aptien-cénomaniens (?).

Le domaine pélagono-maliaque : peu après la publication de Renz (1955) regroupant de nombreuses données stratigraphiques souvent fragmentaires et/ou ponctuelles, apparaissent les premières synthèses concernant les terrains Crétacé supérieur de Grèce (Aubouin *et al.*, 1960 ; Aubouin *et al.*, 1963). Selon ces derniers auteurs, dans la zone pélagonienne, la "transgression crétacée s'est produite en deux temps : restreinte au Cénomaniens, elle s'est généralisée au Santonien et au Campanien", et bien que d'âge variable, elle serait en général plus tardive dans la zone subpélagonienne (partie occidentale des zones internes) que dans la zone pélagonienne, à savoir Santonien supérieur ou Campanien inférieur (Kassidiaris, Othrys), bien que parfois cénomaniens (en Péloponnèse : Akros).

L'apport principal des travaux effectués depuis cette époque a été de montrer que la transgression du Cénomaniens, voire même de la fin du Crétacé inférieur, était effectivement fondamentale, et que subsistaient, localement, des niveaux du Jurassique terminal-Eocrétacé (*cf.* chapitre précédent).

Par commodité d'exposé, je traiterai successivement des terrains situés au Nord puis au Sud du Sperchios.

a. LES AFFLEUREMENTS D'AGE CRÉTACÉ INFÉRIEUR (ÉLEVÉ) - ÉOCÈNE INFÉRIEUR SITUÉS AU NORD DU SPERCHIOS.

Deux groupes principaux d'affleurements peuvent être distingués :

- un ensemble septentrional regroupant les affleurements du massif du Vermion, conservés sous la nappe vardarienne dite du "Vermion" (Brunn, 1959a; Mercier, 1968 ; Pichon, 1976, 1979), et ceux qui forment la couverture des ophiolites du Vourinos et du Zygosti dans le secteur de Kozani (Brunn, 1956 ; Brunn *et al.*, 1972 ; Pichon, 1976, 1979).

Si dans le secteur le plus septentrional la transgression semble tardive, du Maestrichtien dans le Kaimaktchalan selon Mercier (1968), elle est beaucoup plus précoce dans les autres secteurs. Différentes transgressions y ont été signalées, notamment par Pichon (1976, 1979). Ce dernier considère que la transgression qui suit la dernière phase tectonique paléohellénique est d'âge albo-cénomaniens, mais il note la présence d'un épisode plus récent, marqué par d'importants conglomérats. Mavridis *et al.* (1979) attribue un âge aptien (?) - albien à cette même transgression dans la coupe de Langadhakia, à l'Ouest du Vourinos ;

- un ensemble méridional, correspondant aux affleurements étudiés dans ce mémoire, comprenant des terrains sédimentaires non métamorphisés (massifs de l'Othrys et des Kassidiaris) et des terrains nettement schistosés et recristallisés (Chalkodonio et massifs satellites). Outre les travaux anciens (Neumayr, 1880 ; Philippson, 1895 ; Renz, 1927, 1955) établissant la réalité de l'existence du Crétacé supérieur dans ces secteurs, les principaux travaux que l'on peut retenir sont les suivants :

- + massifs du Xerovouni (Domokos), des Kassidiaris (Farsala) et de Mikrovounon : Aubouin (1959), Courtin (1979), Richard (1980) ; cartes à 1/50 000 de Domokos (Marinos *et al.*, 1957), de Farsala (Bornovas et Philippakis, 1969) et de Sofadhes (Bornovas et Philippakis, 1969) ;
- + massifs de l'Othrys : Marinos (1960), Ferrière (1970, 1974 b) ; cartes à 1/50 000 levées par Marinos *et al.* (Almyros, 1962 ; Myli, 1957 ; Anavra, 1957 ; Styliis, 1963 ; Domokos, 1957 ; Lamia, 1967) ;
- + massif du Chalkodonio et massifs satellites : Aubouin (1959), Ferrière (1973 b, 1977).

A la suite de ces travaux, il apparaît que le Crétacé inférieur est peu représenté et que la transgression est essentiellement cénomaniennne.

Au Nord du Sperchios, existent également quelques affleurements en dehors des deux groupes principaux signalés ci-dessus ; ce sont les affleurements de Theopetra (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Albandakis et Kallergis, 1971 ; Ardaens, 1978), et ceux situés à l'Est de Trikkala (carte au 1/50 000 de Trikkala ; Savoyat et Lalechos, 1969), ou encore des affleurements appartenant au domaine métamorphique, comme ceux de Sikourion (Godfriaux et Pichon, 1980) ou du Pelion (Ferrière, 1976 a, 1979). On peut noter enfin des affleurements constituant des klipptes d'origine orientale recouvrant ces terrains métamorphiques (exemple : les klipptes de Lechonia dans le Pelion ; Ferrière, 1973). La plupart de ces affleurements seront décrits dans ce chapitre.

b. LES AFFLEUREMENTS D'AGE CRÉTACÉ INFÉRIEUR (ELEVÉ) - EOCÈNE INFÉRIEUR SITUÉS AU SUD DU SPERCHIOS (ZONES INTERNES).

Il s'agit d'affleurements discontinus mais répartis de façon relativement homogène à l'échelle du secteur considéré.

En dehors des cartes à 1/50 000, parmi les travaux récents d'ordre général consacrés totalement ou partiellement à ces niveaux, je retiendrai plus particulièrement les publications suivantes :

- pour l'Attique-Béotie : Clément (1976, 1979) ainsi que Marinos *et al.* (1971) pour le problème particulier des schistes d'Athènes ;
- pour le Kallidromon et la Locride en général : Celet (1962), Bignot et Guernet (1968) ;
- pour les klipptes du Jerolekas et de l'Iti : Celet (1962), Wigniolle (1977) ;
- pour l'Eubée centrale : Guernet (1971), Bignot *et al.* (1971).

Des niveaux d'âge crétacé supérieur ont également été signalés dans les marbres d'Almyropotamos, en Eubée méridionale (Katsikatsos, 1971 ; Dubois et Bignot, 1979), mais ceux-ci appartiennent probablement à des zones plus externes ;

- pour l'Argolide (en admettant que ces séries appartiennent effectivement aux zones internes) : Dercourt (1964), Decrouez (1976) et Vrielynck (1978).

Les phénomènes mis en évidence par ces différentes études sont de même nature que ceux signalés pour les massifs d'Othrys et des Kassidiaris, à savoir une transgression cénomaniennne importante, une absence quasi-générale du Crétacé inférieur élevé (mis à part quelques cas particuliers comme les klipptes d'Iti ; Wigniolle, 1977), une série crétacée, essentiellement calcaire, riche en brèches, se terminant par un flysch débutant au Maestrichtien ou au Paléocène.

2. HISTORIQUE RELATIF AUX AFFLEUREMENTS DES ZONES EXTERNES REPRÉSENTÉES DANS LE SECTEUR ÉTUDIÉ

Les terrains Crétacé inférieur (élevé) - Eocène inférieur situés, dans le secteur étudié, à l'avant du front des zones internes, appartiennent à la zone béotienne, dont la définition est relativement récente (Celet et Clément, 1971 ; Celet *et al.*, 1976) ; mais la mise en évidence du Crétacé supérieur dans les ensembles actuellement rattachés aux séries béotiennes est souvent plus ancienne. Ainsi, Aubouin (1959) décrit, au Nord du Sperchios, de nombreuses écailles de cet âge au front des zones internes.

Les faits les plus marquants qui jalonnent l'évolution des connaissances relatives à ces niveaux supérieurs des séries béotiennes sont les suivants :

- au Sud du Sperchios : la mise en évidence de formations détritiques flyschoides du Crétacé basal au Sénonien dans les Gérénées (Clément, 1972), puis d'une série détritique terrigène d'âge tithonique-berriasien à éocène inférieur, simplement interrompue par un épisode carbonaté du Sénonien p.p.-Maestrichtien en Iti (Wigniolle, 1977) ;

- au Nord du Sperchios : après la reconnaissance ponctuelle de niveaux d'âge cénomanien au sein des séries béotiennes (série d'Archanion : Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976), l'étape la plus importante fut franchie par Jaeger et Chotin (1978 b), Jaeger (1979, 1980) et Courtin (1977, 1979), qui rattachèrent à la zone béotienne -tout en les décrivant en détail- les formations Crétacé supérieur de type Thimiama, antérieurement décrites par Aubouin (1959).

A ce propos, il est intéressant de noter que cet auteur (Aubouin, *op. cit.*) avait alors formulé une hypothèse très voisine : les séries du Thimiama et du Koziakas auraient appartenu à une même série -dite ultra-pindique- ultérieurement dissociée, sous l'effet des contraintes tectoniques, en deux unités, au niveau d'un ensemble probablement de type flysch (qui restait à découvrir).

3. LES FLYSCHS SOMMITAUX DES ZONES INTERNES ET BEOTIENNE.

S'agissant de ce flysch terminal d'âge maestrichtien (paléocène) - éocène inférieur, il n'existe pas, à ma connaissance, d'étude synthétique, au moins pour les affleurements des zones internes et béotienne.

Dès 1895, Philippon avait noté la présence de calcaires bréchiques à *Orbitoides* juste sous le flysch de la bordure occidentale des Kassidiaris. Des précisions ont ensuite été apportées grâce à l'étude des microfaunes pélagiques présentes à la base du flysch, au passage avec les calcaires sous-jacents, mais elles ne modifient que très peu ces données initiales : l'âge de l'installation du flysch dans les zones concernées est alors fixé au Maestrichtien ou au Paléocène (outre les auteurs déjà cités, pour l'ensemble des affleurements considérés, voir Fleury, 1980, p. 356 à 359).

Des résultats intéressants ont également été obtenus sur la partie supérieure du flysch, permettant ainsi de fixer un âge minimal aux phases tectoniques tertiaires, postérieures à ce flysch. Ainsi, pour les zones internes, l'âge le plus récent signalé dans le flysch est l'Eocène inférieur ; Cuisien pour la série d'Avlon (Clément, 1976) et Yprésien pour le flysch d'Eubée (Guernet, 1971).

Pour les séries béotiennes : Wigniolle (1977) date l'Yprésien-Ilerdien en Iti, et Courtin (1979) signale, dans un flysch (béotien ou pindique ?) situé sous une unité de calcaires crétacés appartenant à la série béotienne, des Nummulites d'âge post-yprésien.

Malgré les nombreux travaux signalés ci-dessus, la diversité des faciès présents dans la couverture du dispositif paléohellénique a empêché, jusqu'à ce jour, d'établir une zonation précise, au moins dans le domaine pélagono-maliaque des zones internes.

B. REMARQUES SUR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU CERTACE INFÉRIEUR (ELEVÉ) - EOCÈNE INFÉRIEUR.

1. PRINCIPALES SUBDIVISIONS UTILISÉES.

Elles sont reportées sur le tableau II 17. J'utiliserai naturellement pour le Crétacé, les subdivisions actuellement retenues, à savoir le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, la limite étant placée entre l'Albien et le CénoManien. Toutefois, j'emploierai parfois des termes rappelant les anciennes subdivisions du Crétacé, tels que : Eocrétacé, pour la période Berriasien-Aptien, Mésocrétacé, pour l'Albien-Turonien, et plus rarement Néocrétacé, pour la partie supérieure post-turonienne du Crétacé.

Par ailleurs, malgré des divergences entre les auteurs, je retiendrai une définition restreinte du Sénonien, excluant le Maestrichtien, suivant en cela la terminologie utilisée par Fleury (1980), qui a déterminé les microfaunes pélagiques du Crétacé supérieur-Eocène inférieur provenant de mon secteur d'étude.

MIOCENE				
OLIGOCENE		23	CHATTIEN	STAMPIEN
		27	RUPEL. L'ATTORF.	
EOCENE	supérieur	34	BARTONIEN	PRIABON.
	moyen		LUTETIEN	BARTON. LUTET.
	inférieur	45	YPRESIEN	YPRESIEN
	53	Cuisien Herdien		
PALEOCENE	supérieur	59	THANETIEN	51
	inférieur	59	DANO-MONTIEN	
CRETACE		65		
	supérieur		72	MAESTRICH*
				CAMPANIEN
			88	SANTONIEN CONIACIEN TURONIEN
		95	CENOMANIEN	
	inférieur			ALBIEN
				APTIEN
		114	BARREMIEN	

Tabl. II. 17. - Echelle stratigraphique du Crétacé-Paléogène utilisée dans ce mémoire.

2. DONNEES PALEONTOLOGIQUES UTILISEES POUR LA DETERMINATION DES SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES.

L'analyse stratigraphique rapportée ci-dessous est fondée sur l'étude des microfossiles, et notamment des Foraminifères benthiques ou pélagiques, habituellement rencontrés dans les chaînes téthysiennes.

Les répartitions stratigraphiques retenues sont celles qui sont utilisées par les différents micropaléontologistes ayant participé à l'étude des microfossiles considérés, et plus particulièrement Fourcade, pour les niveaux Crétacé inférieur, et Fleury pour la période Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

L'essentiel des répartitions attribuées aux différentes formes de microfossiles citées figure dans le mémoire publié récemment par Fleury (1980) et est rappelé ci-dessous pour les *Globobulimina* (tabl. II 18).

3. REMARQUE.

Des macrofossiles ont fréquemment été cités dans les terrains crétacés et notamment les Nérinées, les Actaeonelles et les Rudistes. Ces formes sont incontestablement susceptibles d'apporter des précisions stratigraphiques intéressantes, mais des disparités apparaissent parfois entre les informations fournies par des macrofossiles d'une part et par les microfossiles d'autre part. Ces disparités seront analysées cas par cas, mais on peut déjà remarquer que l'importance des remaniements est souvent difficile à déterminer dans le cas des macrofossiles tels que les Rudistes.

GLOBOTRUNCANA (d'après sections)	TURONIEN		CONIACIEN SANTO.		CAMPANIEN			MAESTR.			
	Zones	3	4	5	6	6l	7	8	9	10	11
<i>hagni primitiva</i>		—	—	—	—						
<i>helvetica</i>		—	—	—	—						
<i>gr. sigali</i>		—	—	—	—		—				
<i>schneegansi</i>		—	—	—	—		—				
<i>coronata</i>		—	—	—	—		—				
"renzi"		—	—	—	—		—				
<i>concovata s.l.</i>		—	—	—	—		—				
<i>asymetrica</i>		—	—	—	—		—				
<i>fornicata s.s</i>		—	—	—	—		—				
<i>bulloides</i>		—	—	—	—		—				
<i>arca</i>		—	—	—	—		—				
<i>arca convexa</i>		—	—	—	—		—				
<i>elevata s.s</i>		—	—	—	—		—				
<i>elevata s.l.</i>		—	—	—	—		—				
<i>gr. stuarti</i>		—	—	—	—		—				
<i>ventricosa</i>		—	—	—	—		—				
<i>gr. aegyptica - rosetta</i>		—	—	—	—		—				
<i>lamellosa</i>		—	—	—	—		—				
<i>calcarata</i>		—	—	—	—		—				
<i>falsostuarti</i>		—	—	—	—		—				
<i>cf. contusa</i>		—	—	—	—		—				
<i>stuarti conica</i>		—	—	—	—		—				
<i>contusa</i>		—	—	—	—		—				
<i>gansseri</i>		—	—	—	—		—				
<i>mayaorensis</i>		—	—	—	—		—				

Tabl. II. 18. - Répartition stratigraphique des Globotruncana, d'après Fleury, 1980.

La plupart des espèces signalées ont été rencontrées dans le secteur étudié.

C. PLAN ADOPTÉ.

Parmi les séries décrites dans ce paragraphe, certaines ont été affectées par des recristallisations importantes (Chalkodonio oriental par exemple), mais le nombre et la qualité des fossiles observés ont été jugés suffisants pour permettre la reconstitution d'une série Crétacé inférieur-Eocène inférieur cohérente.

Plusieurs ensembles d'affleurements, d'importance très inégale, peuvent être distingués a priori : ceux des zones externes (série béotienne) peu représentés, ceux des klippes de l'unité de Lechonia, présents dans le massif du Pelion, qui proviennent de la bordure pélagonienne orientale ou peut-être même du domaine vardarien, et enfin l'ensemble qui constitue l'essentiel des terrains d'âge crétacé-éocène du secteur considéré, compris entre les deux ensembles précédents.

Ce dernier groupe d'affleurements appartient aux zones internes, et en l'absence de zonation clairement définie, ils seront décrits en fonction de critères géographiques. C'est ainsi que je distinguerai les affleurements du massif de l'Othrys de ceux qui constituent (pour partie) les différents massifs situés plus au Nord, dont ceux du Chalkodonio et de la bordure orientale de la plaine de Trikkala.

En résumé, quatre grands groupes d'affleurements seront analysés successivement :

- les affleurements du massif de l'Othrys appartenant au domaine pélagono-maliaque (zones internes), qui seront décrits en détail et permettront d'établir un certain nombre de séries de référence ;
- les affleurements des massifs situés au Nord de l'Othrys, dont le massif du Chalkodonio, plus difficiles à étudier car discontinus et souvent schistosés et recristallisés ; ils appartiennent également au domaine pélagono-maliaque des zones internes ;
- les klippes de l'unité de Lechonia représentant des témoins des secteurs les plus orientaux des zones internes, à savoir le domaine pélagonien oriental ou même le domaine vardarien ; la tectonisation importante de ces séries, liée à la mise en place de l'unité de Lechonia, rend la reconstitution de ces séries particulièrement délicate ;

- les affleurements des zones externes, formant la frange occidentale du secteur étudié et qui peuvent être regroupés dans la zone béotienne.

II. LES TERRAINS CRETACE INFÉRIEUR (P.P.) - EOCENE INFÉRIEUR DU MASSIF DE L'OTHRYS (ZONES INTERNES)

A. GENERALITES.

Les affleurements post-néocomiens étudiés dans ce paragraphe appartiennent au massif de l'Othrys s.s., c'est-à-dire qu'en sont exclus les affleurements situés au Nord de la dépression formée par les plaines récentes, d'Almyros à l'Est et de Xinias à l'Ouest, et le grand synclinal de flysch de Mantassia.

Ainsi limité, le massif de l'Othrys est caractérisé par l'existence de trois structures synclinoriales complexes occupées par les terrains d'âge crétacé inférieur (p.p.) - éocène inférieur. La continuité de ces affleurements est toutefois très souvent altérée par la présence de failles verticales. D'Est en Ouest, les trois structures synclinoriales correspondent successivement (fig. 136) :

- au secteur Nies-Amaliapolis, en bordure du golfe pagasitique ;
- au synclinal de Koulia, dont les terrains forment une partie des hauts sommets de l'Othrys comme le mont Jerakovouni (1 642 m) ;
- au synclinorium complexe de Divri, au sein duquel je regrouperai les affleurements Crétacé inférieur (p.p.) - Eocène inférieur des secteurs de Stylis, Loggitsion, Anavra et Divri.

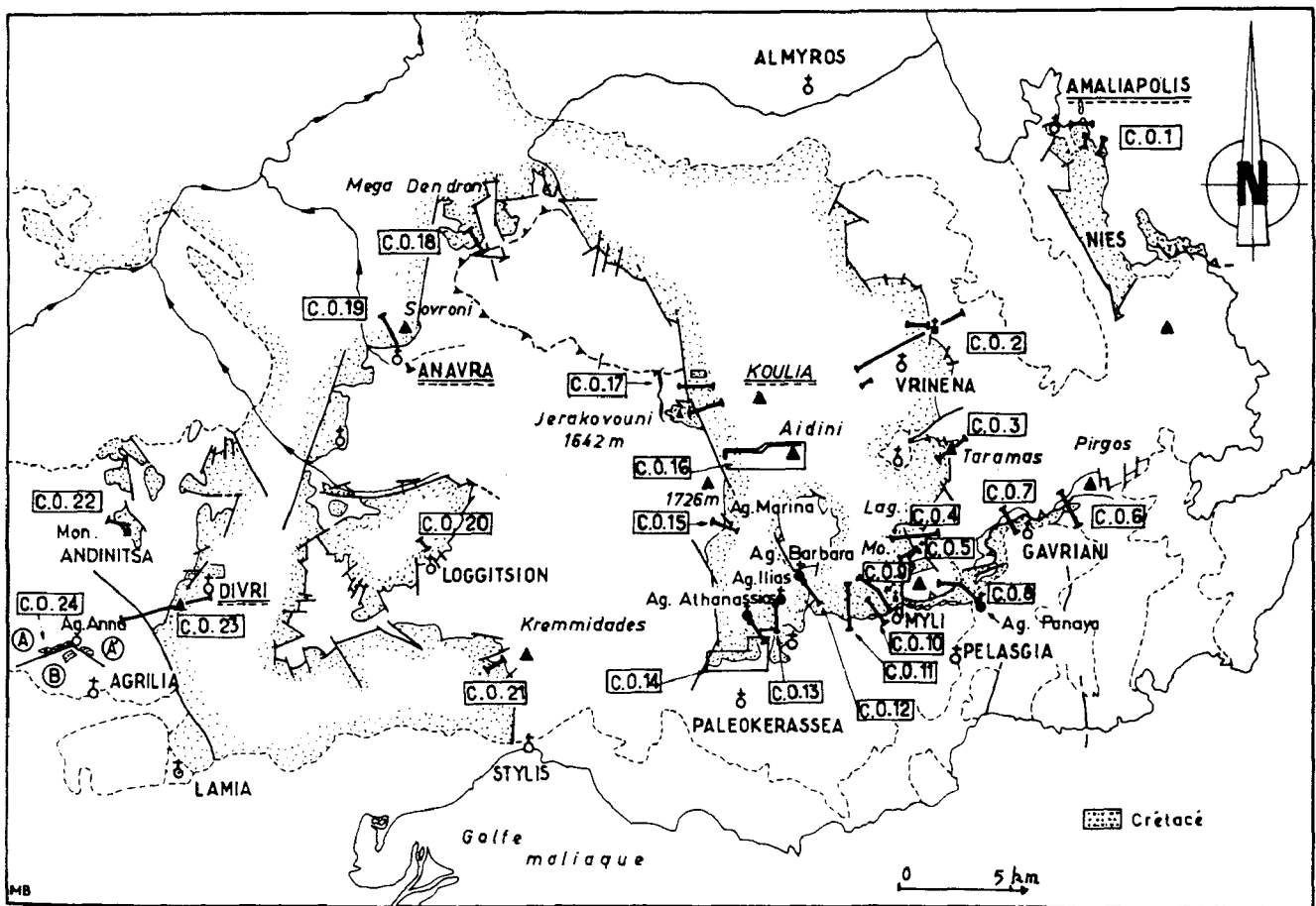


Fig. 136. - Le Crétacé du massif de l'Othrys. Situation des principales coupes détaillées dans le texte.

CO: Crétacé (C) d'Othrys (O)

Répartition des coupes : synclinal de Nies-Amaliapolis. CO 1. - synclinal de Koulia. CO 2 à CO 17. - synclinal de Divri-Anavra. CO 18 à CO 24.

Les structures "synclinoriales" complexes ont des directions plus ou moins Nord-Sud ou NNW-SSE, c'est-à-dire proches des directions dinariques, mais ceci est surtout dû à l'existence de failles verticales alors que les structures plissées sont en fait essentiellement transverses (proches de la direction Est-Ouest).

Les premières découvertes concernant les terrains d'âge crétacé inférieur (p.p.) - éocène inférieur en Othrys sont dues à Neumayr (1880) et Philippson (1890, 1895). Sur la carte à 1/300 000 du Sud-Est de la Thessalie de Philippson (1895), la majorité des affleurements de l'Othrys est attribuée au Crétacé. Si l'on ne tient compte que des "oberer Kreidekalk" qui recouvrent la "Serpentin Hornstein Schiefer Formation" -en discordance, comme cela est visible sur les coupes jointes à la carte - la répartition des calcaires crétacés reste assez valable, notamment le long du parcours réellement emprunté par Philippson.

L'attribution erronée des calcaires bréchiqes jurassiques des unités maliaques intermédiaires -à débris de radiolarites et de roches éruptives il est vrai- aux "Oberer Kreidekalk" dans la région de Loggiston-Neraïda-Paleokerassea, donne malheureusement l'impression qu'il existe en Othrys, deux bandes principales d'affleurements d'âge crétacé (supérieur) de direction Est-Ouest.

Par la suite, Renz (1927, 1955) et Marinos (1960) apporteront des précisions stratigraphiques à l'occasion de découvertes ponctuelles. Sur les cartes à 1/50 000 de l'Othrys (Marinos *et al.*, 1957 à 1967), les conglomérats, les calcaires et le flysch sont généralement distingués, et un certain nombre de fossiles, d'âge crétacé supérieur, sont répertoriés dans les légendes de ces cartes sans que leur localisation soit précisée : ce sont des Coraux, des Rudistes (*Hippurites*, *Radiolites*), des Nérinées, et des Foraminifères (*Orbitoides*, *Simplorbites*, *Siderolites*, *Miliolidae* et *Rotalidae*). Marinos (1960) note la présence du Cénomani en Othrys occidentale, qu'il oppose aux transgressions d'âge campanien-maestrichtien d'Othrys centrale et orientale, mais nous verrons qu'il s'agit là d'une conclusion erronée.

Après que Hynes *et al.* (1972) aient signalé la présence d'un certain nombre de fossiles (notamment des Foraminifères) d'âge cénomanien-coniacien à paléocène, j'ai, pour ma part, distingué plusieurs types de séries crétacées en fonction de la nature lithologique des niveaux de base transgressifs, à savoir : des niveaux de type flysch à l'Est, des conglomérats à éléments de radiolarites en Othrys centrale, et quelques mètres de calcaires gréseux à l'Ouest. J'ai par ailleurs montré que les calcaires sus-jacents différaient également dans ces trois types de séries (Ferrière, 1974 b, 1976 d). Quant à l'âge de la transgression, j'ai pu déterminer qu'il était très fréquemment cénomanien, et peut-être même localement de l'Aptien-Albien (Ferrière *in* Aubouin *et al.*, 1970 ; Clément et Ferrière, 1973 ; Ferrière, 1974 b).

J'étudierai successivement les affleurements des trois structures "synclinoriales" d'Othrys en allant d'Est en Ouest, c'est-à-dire depuis la bordure du golfe pagasitique, où les affleurements sont pauvres en fossiles du fait des recristallisations liées aux phases de métamorphisme qui affectent ce secteur, jusqu'aux environs de Lamia (fig. 136).

B. LE "SYNCLINAL" NIES-AMALIAPOLIS : TERRAINS CRETACES METAMORPHISES.

Les affleurements étudiés dans ce paragraphe ont été classés dans les schistes cristallins (Philippson, 1895), représentés comme "roches semi-métamorphiques" sur la carte de la Grèce à 1/500 000 (Renz *et al.*, 1954), puis attribués à une formation particulière dite "Amaliapolis complex" (Smith *et al.*, 1975) au sein laquelle pourraient exister des niveaux d'âge crétacé.

Sur la carte à 1/50 000 d'Almyros (Marinos *et al.*, 1962), ces affleurements sont dits métamorphiques ou semi-métamorphiques, mais attribués en totalité au Crétacé supérieur, par comparaison de faciès semble-t-il, aucun fossile n'étant cité dans la légende accompagnant le figuré caractéristique de ce secteur.

J'ai montré la réalité de cet âge crétacé supérieur en découvrant des *Globotruncana* dans les calcaires, et des *Orbitoides* associés à *Siderolites* dans les niveaux de passage au flysch (Ferrière, 1973 b, 1974 b).

J'étudierai d'abord les environs du village d'Amaliapolis, où la base de la série peut être observée, puis le secteur de Nies, où affleurent les calcaires supérieurs et le flysch terminal. Les affleurements nettement métamorphiques et très tectonisés de la presqu'île qui limite, à l'Est, la baie de Nies, seront décrits dans la troisième partie de ce mémoire (*cf.* fig. 242).

1. LE SECTEUR D'AMALIAPOLIS : LES MEGABRECHES A ELEMENTS CARBONATES.

a. COUPE A L'EST D'AMALIAPOLIS EN BORDURE DE MER : LA BASE DE LA SERIE SUPRA-OPHIOLITIQUE.

Cette coupe permet d'observer les niveaux de base de la série transgressive. D'Est en Ouest, on rencontre successivement (fig. 137 A) :

- (1) des marbres gris, massifs, triasico-jurassiques (?), à passées blanchâtres dolomitiques, qui forment le cap qui s'approche de l'île Kikinthos ;
- (2) des "roches vertes" très écrasées, parfois serpentineuses ;
- (3) des calcschistes jaunâtres à brunâtres, parfois d'aspect microconglomératique, dont le contact avec la formation sous-jacente (2) n'a pu être analysé correctement. Ces calcschistes sont constitués de calcite, quartz, épidote et phyllites brunâtres dont des chlorites ;
- (4) un ensemble de calcaires bréchiques, intensément recristallisés, contenant essentiellement des blocs de marbres plus ou moins dolomitiques qui n'ont pu être datés sur cette coupe.

b. COUPES AU SUD-EST D'AMALIAPOLIS : DATATION DES CALCAIRES BRECHIQUES.

En partant d'Amaliapolis, en direction du Sud-Est, le chemin qui longe quelques maisons recoupe la presqu'île qui délimite la baie d'Amaliapolis et rejoint la côte sur le bord oriental de cette presqu'île. A cet endroit, on peut observer des barres formées de bancs massifs carbonatés bréchiques, recouvrant un ensemble de schistes jaunâtres. Les deux coupes décrites ci-dessous donnent le détail de ces formations.

b1. Coupe Nord-Sud dans les collines à l'Est du lieu-dit Litsa.

Du Nord au Sud, on relève (fig. 137 B) :

- (1) une formation carbonatée, constituée de calcaires recristallisés (marbres) noirs, en bancs massifs (1a), de marbres gris-noir bréchiques, à blocs dolomitiques clairs (1b), et de marbres noirs microbréchiques (1c), à taches jaunâtres (éléments dolomitiques ankéritiques). Un bloc décimétrique de marbres dolomitiques apparaît au milieu de cette formation, où il représente très probablement un olistolithe provenant des carbonates triasico-jurassiques de type pélagonien connus dans ce secteur ;
- (2) des passées de calcaires marneux (10 m environ), recristallisés, jaunâtres, datés du Crétacé supérieur par *Globotruncana* sp., totalement épigénisés en quartz ;
- (3) une masse carbonatée, dont les faciès sont proches de ceux de la masse carbonatée inférieure (1), mais qui est formée de brèches dont les éléments sont de taille inférieure, en moyenne, à celle des éléments de cette masse sous-jacente.

Les brèches calcaires (1) et (3) ont également livré des "galets" de schistes (de 5 à 10 cm de long), dont la schistosité est quelconque par rapport à la schistosité d'ensemble de la formation du Crétacé supérieur ; il s'agit donc de schistes nés au cours de phases tectoniques et métamorphiques antérieures au Crétacé supérieur, du Jurassique supérieur très probablement. Ce sont des calcschistes à quartz, calcite, chlorite et rares micas blancs, des schistes riches en mica blanc ou encore des quartzites schisteuses.

b2. Coupe du cap situé à l'extrémité Nord-Est de la crête de Koukos.

Cette belle coupe est située en bordure de mer, sur le bord oriental d'une petite baie de direction Nord-Sud, située à l'Est du lieu-dit Litsa. Du SSW au NNE, on rencontre successivement (fig. 137 C) :

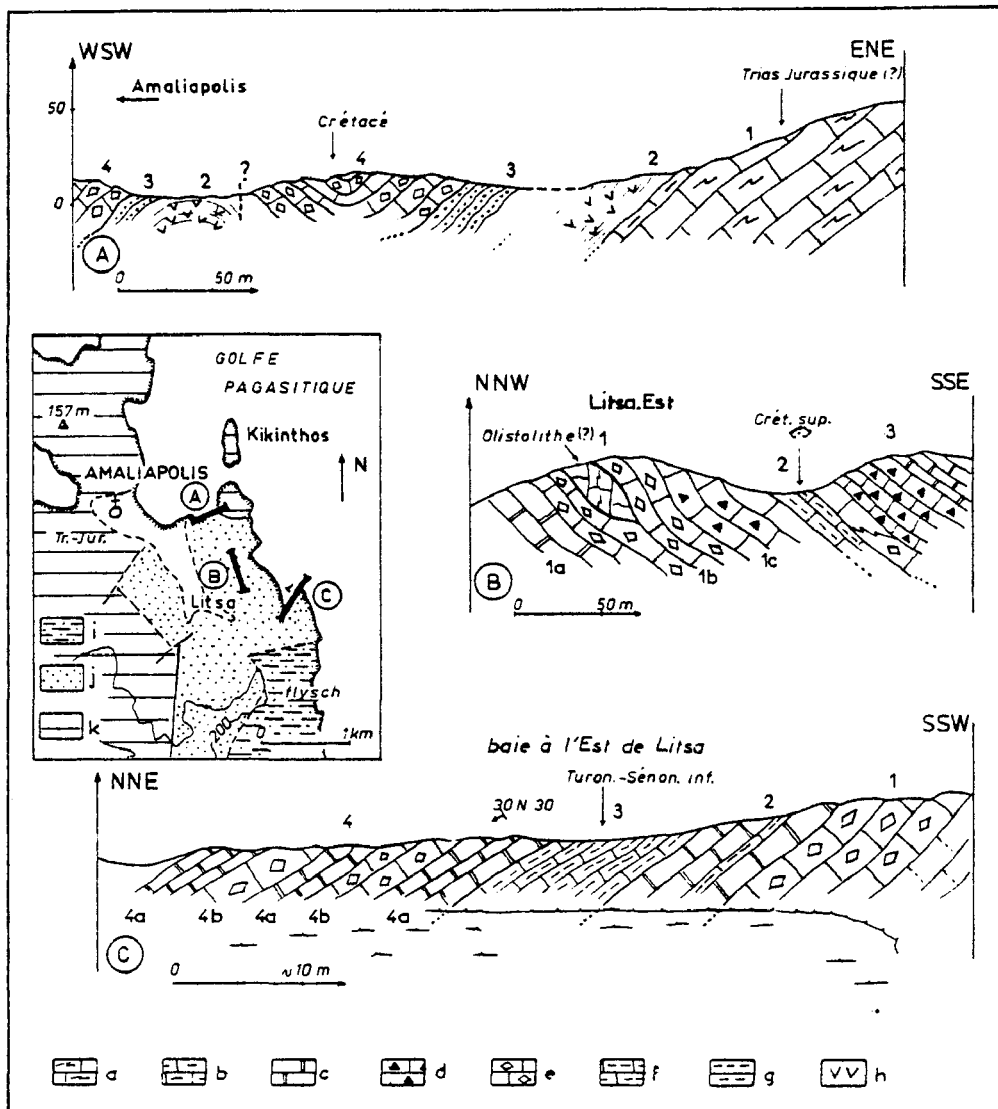


Fig. 137. - Le Crétacé d'Amaliapolis (Othrys orientale). CO 1, fig. 136.

Coupes. - Numéros : voir texte. - a. marbres massifs (Trias-Jurassique). - b. marbres à sillex. - c à f. Calcaires crétacés plus ou moins recristallisés. - c. noirs. - d. microbréchiq. - e. bréchiq. à éléments de marbres triasico-jurassiques. - f. marneux. - g. schistes jaunes. - h. serpentinites écrasées.

Carte. - i. flysch maestrichtien-paléocène. - j. Crétacé supérieur. - k. marbres triasico-jurassiques.

- (1) des calcaires gris-noir, bréchiq., recristallisés (10 à 15 m), à ciment calcitique et éléments pluricentimétriques carbonatés ou schisteux. Ces éléments sont essentiellement constitués de débris dolomitiques clairs à l'affleurement, sombres au microscope (ankérite ?), de débris de marbres à très grands cristaux de calcite, et de blocs de schistes phylliteux et quartzeux. Le ciment carbonaté contient quelques Calcisphères et des débris de Rudistes encore bien reconnaissables ;
- (2) 7 à 8 m de calcaires noirs, marmoréens, plus fins, à passées jaunâtres contenant des Calcisphères (?) et des fantômes de *Globotruncana* ;
- (3) quelques mètres de calcaires marneux schistosés, riches en *Globotruncana* épigénisés en quartz, dont (dét. Fleury) des *Globotruncana* bicarénés du groupe *Sigali-Schneegansi* ou/et du groupe *arca*, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur. Une section particulière pourrait rappeler *Globotruncana helvetica*, qui indiquerait alors le Turonien inférieur-moyen. Par ailleurs, il ne semble pas exister de *Globotruncana* unicarénés du groupe *stuarti* du Sénonien supérieur ;

- (4) une alternance, d'une épaisseur supérieure à 20 m, de calcaires noirs, recristallisés, fins ou microbréchiques (4a) et de calcaires bréchiques, gris-noir, parfois bleutés (4b), à éléments pluricentimétriques, semblables aux éléments des brèches inférieures (1).

b3. Compléments.

Dans ce même secteur de Litsa, les brèches à éléments carbonatés, localement à ciment peu recristallisé, ont pu être datées directement du Crétacé supérieur par *Globotruncana* sp.

En outre, divers affleurements de calcaires marneux, jaunâtres, assez fins, parfois intercalés dans les brèches, ont livré des Lamellibranches et de nombreuses Calcisphères, ce qui est en accord avec les âges turonien-sénonien inférieur établis d'après les *Globotruncana*, à l'Est de Litsa.

Du point de vue des recristallisations, il semble qu'en dehors de la calcite nettement recristallisée, on puisse retenir les néoformations suivantes : phyllites mal cristallisées dans les plans de schistosité, quartz et feldspaths (albite ?).

En bref, une partie des affleurements faiblement métamorphiques, situés à l'Est et au Sud Est d'*Amaliapolis*, appartient au Crétacé supérieur. Les principaux faciès observés sont des calcaires marneux, fins, recristallisés, à *Globotruncana* et Calcisphères, et de brèches carbonatées très épaisses, à éléments dolomitiques calcaires ou schisteux, pluricentimétriques et parfois métriques (*olistolithes*).

2. LE SECTEUR DE NIES : LA PARTIE SUPERIEURE DES CALCAIRES ET LE FLYSCH TERMINAL.

Les conditions d'affleurement ne permettent pas de lever des coupes continues sur de grandes distances dans ce secteur couvert d'oliviers ; toutefois, on peut observer certaines successions lithologiques à l'approche du flysch, que l'on peut considérer comme étant représentatives de la partie supérieure de la série Crétacé supérieur de ce secteur.

Ainsi, à mi-distance entre Nies et Amaliapolis, suivant une direction Est-Ouest, partant de la piste carrossable qui longe la mer et remontant vers la falaise de marbres triasico-jurassiques du Kokkinovrachos (448 m), on observe successivement, de bas en haut :

- une alternance, visible sur une dizaine de mètres d'épaisseur, de calcaires fins jaunâtres, à quartz et micas blancs détritiques, de calcaires fins noirs, de calcaires jaunes microbréchiques à rares Calcisphères, et de quelques bancs de calcaires gris, assez massifs, plus recristallisés ;
- des calcaires cristallins, gris ou noirs, assez massifs, microbréchiques à bioclastiques, riches en fossiles du Maestrichtien : *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck, *Orbitoïdes media* (d'Archiac), et *Lepidorbitoïdes* sp. ainsi que *Goupillodina* sp. (?) ;
- un flysch gréso-pélimitique dans lequel s'intercalent des bancs (20 à 50 cm d'épaisseur) de calcaires fins, noirs, à quartz et micas blancs détritiques. Des graded-bedding s'observent localement dans les niveaux gréseux. Les principaux constituants des grès sont : quartz, micas blancs, feldspaths potassiques, plagioclases (plus rares), et lithoclastes variés quartzitiques surtout. Quelques microfossiles indéterminables et une section de Gastéropode ont été observés.

La comparaison avec la bordure orientale du synclinal de Koulia (*cf. infra*) conduit à envisager deux interprétations pour ce flysch : il pourrait s'agir d'un flysch cénonien-turonien, ou du flysch terminal maestrichtien-paléocène. La proximité, observée en trois endroits, du flysch et des calcaires à *Orbitoïdes* conduit à retenir la deuxième hypothèse : celle de l'âge maestrichtien-paléocène.

3. CONCLUSIONS RELATIVES AU CRETACE (SUPERIEUR) - EOCENE INFERIEUR DU SECTEUR NIES-AMALIAPOLIS.

Les principales conclusions que l'on peut retenir de l'étude des terrains de ce secteur qui, rappelons-le, sont affectés de recristallisations importantes, sont les suivantes :

- le Crétacé supérieur existe dans ce secteur, et plus particulièrement le Turonien (?) - Sénonien inférieur à *Globotruncana* sp. et le Maestrichtien à Foraminifères benthiques ;
- les principales formations lithologiques, datées avec certitude du Crétacé supérieur, sont, des plus anciennes aux plus récentes :
 - + des brèches calcaires à éléments de marbres dolomitiques, du Trias-Jurassique très probablement, et rares galets schisteux ou éruptifs. Des intercalations de calcaires marneux à *Globotruncana* permettent d'attribuer un âge turonien-sénonien inférieur à ces brèches (Amaliapolis) ;
 - + des calcaires recristallisés, gris, assez massifs, à passées de calcaires noirs en plaquettes riches en Calcisphères, dont la partie supérieure est datée du Maestrichtien par *Siderolites calcitrapoïdes*, notamment (Nies) ;
 - + un flysch jaunâtre grésopélitique, à niveaux de calcaires noirs, à grain fin, probablement maestrichtien-paléocène ;
- entre les marbres triasico-jurassiques de base, surmontés de niveaux serpentineux, et les brèches à éléments de marbres datés du Crétacé supérieur, existe une épaisse formation de schistes jaunâtres qui pourrait déjà appartenir à la formation transgressive du Crétacé supérieur, mais celle-ci n'a pu être datée.

C. LES SERIES CRETACEES-PALEOCENES DU SYNCLINAL DE KOULIA : IMPORTANCE DES FORMATIONS DETRITIQUES DE BASE,

Ce synclinal, de direction plus ou moins méridienne, sépare les affleurements anté-crétacés schistosés et parfois métamorphiques d'Othrys orientale, des affleurements de même âge permio-jurassiques, non métamorphiques, qui constituent les hauts sommets du massif de l'Othrys. Le Crétacé supérieur existe parfois à des altitudes importantes, comme au mont Jerakovouni (1 642 m) qui est le deuxième sommet de l'Othrys, après le mont Giusi - Othrys (1 726 m).

Nous distinguerons successivement les bordures orientale, méridionale et occidentale de ce synclinal, qui montrent particulièrement bien les niveaux de base de la transgression crétacée, au sein desquels peuvent être observées d'importantes variations latérales et verticales de faciès. L'étude du synclinal couché de Myli-Gavriani sera développée dans un paragraphe intitulé "la bordure sud-orientale du synclinal de Koulia", dans la mesure où il s'agit d'un appendice de ce grand synclinal (fig. 136).

1. LE SECTEUR DE VRINENA (BORDURE ORIENTALE DU SYNCLINAL DE KOULIA : SERIE TYPE A FLYSCH "MESOCRETACE").

a. COUPE D'ENSEMBLE AU NIVEAU DU MONT ALLIAS.

Cette coupe générale permet de situer les principales formations lithologiques qui forment la couverture transgressive crétacée-paléocène d'Othrys orientale. D'Est en Ouest, on reconnaît successivement (fig. 138) :

- (1) les marbres massifs, triasico-jurassiques, du mont Krevatia, limités à l'Ouest par une faille verticale majeure ;
- (2) une masse importante de péridotites serpentinisées, visible près du monastère situé sur la route de Vrinena ;
- (3) une formation détritique (100 à 150 m), à allure de flysch, constituée d'une alternance de grès jaunâtres, de litharénites à débris de roches variées, de pélites, mais aussi de calcarénites et de brèches calcaires, et datée à sa base (*cf. infra*) de l'Albien-Cénomaniens. Des traces de tectonisation sont visibles au niveau du contact avec les serpentines sous-jacentes, mais il s'agit probablement d'une disharmonie ;
- (4) une formation calcaire où alternent des calcaires fins, noirs ou verts, en plaquettes, et des calcaires gris massifs, à débris de Rudistes, sur une épaisseur de 200 m environ. La base de cet ensemble appartient au Sénonien inférieur ;
- (5) le flysch terminal, grésopélitique, dont la base est datée du Maestrichtien-Paléocène, comme dans la majeure partie des zones internes.

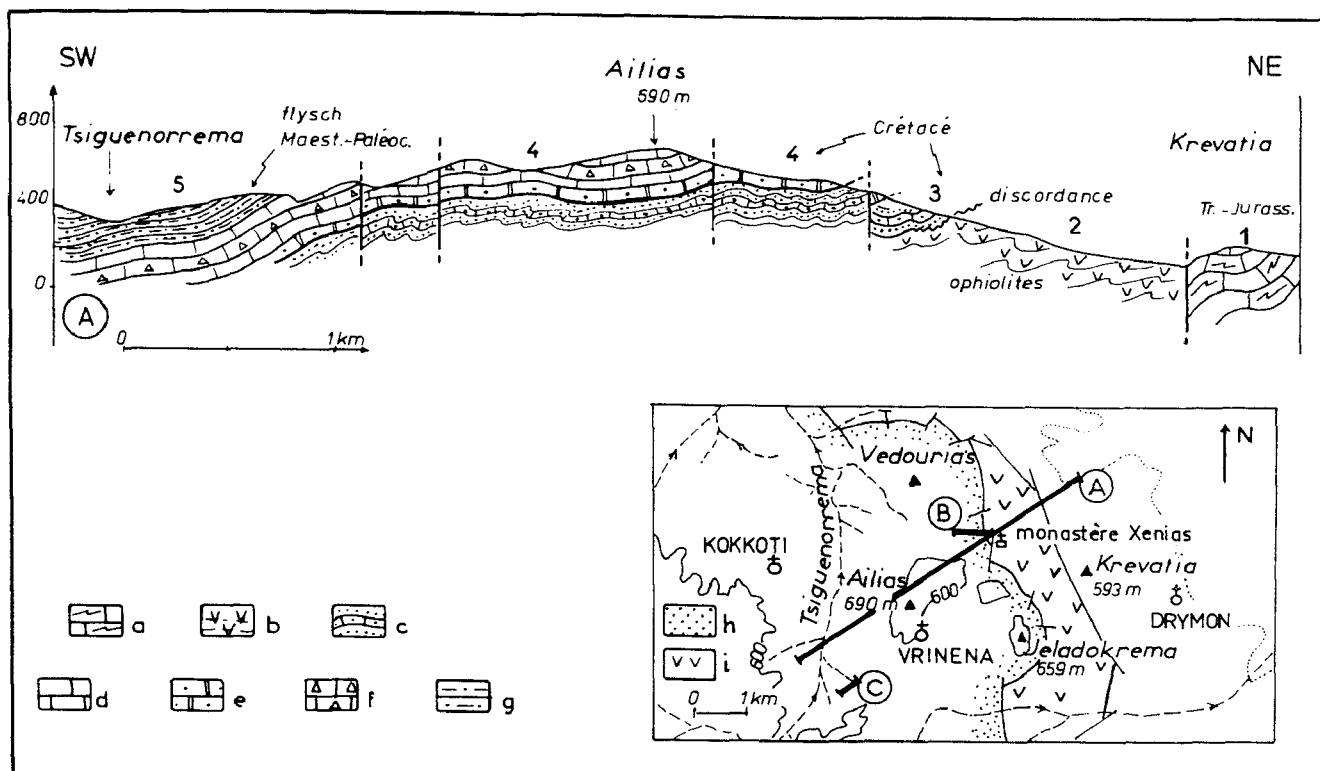


Fig. 138. - Crétacé du synclinal de Koulia, secteur de Vrinená (Othrys). Coupe du mont Ailias. CO 2, fig. 136.

Coupes. - Numéros : voir texte. - a. marbres triasico-jurassiques. - b. serpentinites. - c. grès et calcaires gréseux du "flysch de base". - d à f. Calcaires crétacés. - d. fins. - e. noirs gréseux. - f. bréchiques ou bioclastiques. - g. flysch supérieur.
Carte. - h. Crétacé. - i. ophiolites.

b. LES AFFLEUREMENTS DU MONASTÈRE XENIAS (ROUTE DE VRINENA) : LE "FLYSCH DE BASE".

b1. Description d'une coupe.

Le long de la piste qui, partant du monastère Xenias en bordure de la route de Vrinená, rejoint le versant occidental de la crête des monts Vedourias (au Nord) et Ailias (au Sud), on observe de bas en haut (fig. 139) :

- (1) des serpentinites schistosées, sur lesquelles est installé le monastère ;
- (2) et (3), un ensemble essentiellement détritique de type "flysch", où l'on peut distinguer une partie inférieure, riche en grès et calcarénites (2), et une partie supérieure, surtout calcaro-marneuse (3) :
 - la partie inférieure (2) est constituée :
 - + de calcarénites jaunes, contenant des débris calcaires provenant surtout de Rudistes et d'Echinodermes, mais aussi de nombreux lithoclastes de roches siliceuses micacées et de roches éruptives, principalement microlithiques ;
 - + de marnes jaunâtres, à grain fin, dans lesquelles s'intercalent des passées diffuses microbréchiques, de même composition que les calcarénites précédentes ;
 - + de calcaires fins, noirâtres, bioclastiques, à nombreuses Calcisphères, restes de Foraminifères benthiques et débris d'Echinodermes et de Rudistes plus ou moins grossiers, associés à de rares galets de laves. Les niveaux marneux de base ont livré des fantômes de Foraminifères planctoniques rappelant des Hedbergelles et les calcaires noirs sus-jacents, situés quelques mètres plus haut, des Foraminifères benthiques dont *Nautiloculina* sp., signalé jusque dans l'Aptien, des Trocholines (?) et des petites formes de *Nezzazata* connues dans l'Aptien-Albien (dét. Fleury) ;

- la partie supérieure (3) présente des faciès très proches de ceux de l'ensemble sous-jacent (2), mais les marnes et les calcaires noirs, fins, à Calcisphères, ou bioclastiques à débris de Rudistes et Echinodermes, y sont beaucoup plus développés. Dans cette formation nettement schistosée, affleurent de bas en haut :

- + des calcaires marneux, à grosses Hedbergelles et Rotalipores (?), de l'Albien ;
- + un niveau marneux à Rotalipores, de la partie supérieure de l'Albien (?);
- + un calcaire noir contenant *Nautiloculina* sp., des petites *Nezzazata*, et un alvéolinidé sphérique (*Ovalveolina* sp. ?). Cette association indiquerait l'Albien, et même la partie inférieure de l'Albien, d'après les formes de *Nezzazata* observées. La présence de *Nautiloculina* sp., apparemment non remaniée, est à noter dans ces niveaux à *Nezzazata* et *Ovalveolina* habituellement plus récents ;

(4) une formation essentiellement calcaire, surmontant l'ensemble détritique de base (2 et 3), comprenant :

- des calcaires fins, noirs, à Calcisphères, contenant de rares débris de marbres et de calcaires dolomitiques recristallisés ;

- de rares calcaires gris, assez fins, mais recristallisés, à nombreux débris de marbres et de calcaires dolomitiques (2 à 3 mm de longueur), dont les faciès rappellent ceux du Trias-Jurassique pélagonien du secteur considéré ;

- des calcaires bioclastiques, riches en débris de Rudistes (de 2 à 3 mm de longueur maximum) et galets de roches effusives microlithiques.

Des calcaires fins, situés à la base de cette formation calcaire (4), ont livré de nombreux Foraminifères planctoniques très recristallisés. Ce sont essentiellement des *Globotruncana*, avec très probablement *G. coronata* Bolli qui indiquerait le Turonien-Santonien, et plus probablement le Coniacien-Santonien. Les niveaux de calcaires fins constituant la partie sommitale de cette coupe, contiennent également de nombreux *Globotruncana* fantomatiques qui évoquent encore le Sénonien inférieur.

En résumé, la formation détritique décrite ici est au moins d'âge albien à sa base, et peut-être même aptien.

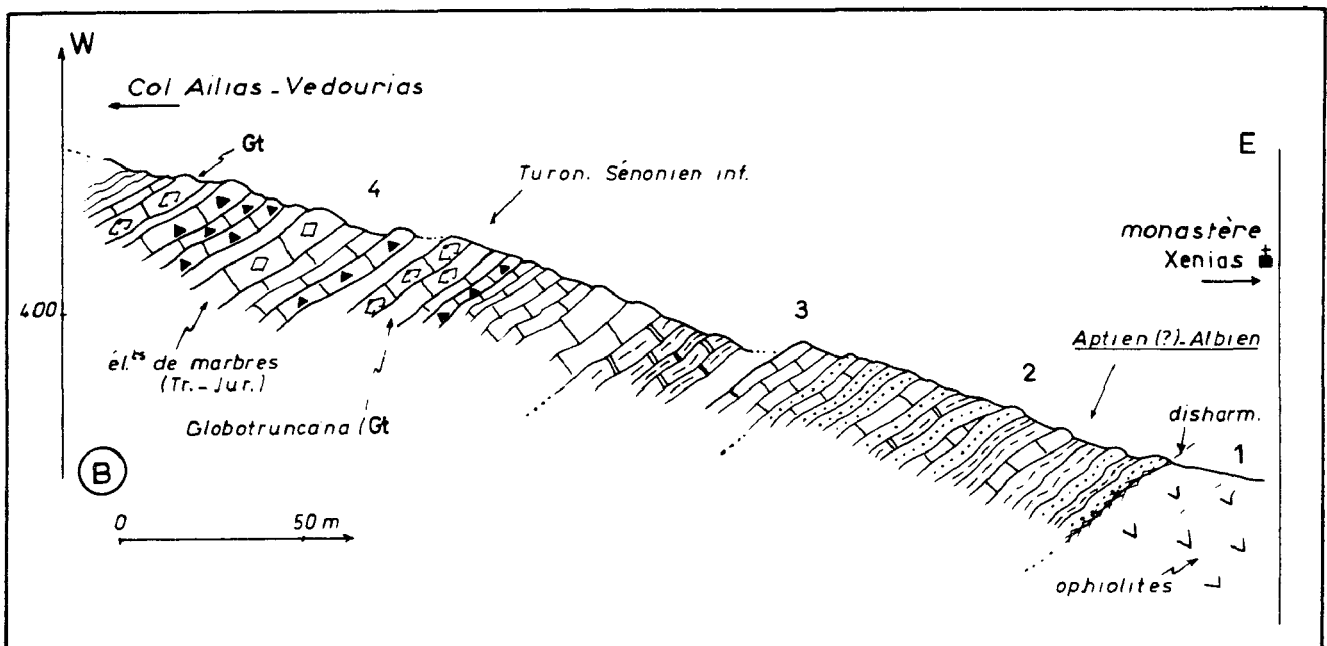


Fig. 139. - Crétacé du synclinal de Koulia. Le flysch de base. Coupe du monastère Xenias (Othrys orientale). CO 2, fig. 136, B fig. 138.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b2. Compléments.

Sur le flanc nord du mont Aillias, affleurent des calcaires noirs en plaquettes, correspondant probablement à l'ensemble (3) de la coupe précédente, surmontés de calcaires gris, plus massifs (4, fig. 139). Les calcaires noirs sont des biomicrites à Calcisphères et des calcaires fins, bioclastiques, à débris de Rudistes, riches en Foraminifères dont des Miliolidés, *Cuneolina* sp. et *Nezzazata* sp. cf. *N. simplex* Omara, du Cénomaniens (à Sénonien p.p. ?).

Sur le flanc nord-ouest de ce même sommet, on retrouve, sur les niveaux flyschoides de base et les calcaires noirs en plaquettes, des marnes et des calcaires à *Globotruncana*, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur, dont *Globotruncana sigali schneegansi* et *G. coronata* Bossi.

Plus au Nord, des calcaires noirs, prélevés dans la colline Vedourias, se sont révélés particulièrement riches en Foraminifères : Miliolidés de grande taille, *Nezzazata simplex* Omara, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui et Saint Marc, *Biconcava bentori* Hamaoui et Saint Marc et *Nummoloculina* sp. cf. *N. heimi* Bonet, du Cénomaniens moyen-supérieur.

Dans cette même colline, des calcaires fins, de couleur crème, ont pu être rapportés au Coniacien-Santonien sur la foi de *Globotruncana* bicarénés, parmi lesquels *Globotruncana carinata* et peut-être même *G. concavata* (Brotzen).

c. LES AFFLEUREMENTS DU FLANC MERIDIONAL DU JELADOKREMA (659 m).

La route qui mène à Vrinana, en longeant le mont Jeladokrema sur son flanc méridional, permet d'observer, sinon une coupe continue, du moins divers affleurements qui se sont révélés être assez fossilifères.

D'Est en Ouest, après un affleurement complexe de roches éruptives variées et de radiolarites surmontant les péridotites du monastère Xenias, visible sur le bord nord de la route, on rencontre successivement :

- un graben, limité par deux failles subverticales, où affleurent des marno-calcaires rouges à *Globotruncana* dont *G. concavata* (Brotzen) et *G. coronata* Bolli (?), du Coniacien (partie supérieure) - Santonien ;

- des roches éruptives écrasées, recouvertes par un conglomérat à éléments grossiers de nature variée, mais surtout riches en débris ophiolitiques et radiolaritiques, qui passe progressivement aux terrains sus-jacents ;

- des marnes à éléments détritiques, des pélites et des calcarénites jaunâtres, où s'intercalent des plaquettes de calcaires fins ; s'y ajoutent également des blocs de roches éruptives, laves notamment, qui pourraient représenter des olistolithes. Cet ensemble et l'alternance de calcaires noirs et de marnes détritiques jaunâtres qui le surmonte, évoquent la série observée dans la coupe du monastère Xenias (ensemble 2 et 3, fig. 139).

Les microfaciès reconnus peuvent être classés en trois groupes : des calcaires fins (biomicrites) à Calcisphères et *Pithonella* sp., des calcaires bioclastiques à débris de Rudistes, et des biomicrites à Foraminifères benthiques. Parmi ceux-ci, on peut citer une association à *Pseudolituonella* (?) *guermeti* Decrouez, *Coxites* cf. *zubairensis* Smout, et *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, d'âge cénomaniens, ou bien encore une association où *Cuneolina* gr. *pavonia* est associée à *Nezzazata* sp., *Sabaudia* sp. (?), *Chrysalidina* sp. cf. *C. gradata* d'Orbigny et *Orbitolina* sp., de l'Albien supérieur (?) - Cénomaniens.

Par ailleurs, des blocs isolés de calcaires gris, à débris de Rudistes, visibles près d'une iconostation ont livré : *Orbitoides* cf. *media* d'Archiac et *Lepidorbitoides* sp., du Campanien-Maestrichtien.

d. LES NIVEAUX SUPERIEURS ET LE PASSAGE AU FLYSCH SOMMITAL, A L'OUEST DE VRINENA.

En partant de Vrinena, vers le Sud-Ouest puis vers l'Ouest (à partir du coude que fait la piste qui mène, vers le Sud, à Agios Ioannis), on recoupe successivement la masse des calcaires qui recouvrent le "flysch" inférieur albien-cénomaniens (turonien ?) puis le flysch sommital grésoso-pélimitique maestrichtien-éocène qui termine la série visible.

Dans ces niveaux supérieurs, on reconnaît successivement (fig. 140) :

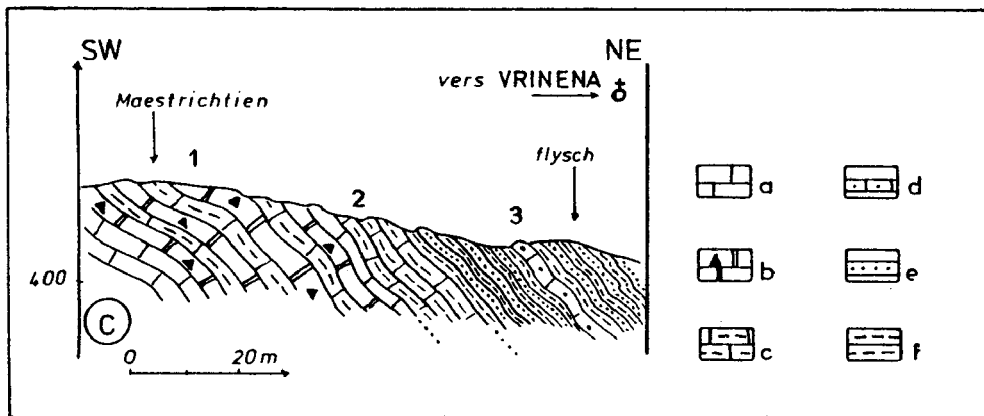


Fig. 140. - Crétacé du synclinal de Koulia, secteur de Vrinena (Othrys orientale). Le flysch sommital. C fig. 138, CO 2, fig. 136.

Numéros : voir texte. - a à d. Calcaires. - a. fins gris. - b. fins et microbréchiqes noirs. - c. marneux verts. - d. gréseux. - e. grès. - f. marnes et pélites.

- (1) une alternance, sur 50 m d'épaisseur au minimum, de calcaires noirs massifs, à débris de Rudistes, de calcaires fins noirs, et de niveaux plus marneux verdâtres, riches en *Globotruncana*. Les principaux niveaux fossilifères observés sont, de bas en haut :
 - une biomicrite à Calcisphères et *Globotruncana formicata* Plum et *C. gr. stuarti* (DeLapp-Dalbiez) indiquant un âge campanien-maestrichtien ;
 - un calcaire marneux, verdâtre (biomicrite), à *Globotruncana gr. stuarti* (DeLapp-Dalbiez), *G. cf. mayaraensis* Bolli (?) et *G. contusa* (Cushman), indiquant le Maestrichtien franc ;
 - un calcaire bioclastique noir, à éléments de biomicrite remaniés et débris organiques dispersés, contenant *Globotruncana arca* (Cushman) très grosse, *Orbitoides cf. media* (D'Archiac) et *Lepidorbitoides* sp., du Campanien élevé-Maestrichtien, mais très certainement du Maestrichtien, étant donné sa position par rapport à l'échantillon précédent ;
 - un calcaire bioclastique noir, constitué d'une accumulation de fins débris organiques, Rudistes surtout, à Calcisphères, Pithonelles et petits Foraminifères indéterminés ;
- (2) des calcaires marneux, de type biomicrite, assurant le passage entre la masse des calcaires précédents et le flysch terminal, qui ont livré : *Globotruncana gr. stuarti* dont *G. cf. stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana* sp. cf. *G. contusa* (Cushman), *G. gr. arca* (Cushman) et des Rugoglobigerines du Campanien-Maestrichtien. D'après la place de ces calcaires dans la série, l'âge maestrichtien est probable, ce qui est en accord avec la présence possible de *G. contusa* ;
- (3) le flysch gréso-pélitique, où s'observent quelques intercalations de grès calcareux malheureusement non fossilifères.

En résumé, cette coupe montre un passage progressif entre le flysch sommital et l'ensemble carbonaté à *Globotruncana* et débris de Rudistes sous-jacent, dans lequel le Maestrichtien est représenté.

e. CONCLUSIONS SUR LES TERRAINS CRETACES-EOCENES DU SECTEUR DE VRINENA.

La couverture crétacée observée dans le secteur de Vrinena est transgressive sur l'ensemble ophiolitique du monastère Xenias. On y observe trois formations lithologiques fondamentales :

- une formation détritique flyschoïde de base (100 à 200 m d'épaisseur selon les lieux), surmontant ou non un conglomérat de base. Les principaux niveaux datés sont l'Aptien-Albien à *Nautiloculina* sp. et petites *Nezzazata*, à la base, et le Cénomaniens franc à nombreux Foraminifères benthiques dans sa partie supérieure, mais non terminale ;

- une masse calcaire intermédiaire (300 m environ d'épaisseur), à niveaux de couleur variée (gris, noirs, rouges ou verts), formée essentiellement d'une alternance de calcaires fins à *Calcisphères* et *Globotruncana*, de calcaires plus massifs, bioclastiques, à fins débris de *Rudistes*, et de rares brèches calcaires à éléments millimétriques marmoréens appartenant probablement au soubassement triasico-jurassique de type pélagonien. Cette masse est datée du Sénonien inférieur (Turonien ?) à la base et du Maestrichtien au sommet ;

- le flysch terminal grésopélitique, jaunâtre, débutant très probablement dès le Maestrichtien.

2. LE SECTEUR DES MONTS TARAMAS-MONOCHARNA (BORDURE ORIENTALE DU SYNCLINAL DE KOULIA) : LES MEGABRECHES A BLOCS CARBONATES.

En remontant vers le Nord-Ouest le chemin qui, de Kiparission, petit village situé au Nord de Pelasgia, permet d'atteindre la chapelle Agios Trias, on peut accéder à la colline Monocharna (790 m), sur le flanc septentrional du mont Taratsa (920 m), en bordure d'une profonde vallée de direction ouest-est.

a. COUPE DU MONT MONOCHARNA (790 m).

Une coupe, levée du Nord-Est au Sud-Ouest en passant par le sommet du Monocharna, permet d'observer successivement (fig. 141) :

- (1) des marbres dolomitiques triasico-jurassiques, limités au Sud-Ouest par une faille verticale, soulignée par des mylonites ;
- (2) une masse de serpentinite, plaquée sur les marbres précédents, bien visible sur le flanc septentrional de la vallée qui longe le Monocharna. Elle peut correspondre à des serpentinites déplacées, soulignant le contact tectonique, ou bien encore à un olistolithe de la formation flyscholite décrite ci-après ;

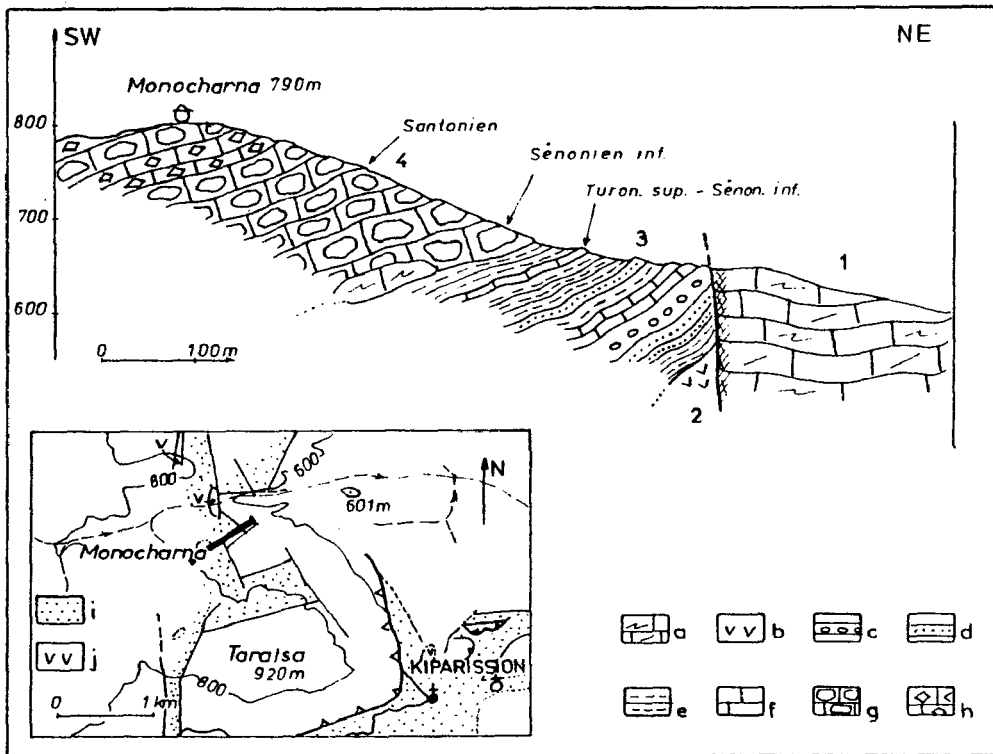


Fig. 141. - Crétacé du synclinal de Koulia. La bordure Sud-orientale. Coupe du mont Monocharna (Othrys orientale). CO 5, fig. 136. Les mégabrèches crétacées.

Coupe. - Numéros : voir texte. - a. marbres triasico-jurassiques. - b. serpentinites. - c. conglomérats. - d. grès. - e. marnes et pélites. - f. calcaires fins. - g. mégabrèches à blocs de marbres et calcaires marmoréens triasico-jurassiques. - h. brèches à éléments pluricentriques de marbres id° (g).

Carte. - i. Crétacé. - j. serpentinites.

- (3) une formation détritique flyscholide, jaunâtre à la base et rougeâtre au sommet, constituée d'une alternance de pélites, de calcarénites, de grès et de rares calcaires plus ou moins marneux, datée du Turonien supérieur-Sénonien inférieur par des microfossiles pélagiques :
- un banc de calcaire fin, jaunâtre, prélevé près de la base visible, a livré *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi et *G. coronata* Bolli, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur ;
 - les bancs de calcaires microbréchiques sus-jacents, sont constitués de particules calcaires correspondant à des débris organiques (Rudistes) ou à des lithoclastes, et de débris de roches siliceuses et éruptives. Ils contiennent *Globotruncana* sp. ;
 - les calcaires marneux et pélites rouges qui forment la partie supérieure de cet ensemble détritique (3) contiennent encore *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi et *G. coronata* Bolli, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur ;
- (4) un ensemble carbonaté très particulier, où l'on reconnaît essentiellement des calcaires marmoréens et des marges gris clair, nettement schistosés. Ces marbres triasico-jurassiques (?) représentent à peu près 80 à 90 % du volume total de la formation ; le reste est constitué par une gangue calcaro-pélitique rougeâtre qui limite les différents blocs de marbres gris clair, parfois plurimétriques (à la base), mais plus souvent de taille comprise entre 50 cm et 1 m, selon leur plus grande longueur. Cet ensemble a pu être daté grâce à la présence de *Globotruncana* présents au sein de la gangue :
- à la base de la formation : *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi et *G. concavata* (Brotzen) s.l., du Coniacien-Santonien ;
 - dans la partie moyenne : *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi et *G. concavata-carinata*, du Santonien s.s. ;
 - à la partie supérieure : *Globotruncana* cf. *coronata* Bolli, très longue.

En bref, cette coupe permet d'observer, sur la formation flyscholide de base, une mégabrèche datée pour partie du Santonien. La partie supérieure du "flysch" de base, la seule visible ici, atteint le Turonien supérieur-Sénonien inférieur, sans précision supplémentaire.

b. COUPE DU LAGOVOUNI.

Sur le bord septentrional de la profonde vallée de direction ouest-est signalée précédemment, le dispositif observé est assez complexe. D'Ouest en Est, en partant du mont Lagovouni sur lequel est située la chapelle Agios Paraskevi, on rencontre successivement (fig. 142 B) :

- (1) et (2), la formation détritique flyscholide de base (1). Des corps de serpentine (2) sont localement présents à la partie supérieure de ce "flysch" (olistolithes ou copeaux tectoniques ?) ;
- (3) les brèches à éléments pluridécimétriques de marbres, à ciment calcaro-pélitique rubéfié, limitées à l'Est par une faille verticale ;
- (4 à 7), des masses carbonatées (4, 5, 6) qui constituent le bord de la grande vallée sur plus d'un kilomètre, jusqu'au contact avec les schistes permien (7). On peut y reconnaître, d'Ouest en Est :
- des marbres ou des calcaires recristallisés massifs, gris clair, très probablement triasico-jurassiques (4a). Latéralement, plus au Nord, des brèches, riches en éléments de ces mêmes marbres, sont présentes à leur base (4b). Leur fait suite une masse de marbres et de calcaires recristallisés, à fantômes d'Ostracodes ou d'Involutines (?), très certainement du Trias-Jurassique, limitée de part et d'autre par des failles verticales (4c) ;
 - un ensemble carbonaté, de faciès proche des masses précédentes, mais qui correspond probablement à des mégabrèches (5b et 5d) dans lesquelles s'intercalent des niveaux de brèches à petits éléments de marbres décimétriques ou même centimétriques, dont le ciment est daté du Crétacé supérieur par des *Globotruncana* (5c) : *Globotruncana helvetica* Bolli (?) du Turonien, à la base, puis *Globotruncana coronata* Bolli, associé à *G. sigali-Schnee-gansi* du Turonien supérieur-Coniacien.
- Au sommet de cet ensemble existent des calcaires fins, gris-noir (5a), à *Orbitoides media* (d'Archiac) et *Lepidorbitoides* sp., du Campanien-Maestrichtien ;

- puis, au-delà d'une faille verticale, les marbres et les calcaires dolomitiques massifs, recristallisés, du Trias-Jurassique (6), qui reposent ici directement sur les schistes, conglomérats siliceux et marbres blancs du Permien (7).

Le problème essentiel que pose cette coupe est relatif à la signification des masses de marbres et calcaires marmoréens, attribués au Trias-Jurassique, affleurant dans les ensembles (4) et (5). Celles-ci peuvent représenter de simples horsts au sein de la série bréchique crétacée à éléments de marbres, mais la présence locale au sein de certains de ces ensembles ou à leur base, de brèches plus fines, datées du Crétacé supérieur (4b et 5c), conduit à penser que ces masses de marbres et calcaires marmoréens pourraient correspondre également à d'énormes olistolithes, au moins dans certains cas.

Dans le même ordre d'idée, les corps de serpentinite observés à la partie supérieure de la formation détritique de base, juste sous les brèches à éléments de marbres, pourraient être assimilés eux aussi à des olistolithes. Du fait de leur position sommitale dans la série flyscholide, ces derniers se seraient resédimentés dès les premières manifestations de surélévation ayant conduit par la suite à la genèse des brèches à éléments carbonatés. Cette interprétation explique bien la succession des événements, dans la mesure où les ophiolites surmontent normalement les marbres de type pélagonien, et doivent être érodées avant ceux-ci.

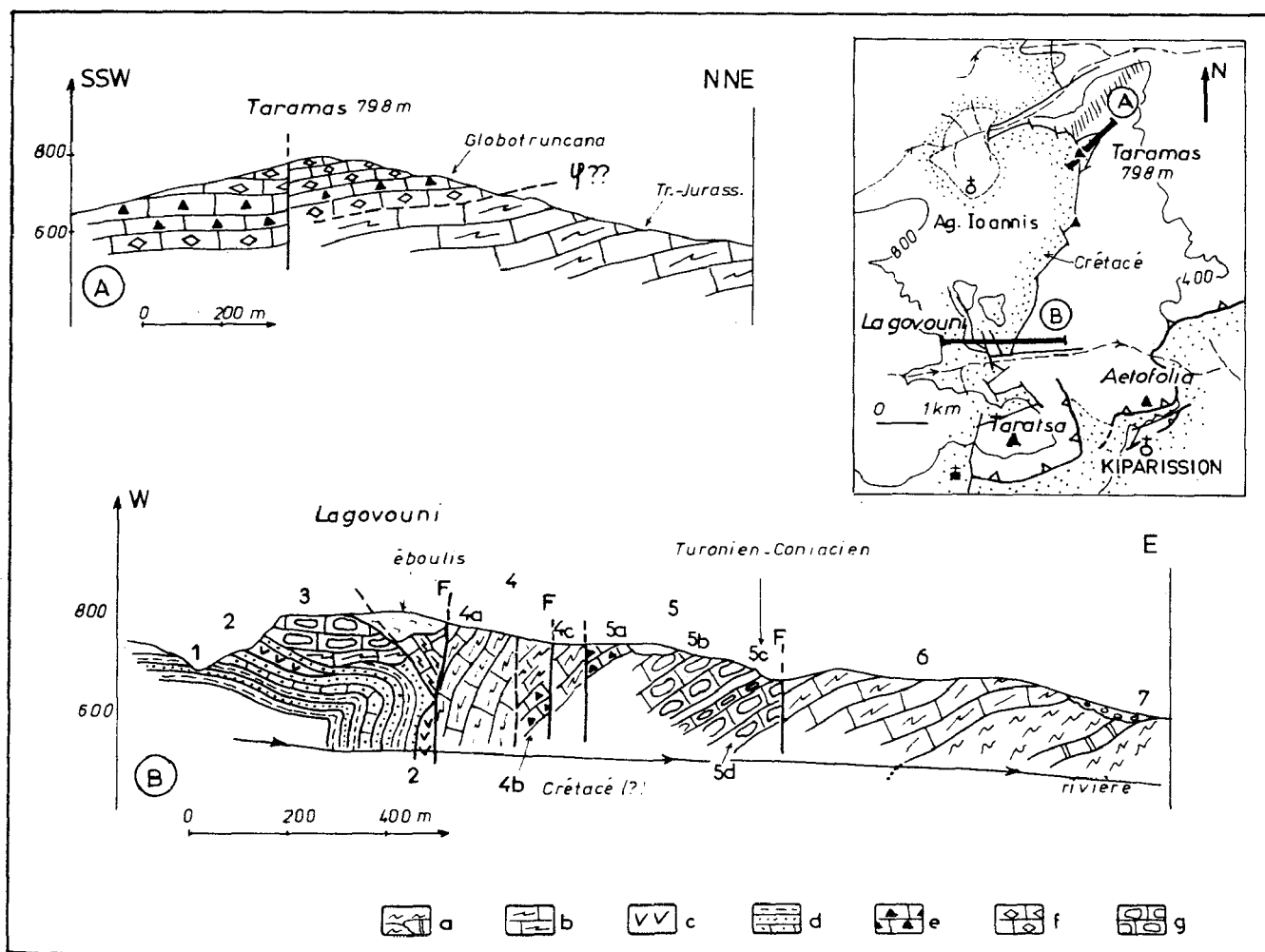


Fig. 142. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure Sud-orientale. Les affleurements du Lagouvouni et du Taramas. A. CO 3, fig. 136, B. CO 4, fig. 136.

Coupes. - Numéros : voir texte. - a. schistes et marbres paléozoïques. - b. marbres triasico-jurassiques. - c. serpentinites. - d. "flysch de base". - e. calcaires microbréchiques. - f. (micro)brèches à éléments de marbres. - g. mégabrèches à blocs de marbres triasico-jurassiques.

c. LES AFFLEUREMENTS DU MONT TARAMAS (798 m).

Entre les secteurs de Vrinena et des monts Lagovouni-Monocharna où affleure la formation détritique de base, existe un grand domaine où les calcaires bréchiqes crétacés, à éléments centimétriques ou décimétriques de marbres, affrontent directement par faille verticale, les masses carbonatées recristallisées du Trias-Jurassique, ou même les schistes permien. Cette observation conduit à s'interroger sur l'existence ou l'absence du flysch de base dans ce secteur.

Sur l'arête de direction NE-SW qui culmine au mont Taramas (798 m), les brèches crétacées à Calcisphères et *Globotruncana* sp. semblent reposer directement sur les marbres triasico-jurassiques sous-jacents, sans que l'on puisse noter de traces importantes de tectonisation (fig. 142 A). S'agit-il là d'un témoin des divers hauts-fonds qui devaient, au Crétacé supérieur, alimenter dans ce secteur les mégabrèches à éléments triasico-jurassiques ? Cela n'est pas impossible, dans la mesure où, au Nord du mont Taramas, les brèches sont rares et à éléments très petits, alors qu'au Sud de ce même mont, se développe le domaine de ces mégabrèches, ce qui suppose une alimentation "orientée" en éléments détritiques.

d. CONCLUSIONS.

Les séries crétacées comprises entre les monts Taramas (au Nord) et Monocharna (au Sud) montrent des termes lithologiques semblables à ceux qui affleurent dans le secteur de Vrinena, à savoir un "flysch" de base surmonté d'une formation carbonatée. Cependant, des différences importantes existent : ainsi, la masse carbonatée est ici constituée pour l'essentiel de mégabrèches à éléments de marbres très probablement triasico-jurassiques, qui ont pu être datées localement du Santonien s.s. et peut-être du Turonien à la base.

Si la présence de *Globotruncana helvetica* était confirmée à la base des mégabrèches calcaires, cela donnerait une limite supérieure, au moins localement, à l'âge du flysch sous-jacent, qui par ailleurs contient des formes telles que *Globotruncana coronata*, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur.

Ces mégabrèches sont assez semblables à celles que nous avons signalées dans le paragraphe consacré aux séries d'Amaliapolis, plus à l'Est.

3. LE CRÉTACÉ DE LA BORDURE SUD-ORIENTALE DU SYNCLINAL DE KOULIA :
LE SYNCLINAL COUCHE DE GAVRIANI.

Les affleurements crétacés de la bordure méridionale du synclinal de Koulia appartiennent à deux ensembles distincts caractérisés par des structures tectoniques différentes : à l'Ouest, des séries crétacées transgressives peu tectonisées, à la base et au Sud desquelles sont installés les villages de Myli, (Paleo)spartia et Paleokerassea, et à l'Est, le synclinal couché de Gavriani, déversé approximativement vers le Sud, dont les affleurements seront étudiés dans ce paragraphe.

a. COUPE DU PIRGOS.

Une première coupe de direction NNW-SSE a été levée dans le chaînon du Pirgos, à un kilomètre environ au Sud-Ouest de la route à péage Lamia-Larissa qui recoupe ce chaînon près du principal sommet (380 m environ).

a1. Description d'une coupe type.

Du Nord au Sud, on observe successivement (fig. 143 A) :

- (1) des marbres dolomitiques massifs, cataclasés, supposés du Trias-Jurassique ;
- (2) des péridotites serpentinisées et intensément tectonisées, associées à de rares schistes verts ;
- (3) une épaisse série formant une falaise à regard sud, constituée d'une alternance de passées schisteuses jaunâtres et de niveaux calcaires intensément recristallisés. Du haut vers le bas de la falaise, on rencontre :
 - des schistes et calcschistes jaunâtres, riches en fins débris de roches éruptives essentiellement microlithiques (3a) ;

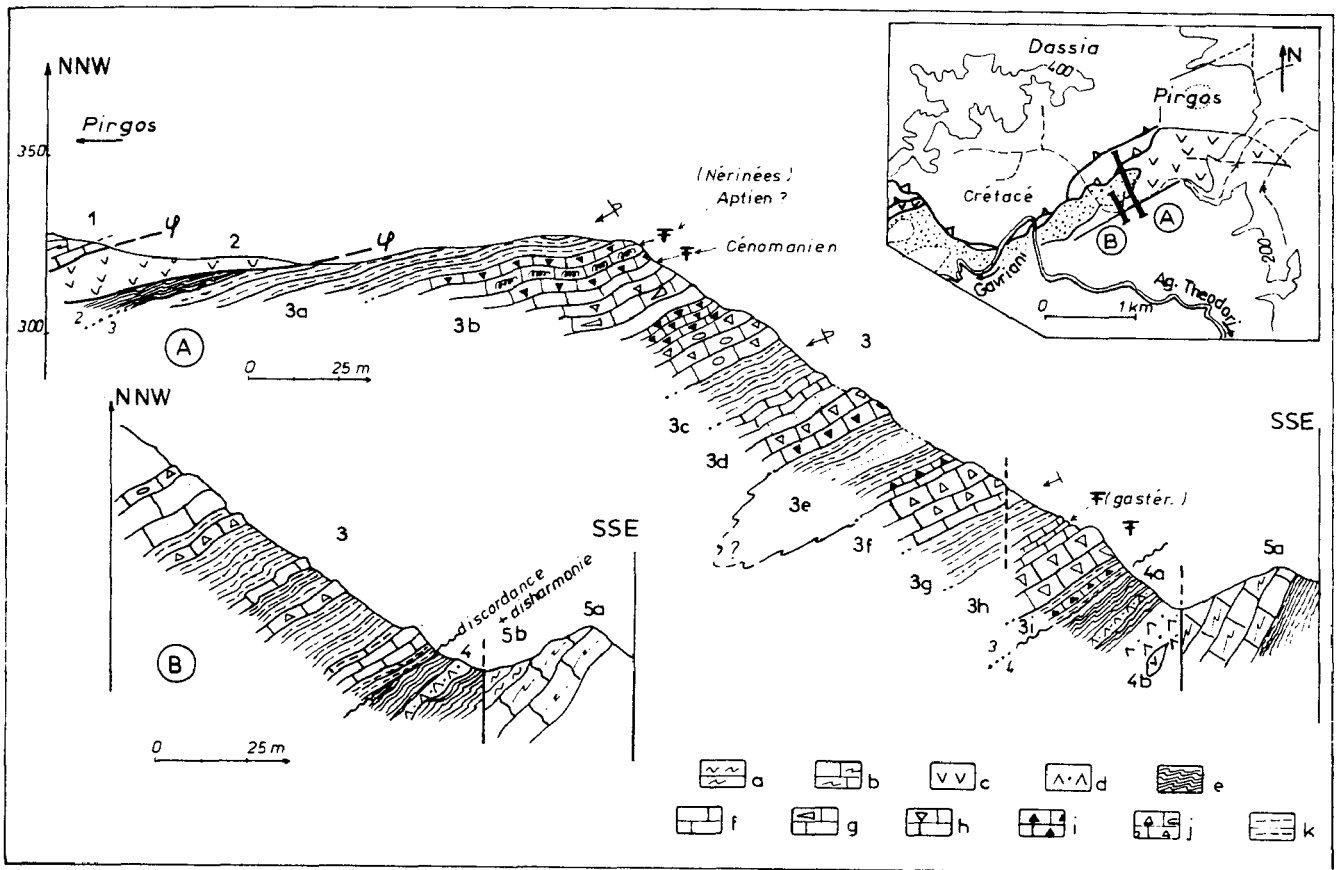


Fig. 143. - Crétacé du synclinal de Koulia. Secteur de Gavriani. Coupe du Pirgos (Othrys orientale). CO 6, fig. 136.

Numéros : voir texte. - a. schistes paléozoïques. - b. marbres triasico-jurassiques. - c. serpentinites. - d. roches éruptives basiques transformées. - e. schistes violets ou verts. - f à j. Calcaires. - f. fins. - g. à débris de Rudistes. - h. à Rudistes entiers. - i. microbréchiques. - j. bréchiques à galets arrondis parfois. - k. marnes schisteuses.

- un premier ensemble de calcaires fins, bioclastiques, microbréchiques, en bancs peu épais (30 à 80 cm) (3b). Les calcaires microbréchiques contiennent de nombreux éléments de roches éruptives, alors que les calcaires bioclastiques et les calcaires fins sont respectivement riches en débris de Rudistes et en Calcisphères.

Un banc situé vers le haut de cet ensemble calcaire a pu être daté du Cénomaniens moyen (supérieur) - Turonien basal, par *Nezzazata* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny et surtout *Biconcava bentori* Hamaoui et Saint Marc. Une faune de Gastéropodes prélevée latéralement dans ce même ensemble, à la limite supérieure des calcaires, près des schistes (3a), a été analysée par Mme Terrier qui y a reconnu *Diptyxix* cf. *luttickei* Blanckenhorn, qui indiquerait l'Aptien inférieur.

La faible épaisseur des terrains existant entre les niveaux cénomaniens datés par les microfossiles et les niveaux à Actaeonelles et Nérinées, conduisent à s'interroger sur la validité de l'information fournie par ces dernières formes (+). L'existence de remaniements semble exclue car les Actaeonelles sont très nombreuses dans ce gisement, même si elles sont assez mal conservées. La forme déterminée n'est que "rapprochée" de *D. luttickei*, et par conséquent, un doute est permis. Des âges aptien-albien ayant été proposés pour la base du "flysch inférieur" près de Vrinena en tenant compte des microfossiles, cette possibilité d'un âge aptien ne peut être rejetée ; c'est pourquoi je parlerai d'un âge aptien-cénomaniens pour la base de cet ensemble crétacé transgressif de Gavriani, qui se poursuit par les niveaux décrits ci-dessous ;

(+) Il est important de s'interroger sur la validité de cet âge, car c'est le plus ancien proposé pour la transgression dans la région de l'Othrys.

- des schistes et calcschistes jaunâtres (3c) ;
 - des calcaires recristallisés fins ou microbréchiques, à Calcsiphères et débris de Rudistes (3d) ;
 - des schistes et calcschistes jaunâtres (3e) ;
 - des calcaires gris-noir, fins ou microbréchiques, nettement recristallisés, à gros débris de Rudistes (3f) ;
 - des schistes et calcschistes jaunâtres à brunâtres (3g) ;
 - une barre de calcaires gris ou rouges, plissée (3h), au sein de laquelle j'ai trouvé une faune d'Actaeonelles et Nérinées difficiles à dégager, associées à des Rudistes ;
 - des niveaux schisteux rougeâtres, d'aspect conglomératique (3i) ;
- (4) et (5), des schistes siliceux rouges, radiolaritiques et des schistes verts (4a), reposant sur des roches éruptives diverses, laves et péridotites serpentinisées (4b), qui viennent buter par faille verticale sur des marbres gris, massifs (Trias-Jurassique ?) et des radiolarites (5a).

a2. Compléments.

Une coupe levée quelques centaines de mètres plus à l'Ouest (fig. 143 B), le long de la même falaise, montre un dispositif semblable ; toutefois, les faciès crétacés (3) apparaissent plus pauvres en bancs calcaires, alors que se développent des niveaux schisteux, parfois calcaireux, à fins débris de roches effusives. Dans le compartiment situé au Sud de la faille verticale, affleurent des schistes permien (5b) sur les marbres triasico-jurassiques (5a), qui soulignent la polarité inverse d'une partie de la série.

a3. Interprétation des séries observées.

La première coupe décrite (fig. 143 A) permet d'observer une série inverse écaillée : marbres massifs (1) (Trias-Jurassique probable) sur roches éruptives "ophiolitiques" (2), sur schistes et calcaires du Crétacé (3). A la base de la falaise, on retrouve des schistes et des roches éruptives ophiolitiques (4) identiques à (2), surmontés par les formations lithologiques d'âge crétacé (3) ; il s'agit donc d'un synclinal couché. La limite entre série inverse et série normale n'est pas évidente du fait de la répétition de faciès semblables au sein du Crétacé et d'écaillages toujours possibles ; toutefois, si l'on se fonde sur les bancs calcaires principaux, le coeur du synclinal doit être placé dans les niveaux (3e).

L'analyse des bancs de calcaires crétacés, situés à la base de la falaise, permet de mettre en évidence des plis décamétriques décalés par des failles verticales transverses qui compliquent la structure synclinale majeure à flanc inverse écaillé. Il est à remarquer que le compartiment (5) ne correspond pas au soubassement normal de la série crétacée, puisque sa polarité est inverse (fig. 143 B), mais plutôt à un élément du flanc inverse principal, effondré par faille verticale, par exemple.

Quoi qu'il en soit, la série crétacée transgressive est représentée ici par une formation détritico flyschoidé qui est datée près de sa base du Cénomanién et peut-être de l'Aptien.

b. SECTEUR DE GAVRIANI.

b1. Coupe de Gavriani.

Cette coupe est accessible à partir du nouveau village de Gavriani, situé sur la route asphaltée qui relie Pteleon (à l'Est) et Pelasgia (à l'Ouest), en se dirigeant vers le Nord - Nord Ouest en direction d'un petit sommet de marbres dolomitiques blancs (Trias-Jurassique supposé) qui tranche au milieu de ces schistes permien et crétacés.

b1.1. Description.

Du Nord au Sud, affleurent en série inverse (fig. 144) :

- (1) des schistes ocellés, de couleur gris-beige, du Permien ;
- (2) des marbres dolomitiques massifs, blancs ou gris clair, supposés d'âge trias-jurassique ;

- (3) des corps discontinus de roches éruptives basiques et ultrabasiques "ophiolitiques" : serpentines (3a) et dolérites surtout (3b) ;
- (4) une formation détritique complexe constituée essentiellement de terrains schistosés en fines plaquettes, au sein desquels on peut distinguer, par ordre d'importance décroissante (en volume) :
- des schistes et calcschistes jaunâtres correspondant à plusieurs types pétrographiques : des pélites, des marnes plus ou moins gréseuses, des calcarénites à grain millimétrique riches en débris de roches effusives microlithiques et de roches siliceuses ainsi qu'en débris de minéraux isolés, amphiboles vertes ou brunâtres, chlorites, serpentines, feldspaths et quartz. Des granuloclassesments verticaux s'observent fréquemment et confirment la polarité inverse de la série, au moins dans sa partie septentrionale. Des Calcisphères et des restes de *Globotruncana* et de *Rotalipores* (?) peuvent être discernés dans ces faciès qui constituent l'essentiel de la série crétacée ;
 - des bancs de calcaires massifs, gris et rouges, d'aspect noduleux à débris centimétriques de roches effusives (4e) ;
 - des lits siliceux : notamment des brèches constituées en quasi-totalité par des éléments de schistes rougeâtres à Radiolaires (4k), mais aussi des schistes verts à Radiolaires et de véritables radiolarites, vertes ou rouges (4m) ;
 - des roches éruptives : dolérites et roches effusives microlithiques (4d), généralement associées aux radiolarites franches.

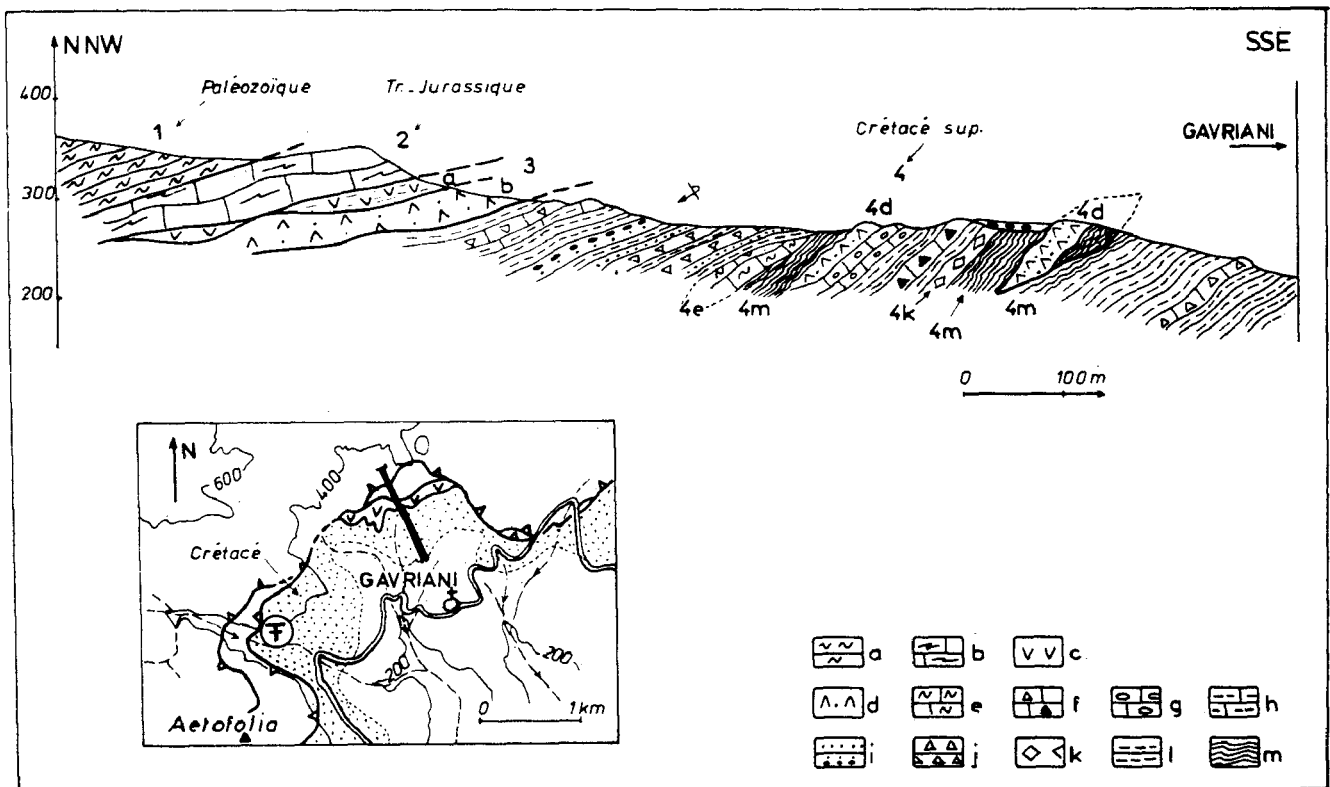


Fig. 144. - Crétacé du synclinal de Koulia. Secteur de Gavriani. Coupe de Gavriani (Othrys orientale). CO 7, fig. 136.

Numéros : voir texte. - a. schistes paléozoïques. - b. marbres triasico-jurassiques. - c. serpentinites. - d. roches éruptives basiques. - e. calcaires recristallisés rougeâtres. - f. calcaires microbréchiques (triangles pleins) ou bréchiques (triangle creux). - g. conglomérats à galets arrondis. - h. calcaires marneux. - i. grès parfois granuloclassés. - j. brèches à éléments schisteux. - k. brèches à éléments de schistes à Radiolaires. - l. marnes schisteuses. - m. schistes non carbonatés, parfois à Radiolaires (jurassiques ou crétacés ?).

b1.2. Interprétation.

La formation à dominante détritique (4) peut être rapportée au Crétacé inférieur terminal et au Crétacé supérieur dans sa totalité, du fait de la présence à différents niveaux de marnes schisteuses à Calcisphères et fantômes de Foraminifères pélagiques (Rotalipores ? et *Globotruncana*).

La partie septentrionale de cette formation détritique présente une polarité inverse (cf. graded-bedding), mais la polarité n'a pu être déterminée à proximité de Gavriani, dans la partie méridionale.

Le principal problème d'interprétation posé par cette coupe est celui de l'existence des roches effusives et radiolaritiques au sein de la série crétacée. Du fait du caractère schisteux des terrains en présence, les contacts entre les divers types de roches ont été altérés lors des phases tectoniques, mais d'après la disposition de ces roches effusives et radiolaritiques au sein de l'encaissant, il semble que l'on ait affaire, pour partie, à des olistolithes de matériel triasico-jurassique resédimentés dans les niveaux transgressifs du Crétacé. Certaines brèches homogènes, constituées de débris de schistes à Radiolaires, et même certains schistes à Radiolaires, pourraient toutefois correspondre à des sédiments d'âge crétacé supérieur, constituant une partie de la matrice de ces olistolithes.

En résumé, cette série (4) est sans aucun doute équivalente de la série crétacée décrite précédemment (3, fig. 143), mais possède apparemment moins de bancs calcaires et paraît plus riche en éléments effusifs et radiolaritiques (olistolithes ?). Nous verrons que la série crétacée décrite dans cette coupe de Gavriani a beaucoup d'affinités avec la série de la fenêtre de Dimini, située à la base des terrains métamorphiques du massif de Velanidia, près de Volos.

b2. Compléments.

En bordure de la route qui relie Gavriani à Pelasgia, dans le lacet occasionné par la présence de la profonde vallée ouest-est qui coule au Nord du mont Aetofolia, affleure la formation détritique crétacée à *Globotruncana* (4, fig. 144) décrite ci-dessus.

Sur le flanc méridional de la vallée, le talus de la route est formé de roches rougeâtres schistosées qui sont en fait des conglomérats essentiellement constitués de débris roulés, atteignant jusqu'à 10 cm de longueur, de roches effusives microlithiques, de radiolarites rouges plus ou moins schistosées, et de rares galets calcaires. Il s'agit là de la base de la formation détritique flyscholide crétacée, qui semble reposer sur des ensembles effusifs de type pillow-lavas -en contre-bas de la route, vers l'Est- appartenant probablement aux séries voisines de type Loggitsion, alors que les niveaux sus-jacents, formant le sommet de l'Aetofolia, sont constitués de marbres gris massifs, de type pélagonien, poussés en écailles sur la formation détritique.

Sur le flanc septentrional de cette même vallée, les bancs marneux et de calcarénites de cette formation détritique qui surmontent les conglomérats précédents en série apparemment normale, se révèlent assez riches en Calcisphères et *Globotruncana*, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur, dont *Globotruncana coronata* Bolli.

c. LE SECTEUR KIPARISSION-MYLI : COUPE TARATSA-AGIOS PANAYA.

Une coupe levée dans la partie occidentale du synclinal couché de Gavriani, entre le sommet du mont Taratsa (920 m) au Nord-Ouest et la chapelle Agios Panaya au Sud-Est, en passant par la chapelle Agios Paraskevi, permet d'observer un dispositif voisin de celui décrit plus à l'Est ; toutefois, un certain nombre de détails mérite d'être souligné.

Du Nord-Ouest au Sud-Est, on rencontre successivement (fig. 145) :

- (1) les marbres massifs, supposés d'âge trias-jurassique ;
- (2) un ensemble particulier, constitué de roches éruptives altérées et de blocs de marbres, parfois à épidote, qui s'enrichit vers l'Ouest en pélites schisteuses rouges à Radiolaires. Il s'agit très nettement de la formation Volcano-Détritique datée ailleurs du Jurassique supérieur ;

- (3) quelques dizaines de mètres de calcaires noirs, peu recristallisés, en bancs d'épaisseur variable, riches en Foraminifères benthiques du Cénomaniens : des Miliolidés, *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Nezzazata* sp., *Biconcava bentori* Hamaoui et Saint Marc, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui et Saint Marc ;
- (4) la formation détritique "mésocrétacée" à schistosité nette, constituée de grès, de pélites, de calcaires fins ou microbréchiques et de bancs conglomératiques à éléments roulés (galets de roches effusives et de radiolarites surtout). Des corps laviques, associés à des sédiments radiolaritiques, s'y intercalent à nouveau : là encore, on peut admettre qu'il s'agit d'olistolithes provenant du soubassement triasique ou jurassique. Du côté méridional, cet ensemble présente un faciès flysch assez typique avec des alternances gréso-pélitiques, parfois calcareuses, des granuloclasses et des figures de courants à la base de bancs grossiers (+).
Les calcaires fins contiennent des *Globotruncana*, plus ou moins bien conservés, dont *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi et *G. sigali-schmeegansi*, du Turonien supérieur-Santonien ;
- (5) des pillow-lavas triasiques, visibles à proximité de la chapelle Panaya, qui appartiennent aux séries de type Loggitsion et qui sont recouverts directement par les niveaux flyschoides de la formation précédente.
Quelques centaines de mètres plus à l'Ouest, des copeaux de calcaires noirs ou gris s'intercalent entre le "flysch mésocrétacé" et le soubassement de type Loggitsion. Les associations de microfossiles observées sont, outre les Miliolidés très fréquents, *Biplanata* sp. et *Nezzazata* sp., probablement du Cénomaniens, d'une part, et *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara et *Orbitolina* sp., de l'Albien supérieur-Turonien inférieur, mais très probablement du Cénomaniens également, d'autre part. Cette observation confirme que la structure est bien celle d'un synclinal couché dont le flanc supérieur inverse présente une série pélagonienne et le flanc inférieur normal, une série pélagique de type Loggitsion.

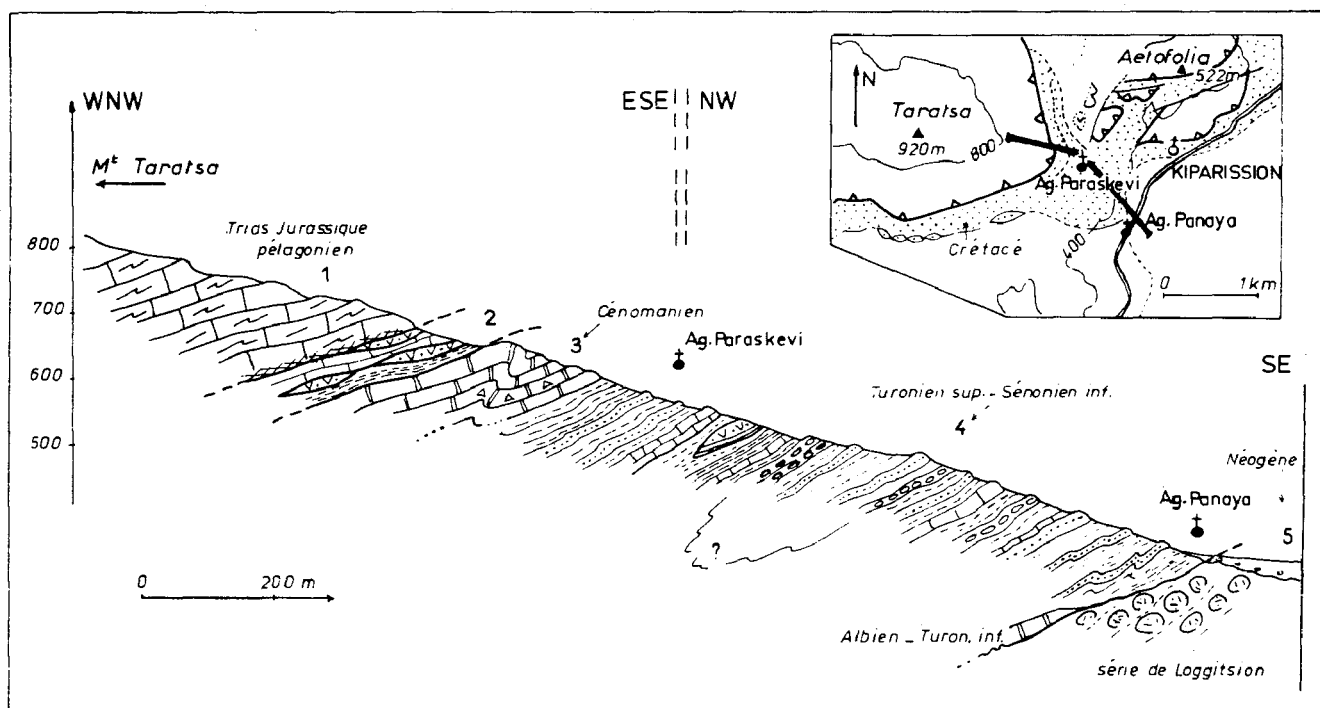


Fig. 145. - Crétacé du synclinal de Koulia. Secteur de Gavriani. Coupe Taratsa-Agios Panaya (Othrys orientale). CO 8, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

(+) Sur la carte à 1/50 000 de Myli (Marinos *et al.*, 1957), ces niveaux sont d'ailleurs attribués au flysch terminal (Maestrichtien-Paléocène).

En résumé, les observations faites dans le secteur Kiparission-Myli confirment que les niveaux crétacés occupent le coeur d'un synclinal couché. Ils présentent, pour l'essentiel, un faciès "flysch", sauf à la base où l'on note l'existence de calcaires noirs. Ces derniers sont datés du Cénomaniens par des microfossiles benthiques, mais il existe parfois encore une dizaine de mètres ou plus de terrains entre ces niveaux cénomaniens et le soubassement triasico-jurassique, où l'Albien, par exemple, pourrait être présent. Le flysch sus-jacent est, lui, daté pour partie du Turonien supérieur-Santonien par des *Globotruncana*.

Que ce soit dans le flanc inverse, très écaillé, ou dans le flanc normal qui l'est moins, les contacts avec les divers soubassements triasico-jurassiques sont toujours tectonisés. Ainsi, les calcaires noirs cénomaniens, qui viennent au contact des séries de Loggitsion, ont des formes de lentilles qui ne semblent pas être d'origine sédimentaire, mais bien d'origine tectonique. A ce propos, sur la carte à 1/50 000 de Myli (Marinos *et al.*, 1957) et sur les cartes à très petite échelle proposées par les auteurs anglo-saxons (Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975), les monts Taratsa et Aetofolia sont attribués au Crétacé supérieur, si bien que les séries sont jugées normales alors qu'il s'agit sans aucun doute possible du Trias-Jurassique en série inverse.

d. CONCLUSIONS RELATIVES AU CRETACE DU SYNCLINAL COUCHE DE GAVRIANI.

Les niveaux crétacés qui occupent le coeur du synclinal couché de Gavriani sur plus de dix kilomètres, entre Myli, à l'Ouest, et le mont Pirgos, à l'Est du village de Gavriani, sont essentiellement représentés par une formation détritique présentant parfois un aspect de flysch, dans laquelle s'intercalent quelques niveaux calcaires et des olistolithes. Cette formation est datée à sa base, avec doute, de l'Aptien, mais avec certitude du Cénomaniens, et atteint le Turonien supérieur-Santonien dans sa partie sommitale.

Ce "flysch" qui présente parfois des niveaux conglomératiques à sa base, est tout à fait comparable à la formation détritique "mésocrétacée" de la région de Vrinenà. Toutefois, dans ce dernier secteur, les calcaires noirs du Cénomaniens franc semblaient occuper une position plus élevée dans la formation détritique.

Je n'ai pu observé de niveaux plus récents que le flysch dans le coeur du synclinal couché et par conséquent, il n'est pas possible de déterminer si des brèches à éléments de marbres triasico-jurassiques ont envahi ce secteur.

4. LA BORDURE MERIDIONALE DU SYNCLINAL DE KOULIA, DE MYLI A PALEOKERASSA : LE PASSAGE DU FLYSCH DE BASE AUX CONGLOMERATS.

Les séries crétacées de ce secteur sont caractérisées par une augmentation des faciès conglomératiques grossiers, riches en galets de radiolarites, à la base, au détriment des niveaux péliito-gréseux et marneux flyschoides. De nombreuses coupes assez complètes peuvent être levées dans ce secteur ; les faciès varient très rapidement dans le détail, mais des évolutions plus générales peuvent être dégagées.

Je distinguerai trois secteurs d'affleurements, respectivement centrés sur les villages de Myli, (Paleo)Spartia et Paleokerassa.

a. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR DE MYLI.

a1. Coupe générale NNW-SSE passant par le village de Myli (fig. 146).

Cette coupe permet d'observer à nouveau les trois ensembles lithologiques déjà signalés dans le secteur de Vrinenà, à savoir : un ensemble détritique basal ("flysch mésocrétacé-sénomaniens inférieur"), une formation carbonatée constituée de faciès calcaires très divers, et un flysch terminal typique du Maestrichtien-Paléocène.

a1.1. Description.

De bas en haut, c'est-à-dire du SSE vers le NNW, affleurent (fig. 146) :

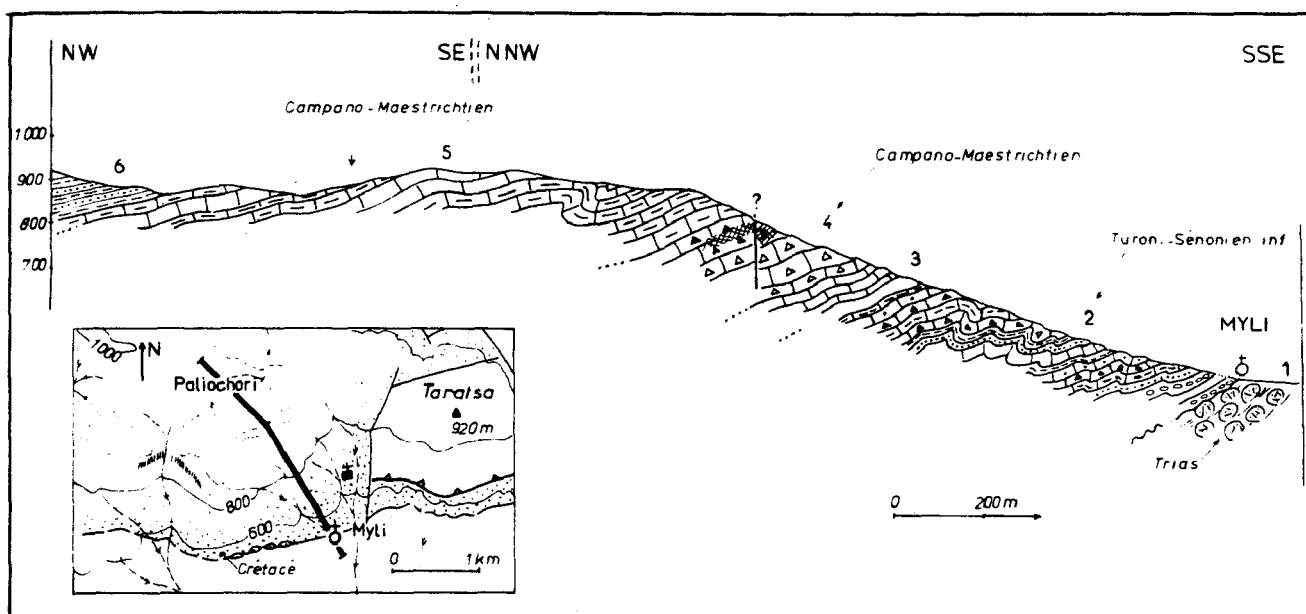


Fig. 146. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure méridionale. Coupe de Myli (Othrys orientale). CO 9, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

- (1) et (2), la formation détritique rythmique inférieure (2), qui repose ici sur des pillow-lavas triasiques appartenant aux séries de type Loggitsion (1). Des conglomérats à galets de grès, "graywackes" et radiolarites, visibles dans le village même de Myli, pourraient représenter la base de la série. L'ensemble (2) est, dans ce secteur, très riche en carbonates : les rythmes observés mettent en cause des marnes jaunâtres, des calcarénites et des calcaires microbréchiques à débris de roches éruptives, de radiolarites et parfois de marbres (triasico-jurassiques ?). Des granuloclasses verticaux sont fréquents dans ce matériel, même lorsqu'il est uniquement carbonaté. Les microfossiles observés permettent d'attribuer un âge turonien-sénonien inférieur à cet ensemble décrit en détail dans le paragraphe suivant ;
- (3 à 5), une formation essentiellement carbonatée, constituée de bas en haut par :
- des calcaires gris, fins ou bioclastiques, en plaquettes (3), à Calcisphères et *Globotruncana*, dont peut-être *Globotruncana arca* (Cushman) connu dès le Campanien ;
 - des calcaires plus massifs, bréchiques, parfois cataclasés, à éléments radiolaritiques (4). Les bancs sommitaux contiennent *Orbitoides* cf. *media* (d'Archiac) du Campanien-Maestrichtien ;
 - une alternance de calcaires à silice et de calcaires massifs bioclastiques (5), contenant *Globotruncana fornicata* Plummer, du Campanien-Maestrichtien près de la base, mais aussi au sommet, à proximité du passage au flysch supérieur grésopélimitique ;
- (6) le flysch grésopélimitique typique, qui n'a pas livré de fossiles dans ce secteur.

a2. Analyse détaillée de la formation détritique de base.

Le détail des séquences lithologiques qui constituent cette formation de type flysch est représenté sur la figure 147. La présence de plis dans la partie sommitale rend les estimations d'épaisseur aléatoires. J'ai distingué six termes lithologiques dans cet ensemble (fig. 147) :

- (A) les conglomérats de base (épaisseur : 5 m environ) : les éléments centimétriques à décimétriques sont des galets de roches éruptives, de radiolarites, de grès à quartz et feldspaths, et des calcaires microbréchiques à oolithes semblables à ceux du Jurassique de la série de Pirgaki-Garmeni ;

- (B) des calcarénites et des calcaires marneux fins (épaisseur : 5 à 10 m visibles) : les calcarénites de base (B1) ont un grain fin (500 microns à 1 mm) et contiennent des Miliolites, des Calcisphères, *Dictyopsella* sp. et des *Globotruncana* bicarénés connus dès le début du Turonien ; les calcaires marneux sus-jacents (B2) sont riches en *Globotruncana* dont *G. coronata* Bolli, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur ;
- (C) une alternance de brèches calcaires à éléments plurimillimétriques, de calcarénites noires parfois granuloclassées, de calcaires fins et de marnes jaunâtres :
- la brèche calcaire de base (C1) est surtout constituée de débris d'organismes dont des Rudistes, associés à des lithoclastes (roches éruptives et radiolarites) ;
 - les calcaires marneux jaunâtres (C2), ravinés par les calcarénites noires, sont datés du Turonien-Coniacien (Coniacien probable) par *Globotruncana* cf. *renzi* Gandolfi ;
 - la partie supérieure, visible sur 5 m d'épaisseur dans une petite carrière, révèle les mêmes microfaciès, avec notamment des micrites au sein desquelles ont été reconnus *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi et *G. coronata* Bolli, du Turonien-Sénonien inférieur (C3), ou *Globotruncana coronata* Bolli uniquement (C4) ;
- (D) 20 m environ d'une alternance de calcaires fins, sombres, et de marnes jaunâtres à *Globotruncana* cf. *renzi* Gandolfi, du Turonien supérieur-Coniacien, près de la base ;
- (E) un niveau repère d'un mètre d'épaisseur. Il s'agit d'une brèche calcaire à galets de roches effusives microlithiques, mais surtout riches en éléments de marbres ou de calcaires marmoréens dolomitiques appartenant très probablement au soubassement triasico-jurassique de type pélagonien, situé plus au Nord. D'autres éléments calcaires, d'âge crétacé, contiennent des Globigérinidés et des Mélobésiées ;
- (F) une alternance de calcaires fins, jaunâtres, et de calcarénites plus sombres au litage parfois anarchique, traversée par un banc bréchiq (F2) constitué dans sa quasi-totalité par des éléments de marbres ou de calcaires marmoréens dolomitiques où l'on reconnaît parfois des formes ovoïdes (fantômes d'Ostracodes ou d'Involutines triasiques, probablement). Les calcaires fins (F1) situés sous la brèche ont livré *Globotruncana* cf. *renzi* Gandolfi, et les calcaires sus-jacents (F3), *Globotruncana* cf. *coronata* Bolli.

a3. Compléments.

Une coupe levée quelques centaines de mètres à l'Ouest de la précédente (fig. 148 A) a permis de mettre en évidence une évolution des faciès présents dans la formation détritique de base, qui deviennent plus grossiers par enrichissement en calcaires bréchiq à éléments variés plurimillimétriques et en conglomérats rouges à galets roulés de radiolarites et de roches éruptives. Le passage entre le "flysch de base" et les calcaires sus-jacents est progressif et se fait par enrichissement en bancs calcaires, souvent bréchiq ou bioclastiques, de la partie supérieure du "flysch de base".

Les affleurements visibles sur le flanc oriental de la vallée nord-sud, située à mi-distance entre le village de Myli et la profonde vallée dite Spartiorrema (coupe de Paliochori ; fig. 148 B), montrent la même tendance que la coupe précédente. La formation détritique de base (2 à 4) est caractérisée par la présence de conglomérats à galets roulés, d'ordre centimétrique, de radiolarites, de roches éruptives et de calcaires dont certains appartiennent aux calcaires des séries maliaques. Les niveaux calcaires et marneux (3), situés près de la base de la couverture crétacée, contiennent des *Globotruncana* dont *Globotruncana sigali-schmeegansi* et peut-être *G. concavata* (Brotzen) du Sénonien inférieur, probablement du Coniacien. Les premiers calcaires (5) qui recouvrent les conglomérats (4) contiennent *Moncharmontia compressa* De Castro, connu surtout au Turonien supérieur-Sénonien inférieur (dét. Fleury).

Quelques résultats fragmentaires obtenus dans le secteur structuralement complexe situé juste au Nord du monastère de Myli montrent que :

- la partie sommitale du "flysch inférieur" atteint au moins le Turonien supérieur-Santonien, du fait de la présence de *Globotruncana sigali-schmeegansi* et surtout de *G. coronata* Bolli ;

- des brèches riches en éléments parfois grossiers de marbres et de calcaires marmoréens (Trias-Jurassique ?) se sont également déposées durant cette même période Turonien supérieur-Sénonien inférieur, d'après les *Globotruncana* présents, mais elles semblent surmonter le "flysch inférieur" ;

- des corps de serpentinite existent, juste au Nord-Ouest du monastère de Myli, dans la série crétacée apparemment continue, entre le "flysch de base" et les calcaires sus-jacents rappelant ainsi le dispositif observé dans le secteur du mont Lagouvouni (fig. 142), plus au Nord.

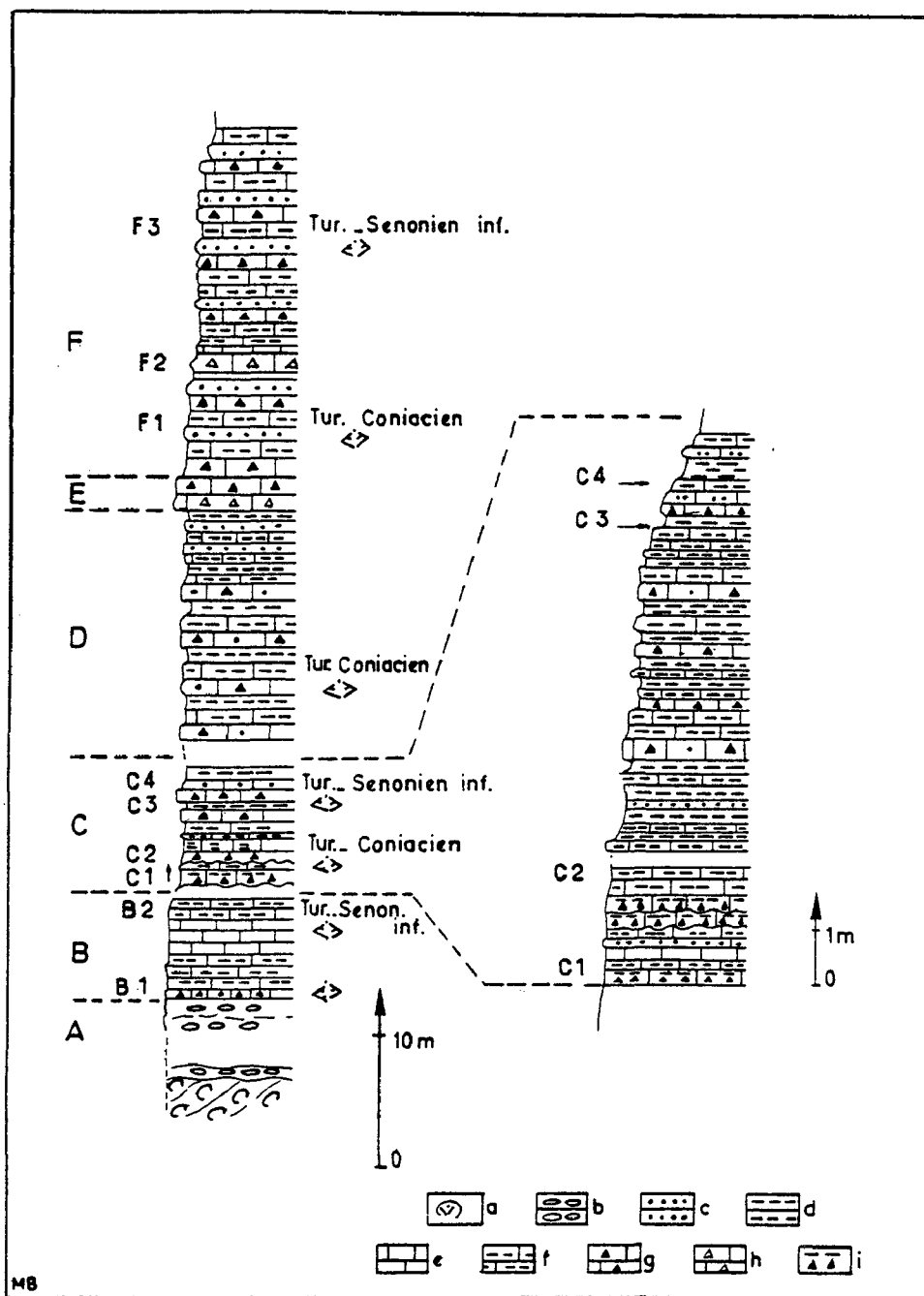


Fig. 147. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure méridionale. Les affleurements de Myli. CO 9, fig. 136, 2 sur coupe fig. 146. Le "flysch de base".

Symboles A à F : voir texte. - a. pillow-lavas triasiques. - b. conglomérats. - c. grès. - d. marnes et pélites. - e à h. Calcaires. - e. fins. - f. marneux. - g. microbréchiq. - h. bréchiq. - i. bancs carbonatés granoclassés.

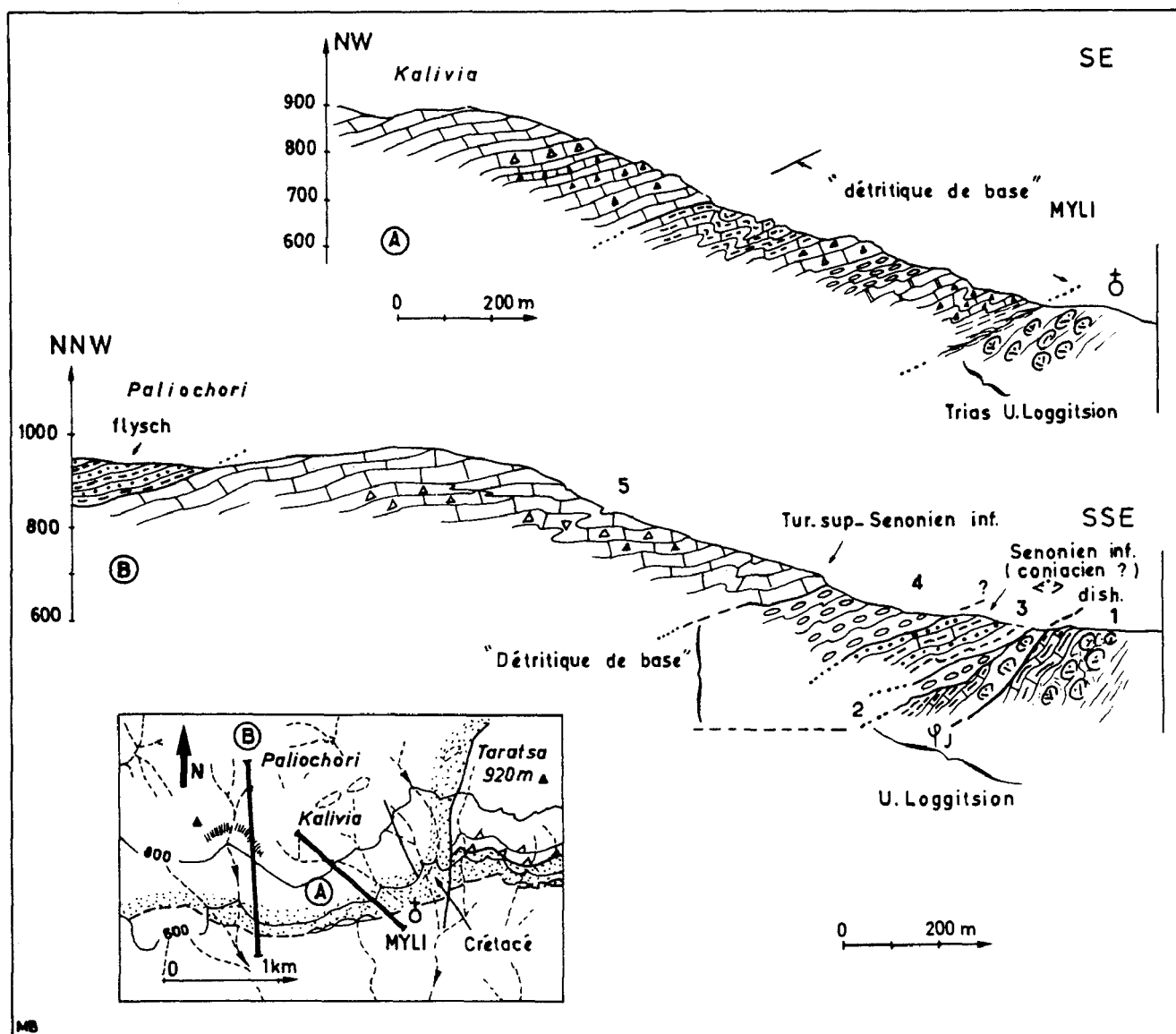


Fig. 148. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure méridionale. Coupe à l'Est de Myli (Othrys orientale).
 A. Coupe de Kalivia, CO 10, fig. 136. - B. Coupe de Paliochori, CO 11, fig. 136.
 Légende dans le texte. Figurés: fig. 5.

a4. Conclusions.

En résumé, les coupes de Myli permettent d'observer un flysch de base apparemment assez récent, puisque ses différentes parties sont datées du Turonien-Sénonien inférieur. La masse carbonatée supérieure est constituée de calcaires fins à *Globotruncana*, de calcaires microbréchi-ques et de calcaires bioclastiques.

b. COUPE EN AMONT DE LA SPARTIORREMA, PRES D'AGIOS BARBARA : PRESENCE D'OLISTOLITHES.

Cette coupe est l'une des plus remarquables qu'il soit donné d'observer dans le secteur étudié, notamment en ce qui concerne la formation détritique de base. Les affleurements pris en considération ici sont situés au Sud de la chapelle Agios Barbara, sur le flanc oriental de la Spartiorrema, en bordure de la piste qui remonte assez loin vers le Nord, jusqu'au pied de l'arête des monts Giusi (1 726 m) - Spilioura (1 557 m).

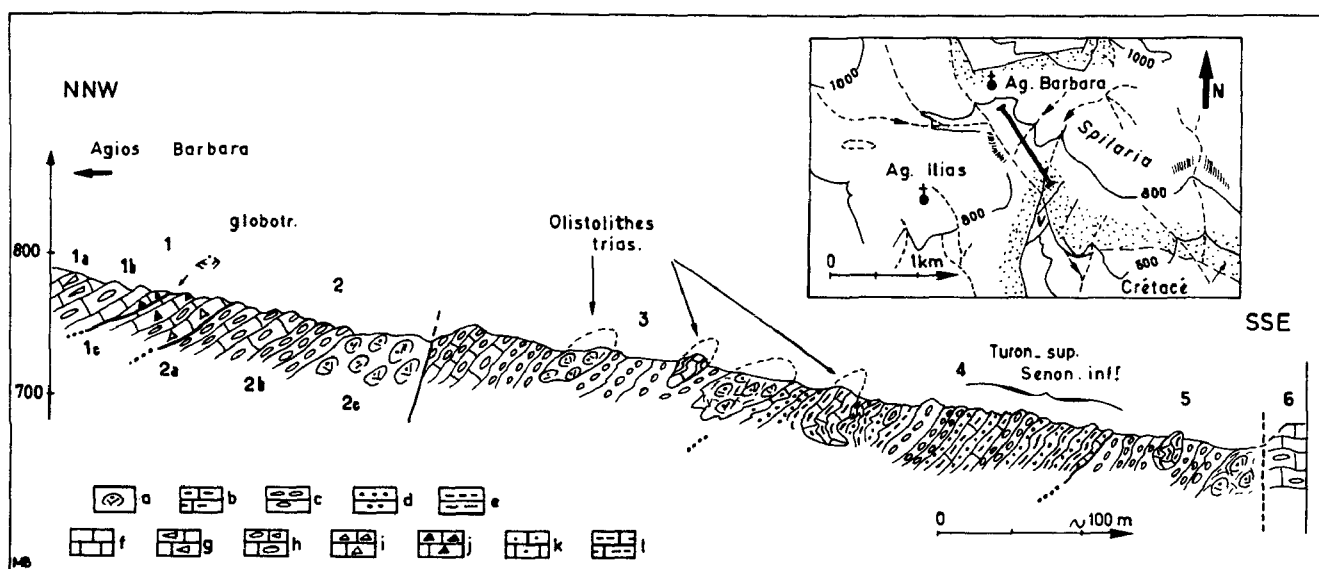


Fig. 149. - Crétacé du synclinal de Koulia ; la bordure méridionale. Coupe d'Agios Barbara (Spartiorrema). CO 12, fig. 136.

Numéros : voir texte. - a. pillow-lavas (triasiques ?). - b. calcaires à silex triasiques. - c. conglomérats (poudingues). - d. grès. - e. marnes et pélites. - f à l. calcaires. - f. fins. - g. à débris de rudistes. - h. conglomératiques à débris roulés. - i. bréchiq. - j. microbréchiq. - k. gréseux. - l. marneux.

Description.

Du Nord au Sud et de haut en bas, on relève la succession suivante (fig. 149) :

- (1) des calcaires massifs, bréchiq. ou des poudingues à éléments roulés. Certains de ces calcaires sont formés en quasi-totalité de débris de Rudistes pluricentimétriques (1a), d'autres de teinte rouge, contiennent des éléments de marbres de même taille, bien arrondis (1b). Des calcaires fins, bioclastiques, à *Globotruncana* mal conservés, s'y intercalent (1c) ;
- (2) des conglomérats rougeâtres (2a) et (2b), riches en galets de radiolarites et de roches effusives, reposant sur des pillow-lavas violacés, altérés (2c). La partie supérieure des conglomérats est indurée (2a), alors que les niveaux inférieurs (2b) sont très friables. Les pillow-lavas sont limités au Sud par une faille subverticale ;
- (3) une alternance de conglomérats rougeâtres, indurés ou friables, et de pillow-lavas violacés, semblable à l'ensemble précédent (2). Les masses de pillow-lavas sont décimétriques et semblent être intercalées normalement dans les conglomérats friables ; il s'agirait donc d'olistolithes. Cette hypothèse semble confirmée par la présence de blocs métriques (3a) de radiolarites et calcaires à filaments triasiques appartenant très nettement aux conglomérats ;
- (4) un ensemble "flysch" jaunâtre qui, sans tenir compte des replis tectoniques, affleure sur 200 m d'épaisseur au minimum. Il est formé d'une alternance de bancs peu épais (10 à 30 cm) de grès calcaireux, de calcaires fins, plus ou moins gréseux, de calcarénites à grain millimétrique et de bancs plus épais de conglomérats rougeâtres ou verdâtres de même nature que ceux des ensembles (2) et (3). Un bloc décimétrique de calcaire siliceux, resédimenté dans ce "flysch", a livré des Conodontes du Trias supérieur. Les microfossiles reconnus dans cette formation "flysch" indiquent un âge turonien supérieur-sénonien bas (coniacien ?) : *Globotruncana* gr. *sigalischneegansi*, *G. renzi* Gandolfi très grande, et peut-être *G. concavata* (Brotzen). Des traces de plantes noirâtres ont également été observées ;

- (5) à nouveau des conglomérats rougeâtres, à éléments roulés de roches effusives, radiolarites et calcaires, reposant sur des pillow-lavas violacés. Un bloc métrique de calcaires siliceux à Conodontes est encore présent dans les conglomérats ;
- (6) des bancs de calcaires gris, plus ou moins bréchiques, reposant sur des conglomérats calcaires séparés des niveaux précédents par une faille verticale, terminent la coupe vers le Sud. Les seuls fossiles intéressants sont des *Cuneolina* sp.

En résumé, cette coupe montre une formation détritique de base à passées rythmiques (faciès flysch), envahie par des conglomérats à galets de radiolarites et de roches éruptives, et caractérisée par la présence de corps de laves et calcaires triasiques appartenant aux séries de type Loggitsion, que l'on peut assimiler à des olistolithes. En outre, là encore, le faciès flysch a pu être daté pour partie du Turonien supérieur-Sénonien inférieur (Coniacien possible) par les *Globotruncana*.

c. LES AFFLEUREMENTS CRÉTACÉS AU NORD DE PALEOKERASSE (NOUVEAU VILLAGE).

Les conditions d'observation sont telles qu'il est difficile de décrire des coupes complètes, depuis la base transgressive jusqu'au flysch terminal ; c'est pourquoi nous décrirons d'abord les faciès de base, qui sont ici très variés, puis les termes supérieurs de la série crétacée-paléocène.

c1. Les termes de base de la couverture crétacée (fig. 150).

Sur le chemin qui mène du nouveau village de Paleokerassea à l'ancien village abandonné, juste à l'Est du petit pont qui enjambe la rivière Kanalia, affleurent les niveaux suivants (fig. 150 A) :

- (1) des laves, des radiolarites et des calcaires siliceux appartenant aux séries triasico-jurassiques de Loggitsion ;
- (2) une alternance de pélites, de grès, de calcaires gréseux et de poudingues à galets décimétriques de calcaires, de laves et surtout de radiolarites. J'y ai découvert une ammonite de grande taille non déterminée et des Madréporaires. Les calcaires les moins riches en lithoclastes contiennent des Calcisphères, des éléments d'Echinodermes et des morceaux de Madréporaires et de Rudistes qui confirment leur âge crétacé ;
- (3) des calcaires massifs, rougeâtres, du fait de leur richesse en débris de radiolarites. Certains niveaux sont riches en débris roulés de Rudistes encore entiers. Des calcaires plus fins, à Calcisphères, Madréporaires et Algues Mélobésiées s'y observent. Des niveaux à *Globotruncana* prélevés à proximité contiendraient *Globotruncana arca* (Cushman) et d'autres formes du Campanien-Maestrichtien.

Ce même chemin mène, vers le Nord-Est, au lieu-dit Platania reconnaissable à la présence d'une source aménagée : là, on peut observer une discordance particulièrement nette (Clément et Ferrière, 1973) entre des radiolarites et des calcaires siliceux à Conodontes du Carnien (série de Loggitsion), plissés, et des terrains du Crétacé (supérieur ?) subhorizontaux (fig. 150 B).

Ces calcaires massifs, de teinte rouge, sont caractérisés par l'abondance de galets plurimillimétriques de roches effusives et surtout de radiolarites (30 à 50 % de la roche environ). Le reste de la roche est constitué d'éléments calcaires au sein desquels on reconnaît des débris de Rudistes et de Madréporaires associés à de rares Gastéropodes. Des concentrations d'oxyde de manganèse, de teinte noire, existent à un mètre environ au-dessus de la base de la couverture transgressive ; elles proviennent très probablement du lessivage de radiolarites triasiques ou jurassiques alors à l'affleurement.

Cet affleurement de Platania révèle l'absence des niveaux flyschoides de base observés dans les secteurs situés plus à l'Est. L'âge de la transgression n'est pas connu avec exactitude ici, mais les premiers *Globotruncana* observés dans la série -au-dessus des brèches à radiolarites il est vrai- sont déjà du Campanien-Maestrichtien : *G. arca* (Cushman).

En remontant la rivière Kanalia, 2,5 km au Nord de Paleokerassea, on peut observer à nouveau les niveaux de base de la couverture transgressive crétacée, à proximité immédiate de la prise d'eau qui alimente le village.

Sur des pillow-lavas altérés (1), on rencontre de bas en haut (fig. 150 C) :

- (2) des calcaires bréchiques, indurés, à éléments effusifs et radiolaritiques ;
- (3) une dizaine de mètres de conglomérats plus tendres, à galets roulés, de même nature que les éléments de la brèche sous-jacente ;
- (4) des calcaires bréchiques ou microbréchiques contenant des débris de roches éruptives et de roches calcaires.

Conclusions : les niveaux de base observés dans le secteur situé au Nord de Paleokerassea présentent des faciès variés, essentiellement constitués de calcaires conglomératiques à débris de roches effusives et radiolaritiques. Lorsque les faciès flyschoides existent à la base (fig. 150 A), ils sont réduits et contiennent de gros galets, parfois décimétriques, de nature lithologique variée.

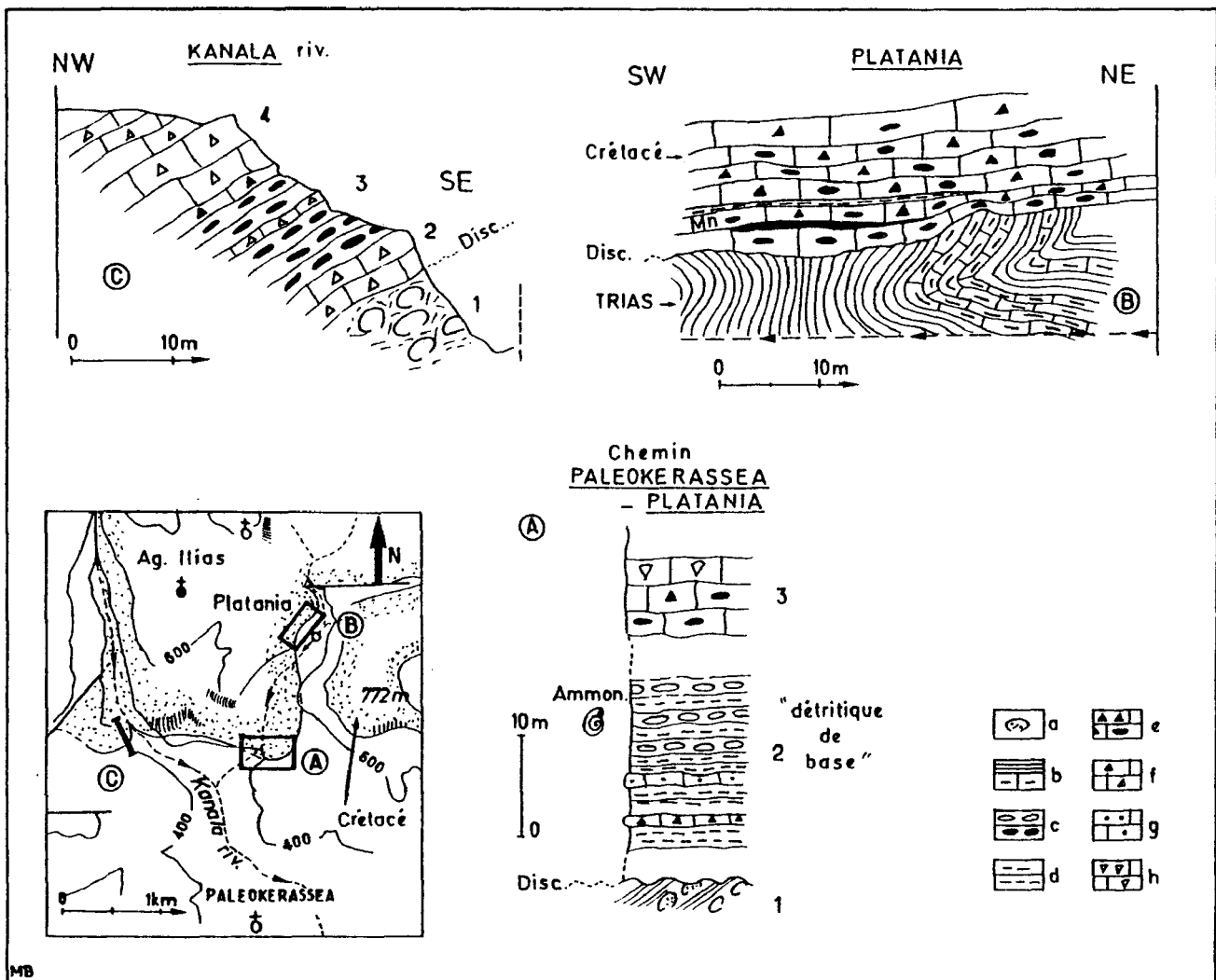


Fig. 150. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure méridionale. Les affleurements au Nord de Paleokerassea (Othrys méridionale) CO 14, fig. 136. La base de la série crétacée transgressive.

Numéros : voir texte. - a. pillow-lavas (triasiques ?). - b. calcaires siliceux et radiolarites (Trias de l'unité de Loggitsion). - c. conglomérats (poudingues) à galets de nature variée (figurés creux) ou surtout éruptive et radiolaritique (figurés pleins). - d. pélites et marnes. - e à h. calcaires. - e. conglomératiques riches en débris (roulés ou non) radiolaritiques et éruptifs. - f. bréchiques (triangles creux) et microbréchiques (triangles pleins). - g. gréseux. - h. à Rudistes.

c2. Les termes supérieurs.

C2.1. Coupe de Platania à Agios Athanassios, près du vieux village de Paleokerassea (fig. 151 A).

Au-dessus des calcaires bréchiqes rouges, à éléments radiolaritiques, décrits précédemment (1), viennent :

- (2) des calcaires gris, assez massifs, bioclastiques, formés d'une accumulation de débris organiques (Rudistes surtout) ;
- (3) des bancs de calcaires d'aspect bréchiq, à éléments pluricentimétriques, aux limites floues, de calcaires fins à Pithonelles et Calcisphères, plus ou moins liés entre eux par une matrice de même nature, microbréchiq. Les fossiles présents sont *Globotruncana arca* (Cushman), dans les éléments et dans la matrice, et *Orbitoides media* d'Archiac, dans la matrice seule, du Campanien-Maestrichtien ;
- (4) quelques mètres de calcaires gris, en plaquettes, à *Globotruncana* sp., qui, latéralement, ont livré *Globotruncana stuarti*, du Campano-Maestrichtien, et peut-être *G. elevata* (Brotzen), du Campanien ;
- (5) et (6), après un hiatus d'observation, des calcaires massifs à débris de Rudistes mais aussi à Rudistes et Madréporaires assez bien conservés, surmontés directement par le flysch grésopélique terminal. Les lames minces faites dans ces derniers bancs calcaires révèlent la présence de nombreuses Algues Dasycladacées, de Miliolidés et de *Miscellanea miscella* (d'Archiac et Haime), d'âge paléocène (partie supérieure).

c2.2. Coupe d'Agios Ilias (fig. 151 B).

Cette coupe, de direction nord-sud, située environ un kilomètre à l'Est de la précédente, permet d'observer à nouveau les niveaux calcaires supérieurs surmontés par le flysch grésopélique terminal.

De bas en haut affleurent successivement (fig. 151 B) :

- (1) des calcaires gris-blanc, massifs, bioclastiques, à débris de Rudistes, Calcisphères et *Cuneolina* sp. (?) ;
- (2) des calcaires gris, fins, en plaquettes, à *Globotruncana fornicata* Plummer et *G. gr. stuarti*, du Campanien-Maestrichtien ;
- (3) quelques mètres de calcaires gris, bréchiqes, contenant des éléments de biomicrites à Calcisphères et *Globotruncana*, au sein d'une gangue calcaire riche en débris organiques, à *Globotruncana ventricosa* White, du Campanien-Maestrichtien basal ;
- (4) des calcaires gris ou noirs, fins, en plaquettes (biomicrites), à *Globotruncana* sp. ;
- (5) et (6), des calcaires gris-sombre (5), recouverts normalement par le flysch terminal (6). Il s'agit d'un calcaire bioclastique à Algues, Foraminifères dont *Orbitoides media* (d'Archiac), *Siderolites calcitrapoïdes* Lamark, Lituolidés et débris de Rudistes, du Maestrichtien.

c2.3. Compléments.

De nombreux niveaux de micrites à *Globotruncana* et de calcaires bioclastiques à *Orbitoides* ont été reconnus dans le secteur situé au Nord de Paleokerassea, et parmi ceux-ci :

- des calcaires à *Globotruncana bulloïdes* Vogler, du Campanien-Maestrichtien basal ;
- des calcaires à *Globotruncana fornicata* Plummer et *G. conica* White, du Maestrichtien ;
- des niveaux à *Orbitoides media* d'Archiac, *Globotruncana arca* (Cushman) et *G. cf. aegyptiaca* Nakkady, du Maestrichtien franc.

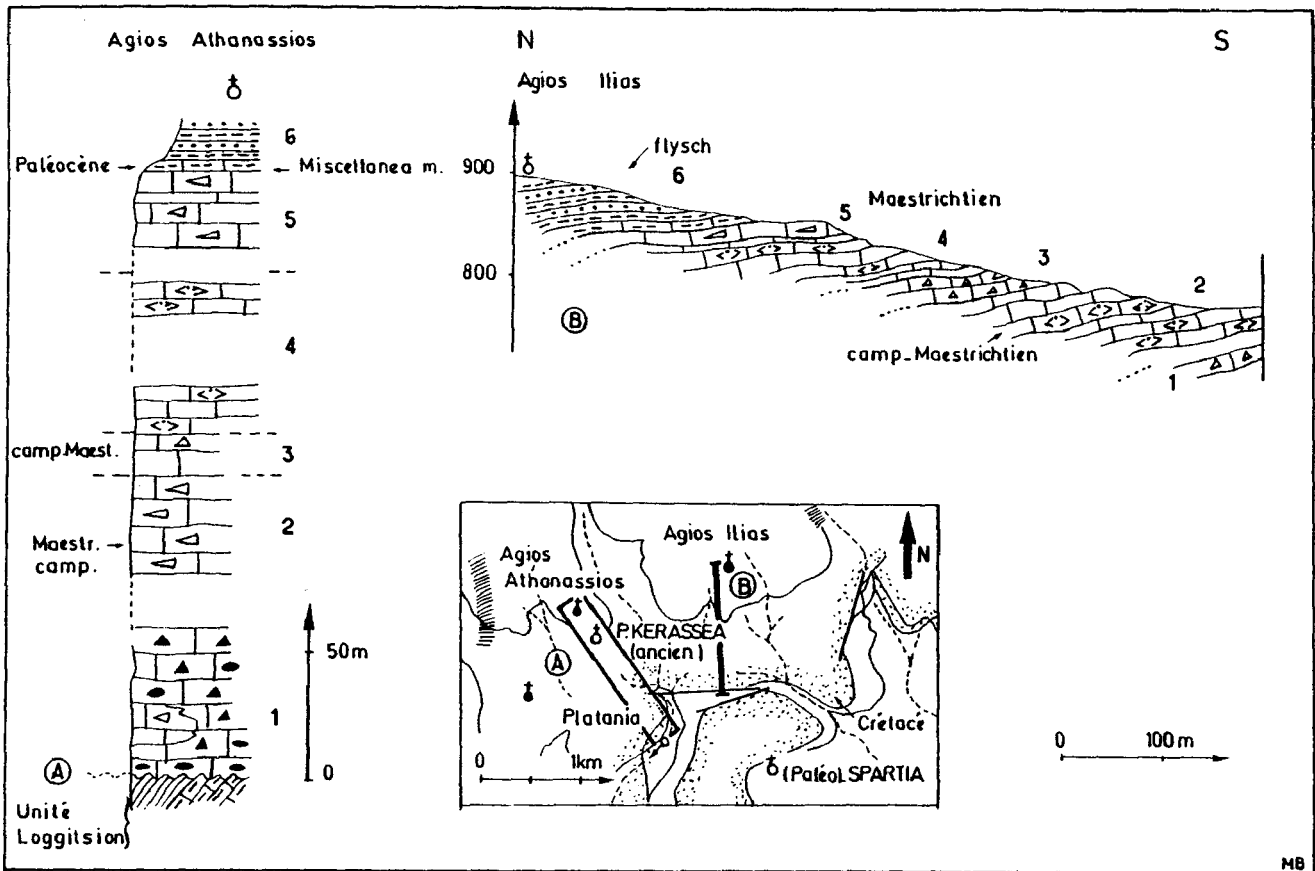


Fig. 151. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure méridionale. Les affleurements au Nord de Paleokerassea (Othrys méridionale). CO 13, Fig. 136. Partie supérieure de la série Crétacée. Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

c3. Conclusion.

Par rapport aux affleurements situés plus à l'Est, les niveaux crétacés formant les falaises au Nord de Paleokerassea sont caractérisés par la rareté ou l'absence totale des niveaux flyschoides terrigènes de base et l'absence des conglomérats à éléments calcaires néritiques ou de marbres triasico-jurassiques de type pélagonien. Corrélativement, cette base s'enrichit en conglomérats à ciment calcaire et galets plus ou moins roulés, essentiellement de nature radiolaritique. Ces niveaux inférieurs sont mal datés.

La partie supérieure est constituée d'une alternance de calcaire gris, en plaquettes, à *Globotruncana* et de calcaires bioclastiques gris-noir, à débris de Rudistes. Le passage au flysch sommital est assez brutal et se produit au moins au Maestrichtien, et peut-être même au Paléocène.

5. LA BORDURE OCCIDENTALE DU SYNCLINAL DE KOULIA : LES CONGLOMERATS CRÉTACÉS À GALETS RADIOLARITIQUES ET ÉRUPTIFS.

Cette bordure est en général caractérisée par la présence d'importantes failles verticales de direction subméridienne ; toutefois, la base de la série crétacée peut être observée dans trois secteurs privilégiés ; du Sud au Nord : le secteur d'Agia Marina, sur le revers sud-oriental du mont Giusi (1 726 m), le secteur du mont Aidini (1 253 m), et enfin celui du mont Jerakovouni (1 644 m), où la base du Crétacé atteint son altitude maximale, à plus de 1 500 m.

a. LE CRETACE D'AGIA MARINA.

Une coupe levée entre le pied sud-oriental du mont Giusi et les collines qui le séparent de la chapelle Agia Marina; nous permet d'observer, du Nord-Ouest au Sud-Est et de bas en haut (fig. 152) :

- (1) et (2), le soubassement triasico-jurassique du type maliaque, constitué par les niveaux supérieurs calcaro-schisteux à *Protopeneroptis striata* Weynschenk, de l'unité du Pirgaki (1), surmontés d'une unité de Loggitsion, formée de roches effusives (2a), de radiolarites et de calcaires siliceux, du Trias supérieur (2b) ;
- (3) 50 à 100 m de bancs massifs, épais de un à plusieurs mètres, de conglomérats parfois à ciment calcaire. Ces conglomérats, de couleur rouge lie-de-vin, sont essentiellement constitués de galets centimétriques à décimétriques de roches éruptives effusives et de radiolarites rouges, associés à de rares galets de calcaires fins d'âge indéterminé. Quelques passées jaunâtres, d'aspect flyschöide (3a), où alternent des marnes et des litharénites calcaireuses à débris de radiolarites et de roches effusives, s'y intercalent, notamment près d'Agia Marina.
Les microfossiles sont abondants mais souvent remaniés ; j'y ai observé (Ferrerière, 1974 b) de nombreux Rudistes, souvent brisés mais quelquefois entiers, isolés ou en colonies, ainsi que de nombreuses Actaeonelles et Nérinées dont *Plesioptygmatis schiosensis* Pirona, du Cénomanién (dét. Termier).
Les bancs marneux sont riches en microfossiles : Calcisphères et *Globotruncana* dont *Globotruncana* cf. *renzi* Gandolfi, du Turonien supérieur-Santonien basal ;
- (4) des calcaires massifs, gris ou beiges, bioclastiques, à *Cuneolina* sp., *Dicthyopsella* sp. et peut-être *Siderolites calcitrapoïdes* Lamark ;
- (5) des calcaires gris, en plaquettes (biomicrites), à *Globotruncana*, du Campanien-Maestrichtien basal : *Globotruncana bulloïdes* Vogler, *G. gr. stuarti* et *G. cf. rosetta* (Carsey).

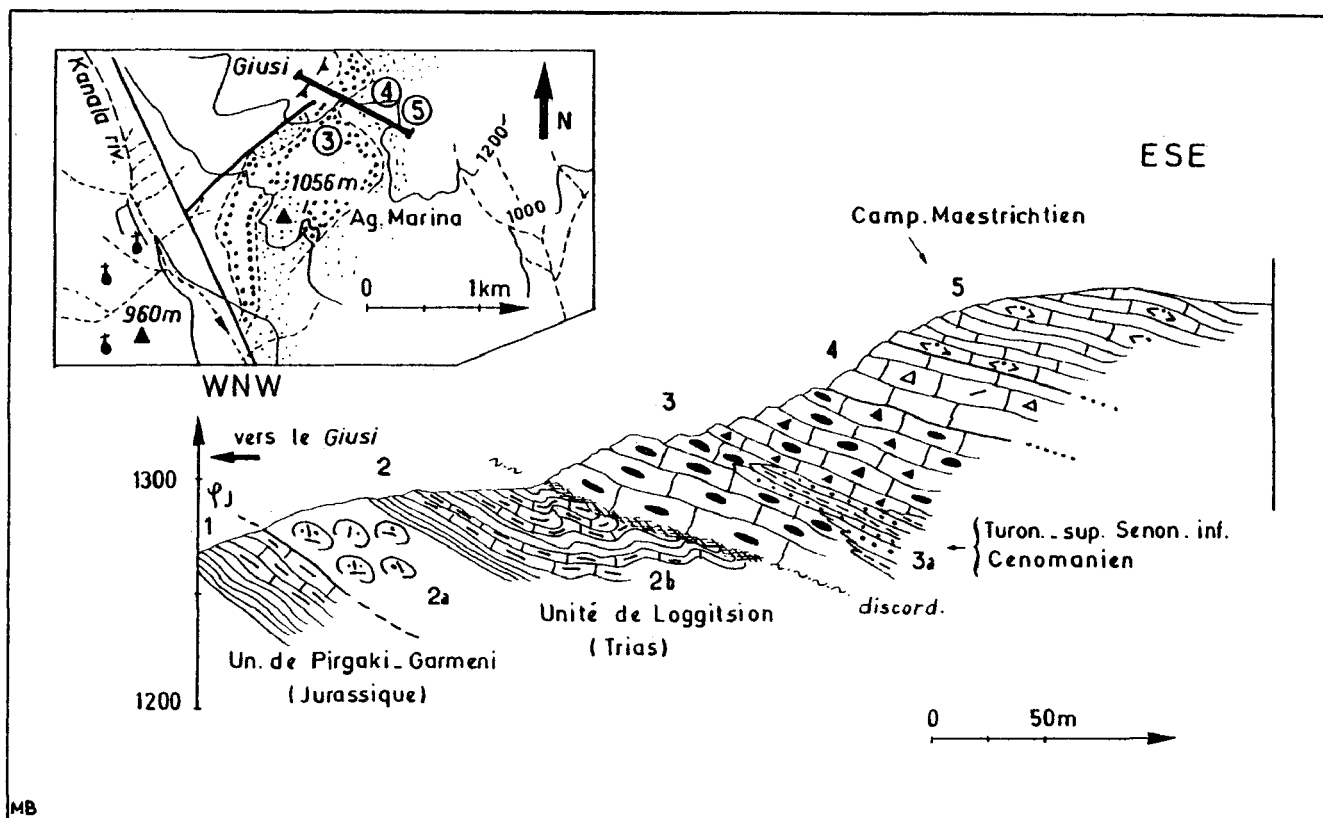


Fig. 152. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure occidentale. Coupe d'Agia Marina. CO 15, fig. 136. Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

En résumé, cette série est remarquable par l'épaisseur importante des conglomérats à galets de radiolarites et de roches effusives que l'on observe à sa base.

b. LE CRÉTACE DU MONT AIDINI ET DE SES ABORDS.

Les affleurements décrits dans ce paragraphe constituent le flanc méridional de l'importante vallée qui sépare les monts Koulia au Nord, et Aidini au Sud.

De nombreuses failles verticales affectent les terrains compris entre les monts Aidini, à l'Est, et Giusi, à l'Ouest ; toutefois, à l'aide des différentes coupes levées entre ces deux sommets, on peut reconstituer la série suivante, de bas en haut (fig. 153) :

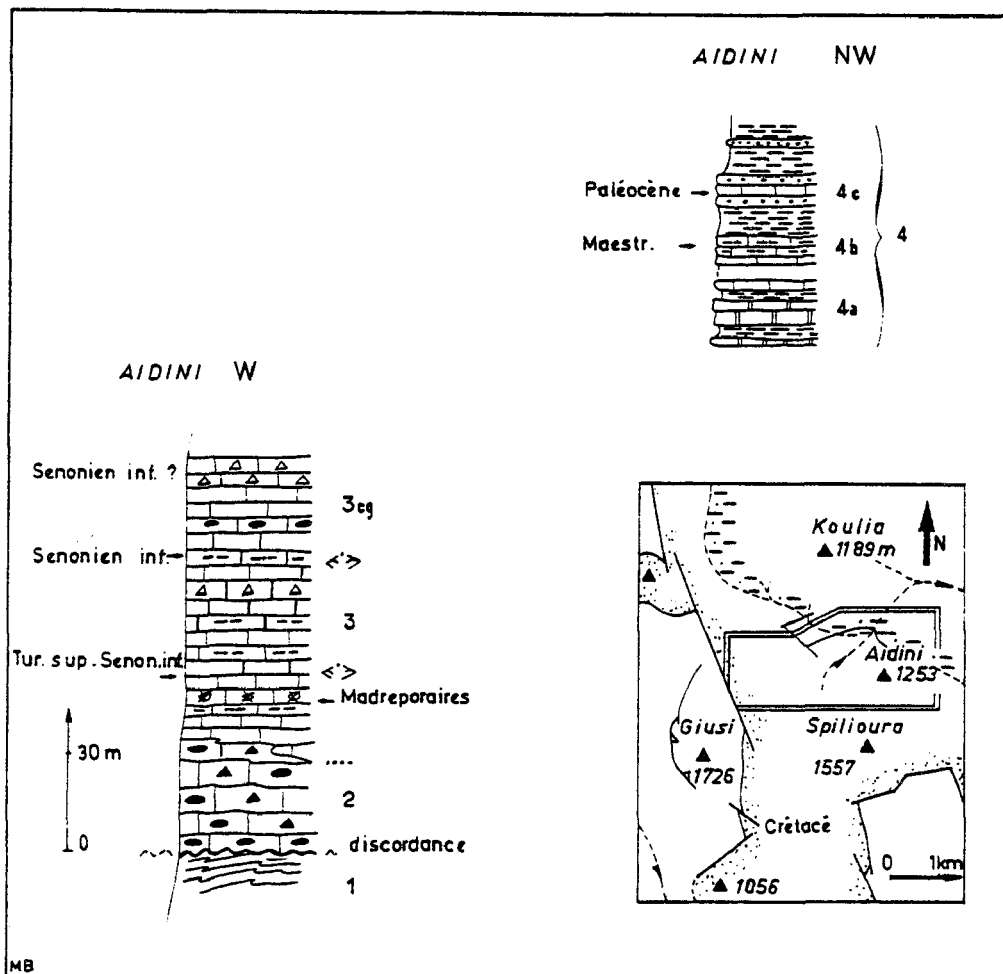


Fig. 153. - Crétacé du synclinal de Koulia. Secteur occidental. Les affleurements du mont Aidini et ses environs (Othrys). CO 16, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

- (1) le soubassement triasico-jurassique : il s'agit de radiolarites rouges et de roches éruptives, effusives ou doléritiques ;
- (2) des calcaires conglomératiques rouges, en bancs massifs, d'épaisseur variable, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. Là encore, ils sont riches en éléments de roches effusives et de radiolarites. De loin, ces conglomérats rouges se confondent avec le soubassement de même teinte, si bien que ce secteur, du fait de la présence des failles verticales, se présente comme un damier de taches rouges (soubassement et conglomérats) et blanches (calcaires crétacés sus-jacents) ;

- (3) un ensemble calcaire, de couleur claire, gris ou beige, épais d'une centaine de mètres. C'est une alternance de biomicrites et de calcaires plus grossiers bioclastiques ; un conglomérat, à ciment rouge et débris de Rudistes, situé dans la partie supérieure de l'ensemble, constitue un niveau repérable sur le terrain.

De bas en haut, on rencontre les niveaux fossilifères suivants :

- un calcaire à Madréporaires ;
 - une biomicrite à *Globotruncana* sp. et *G. coronata* Bolli, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur ;
 - des bancs calcaires formés d'alternances centimétriques de calcaires bioclastiques fins, à débris de Rudistes et de biomicrites à Calcisphères, Pithonelles et *Globotruncana* sp. ;
 - des calcaires semblables aux précédents, où n'existent plus que des *Globotruncana* dont *Globotruncana concavata* (Brotzen), du Coniacien p.p.-Santonien ; puis, plus haut dans la série, *Globotruncana linneiana-pseudolinneiana*, du Sénonien inférieur ;
 - le niveau repère conglomératique rouge (3 cg), à éléments plurimillimétriques (3 à 5 mm en moyenne), n'est pas daté précisément : il contient surtout des Calcisphères et des débris de Rudistes, ainsi que quelques petits Rudistes entiers ;
 - le dernier niveau, que l'on observe en continuité au sommet de cet ensemble de calcaires clairs, est un calcaire bioclastique à morceaux de Rudistes et rares débris de roches effusives. Les microfossiles benthiques, dont *Cuneolina* sp., rappellent le Sénonien inférieur (dét. Fleury) ;
- (4) le passage au flysch sommital, visible au fond de la Perivoli rema, se présente de la façon suivante, de bas en haut :

- une alternance -10 à 15 m visibles- de calcaires noirs et de marnes verdâtres (4a), datée par *Globotruncana gansseri* Bolli, *G. gr. arca* (Cushman), *G. gr. stuarti*, du Maestrichtien ;
- quelques mètres (3 à 5 m) de calcaires marneux, roses ou rouges (4b), à *Globotruncana*, peut-être remaniés, dont *Globotruncana gansseri* Bolli et *G. gr. stuarti*, du Maestrichtien, et petits Globigérinidés de la fin du Maestrichtien (dét. Fleury).

Un calcaire bréchiq ue observé dans la masse du flysch a livré *Siderolites calcitrapoïdes* Lamark, *Orbitoïdes media* d'Archiac, et *Lepidorbitoïdes* sp., du Maestrichtien. Le remaniement de ces microfossiles n'étant pas évident, on peut penser que ce calcaire correspond à un olistolithe resédimenté dans le flysch.

En résumé, cette coupe montre une série crétacée dont la base est riche en conglomérats, mais sans "flysch de base", bien que celui-ci soit présent à Vrinena, moins de 5 km plus à l'Est. Les calcaires qui surmontent les conglomérats sont en moyenne plus bréchiq ues que ceux d'Agia Marina, et le Coniacien p.p.-Santonien y est daté.

c. LE CRETACE DU MONT JERAKOVOUNI (1 644 m) ET DE SES ABORDS.

La série complète de la couverture crétacée transgressive, jusqu'au flysch terminal, peut être reconstituée à partir de trois coupes différentes, dans ce secteur où les failles verticales sont encore nombreuses : la base est visible sur le flanc nord du mont Jerakovouni (coupe Tsarnos-Tsouknida) ; les niveaux intermédiaires affleurent sur le flanc oriental du Jerakovouni ; enfin, le passage au flysch sera étudié à proximité de la source de Tsatali, au Nord des coupes précédentes. Les niveaux de base sont également visibles sur le flanc occidental du Jerakovouni, mais des petites failles ne permettent pas de s'assurer de la continuité de la coupe avec le flanc oriental.

c1. Coupe du Tsarnos (1 325 m) - Tsouknida (1 302 m).

Cette coupe est située au niveau du torrent est-ouest qui sépare les monts Tsarnos et Tsouknida, au Nord du Jerakovouni. Elle permet d'observer les niveaux de base du Crétacé transgressif et les termes sus-jacents.

D'Ouest en Est et de bas en haut, au-delà de la formation chaotique du Malm ("Volcano-Détriq ue") limitée à l'Est par une importante faille verticale (1), on rencontre successivement (fig. 154) :

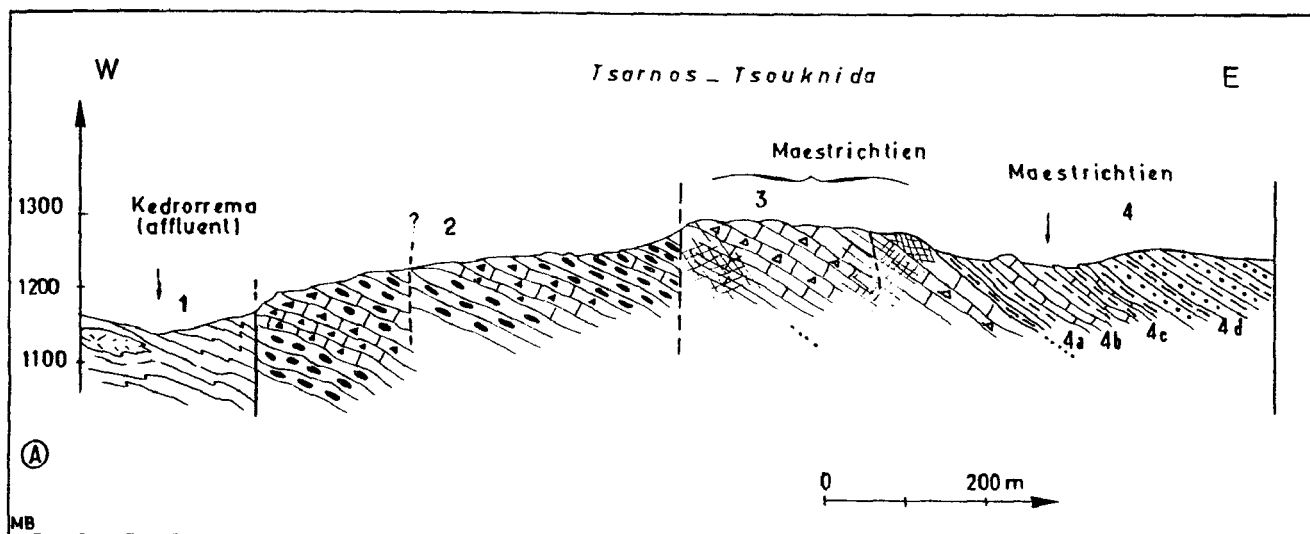


Fig. 154. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure occidentale. Les affleurements du Jerakovouni. Coupe entre les monts Tsarnos et Tsouknida. CO 17, fig. 136, A fig. suivante.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

- (2) un ensemble très important de conglomérats, brèches et poudingues, d'une épaisseur probablement supérieure à 150 m. Ce sont des conglomérats rougeâtres ou verdâtres, tendres à ciment marneux, ou durs à ciment calcaire. Ils sont constitués pour l'essentiel de galets de roches éruptives effusives et de radiolarites, mais aussi de galets calcaires. Ces galets peuvent atteindre 20 cm selon leur plus grande longueur, mais la moyenne de taille des éléments est comprise entre 1 et 10 mm. Les galets calcaires sont des micrites à petits Globigérinidés probablement du Crétacé supérieur, mais aussi des biomicrites à Radiolaires très certainement triasiques ou jurassiques. L'âge de ces conglomérats n'a pu être déterminé avec précision, les seuls fossiles intéressants étant des Rudistes, eux-mêmes très abimés ;
- (3) des calcaires gris, massifs, séparés de l'ensemble précédent par une faille verticale soulignée par des mylonites. Des biomicrites à *Globotruncana* et parfois Calcisphères et Pithonelles (éléments remaniés ?), alternent avec des calcaires bioclastiques à Madréporaires et débris grossiers de Rudistes et d'Echinodermes. Les calcaires à *Globotruncana* correspondent, de bas en haut, à :
- des micrites à débris coquillers, datées du Maestrichtien élevé : *Globotruncana* gr. *stuarti* et *G. mayaorensis* Bolli ;
 - des micrites à passées plus grossières de calcaires bioclastiques à *Globotruncana* cf. *rosetta* (Carsey), du Campanien p.p.-Maestrichtien p.p. ;
 - des micrites fines à *Globotruncana* gr. *stuarti*, du Campanien-Maestrichtien.
- L'ensemble indique donc un âge maestrichtien ;
- (4) les niveaux de passage au flysch terminal, constitués successivement par :
- des marnes rouges ou vertes, à fines passées calcareuses (4a) (épaisseur 20 à 30 m), contenant *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *G. arca* (Cushman) et *G. fornicata* Plummer, du Campanien-Maestrichtien ;
 - une passée décamétrique de calcaire massif (4b), formée d'une accumulation de débris coquillers, Rudistes et Echinodermes surtout, au sein desquels on reconnaît : *Siderolites calcitrapoïdes* Lamark, du Maestrichtien ;
 - des marnes rouges puis jaunâtres, à rares passées calcaires (4c), surmontées par le flysch pélito-gréseux classique (4d). Les marnes jaunes ont livré *Globotruncana* gr. *stuarti*, *G. arca* (Cushman), *G. contusa* (Cushman) et *G. mayaorensis* Bolli, du Maestrichtien élevé.

c2. Coupes du Jerakovouni.

c2.1. Coupe sur le flanc oriental du mont Jerakovouni.

Cette coupe (fig. 155 B) permet d'observer les niveaux intermédiaires qui manquent entre les niveaux (2) et (3) dans la coupe Tsarnos-Tsouknida, du fait de la présence d'une importante faille verticale.

Le compartiment occidental représenté sur la figure 155 B est constitué, du bas vers le haut :

- (1) de calcaires rouges, fins, à *Globotruncana* gr. *lapparenti* dont *G. linneiana-pseudolinneiana* et très probablement *G. renzi* Gandolfi ou *G. concavata* (Brotzen) ; l'association indique un âge turonien-sénonien inférieur ;
- (2) des calcaires beiges, bréchiques, à éléments de calcaires d'âge crétacé supérieur et galets de roches effusives, de radiolarites, mais aussi de marbres rappelant le Trias-Jurassique pélagonien d'Othrys orientale. Les seuls fossiles observés sont *Cuneolina* sp. et *Bacinella irregularis* Radoicic ;
- (3) des calcaires beiges, de faciès proche des précédents, avec les mêmes éléments détritiques, mais plus riches en débris coquillers, notamment de Rudistes contenant *Globotruncana* sp., *Montcharmontia* sp. et *Cuneolina* sp.

Des marnes rouges, prélevées dans le compartiment médian de la coupe décrite ici (4, fig. 155 B), à la limite des calcaires et du flysch sommital, ont livré *Globotruncana conica* White, *G. arca* (Cushman) et *G. mayaorensis* Bolli, du Maestrichtien élevé.

c2.2. Compléments.

Des prélèvements effectués sur le flanc septentrional du mont Jerakovouni, à la limite avec le mont Tsarnos, permettent d'apporter des précisions sur les différents niveaux décrits dans la coupe du flanc oriental du Jerakovouni :

- les calcaires marneux rouges (1, fig. 155 B), qui présentent ici des galets millimétriques de radiolarites, contiennent *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. coronata* Bolli, et *G. angusticarinata* Gandolfi (?), du Turonien supérieur-Sénonien inférieur ;

- les calcaires bréchiques beiges (2 et 3, fig. 155 B) sont encore caractérisés par la présence, en abondance, de *Cuneolina* sp. associé à *Montcharmontia* sp., mais aussi, avec une très grande probabilité, à *Pseudocyclamina sphaeroidea* Gendrot, ce qui permettrait d'attribuer à ces terrains un âge turonien p.p. à santorien compris.

Remarque : un échantillon provenant de la retombée nord du Flambouraki, 3 km au Nord du lieu-dit Tsatali, a livré *Valvulamina* cf. *picardi* Henson, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur (parfois cité dans le Cénomaniens).

c3. Les affleurements de Tsatali : le passage au flysch terminal.

Ce secteur situé à 3,5 km au NNE du sommet du Jerakovouni, est centré sur une source importante, à proximité de laquelle sont installés des maisons de bergers. De nombreux affleurements de bonne qualité permettent d'observer le passage des calcaires au flysch supérieur.

Une coupe levée à quelques dizaines de mètres au Sud de la source de Tsatali montre, de bas en haut (fig. 155 C) :

- (1) un ensemble basal essentiellement calcaro-marneux, avec :
 - 3 m visibles de calcaires fins (1a), plus ou moins marneux, et de calcaires bioclastiques à *Globotruncana* sp., débris de Rudistes et d'Algues et galets de calcaires fins à Calcisphères ;
 - 1,5 m de marnes roses à *Globotruncana* sp. (1b) ;
 - 2 m d'une alternance de marnes, de calcaires fins, de calcaires bioclastiques ou bréchiques, à rares éléments de marbres et de calcaires fins à Calcisphères (1c). Ces faciès contiennent *Orbitoides media* d'Archiac, *Siderolites calcitrapoides* Lamark, *Lepidorbitoides* sp., des Agglutinés et des débris

d'Algues, ce qui permet de leur attribuer au minimum un âge maestrichtien. Un niveau marneux rouge intercalé contient des petites Globigérines qui pourraient être du Paléocène inférieur, et plus particulièrement de la zone à *eugubina* (dét. Fleury) ;

- (2) un ensemble supérieur, typiquement de faciès flysch, comprenant :
- une passée grésopélimitique, jaunâtre, de 2 m d'épaisseur (2a) ;
 - des calcaires gréseux et des grès à ciment calcaire (1 m), contenant des Globigérinidés, des débris d'Algues et de Rudistes et des petits éléments calcaires remaniés à Calcisphères (2b) ;
 - le flysch grésopélimitique proprement dit (2c), à rares bancs calcaires ; l'un d'eux contient des petites formes remaniées (?) qui pourraient être des *Montcharmontia* sp.

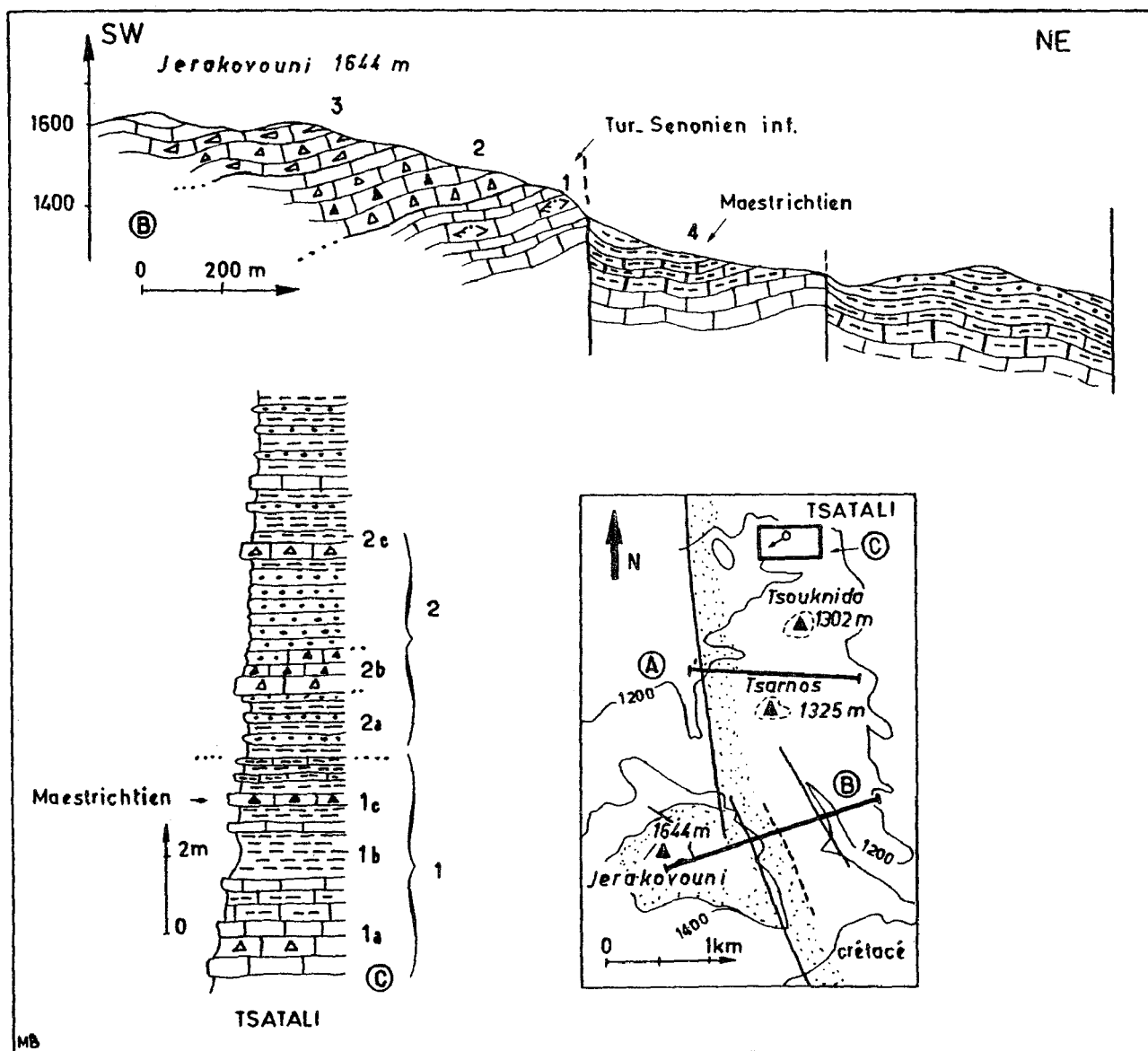


Fig. 155. - Crétacé du synclinal de Koulia. Bordure occidentale. Coupe du Jerakovouni (B) et détail du flysch supérieur de Tsatali (C). CO 17, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

c4. Conclusions.

Dans le secteur du mont Jerakovouni, le Crétacé est encore caractérisé par l'existence de trois termes lithologiques nettement distincts : des conglomérats de base, riches en galets de

radiolarites et de roches effusives, des calcaires assez massifs et de teinte claire, et le flysch terminal. Les conglomérats de base sont ici très épais (100 à 150 m) et homogènes, du fait de l'absence d'intercalations flyschoides.

Par rapport aux régions plus méridionales, les calcaires clairs apparaissent très bréchi-ques, sauf à proximité du passage au flysch sommital, qui se fait probablement au Paléocène inférieur.

D. LE CRETACE SUPERIEUR-EOCENE INFÉRIEUR DU SYNCLINORIUM OCCIDENTAL DE DIVRI-ANAVRA : LES CALCAIRES MASSIFS A RUDISTES.

Sous cette dénomination, je regrouperai les affleurements crétacés et paléocènes, situés en bordure occidentale du haut massif de l'Othrys (Othrys centrale), où ils forment une structure synclinoriale de direction subméridienne, passant approximativement par les villages d'Anavra, Neochorion et Divri. S'y ajoutent les affleurements plus orientaux adossés aux villages de Loggitsion et de Stylis. Du point de vue tectonique, il s'agit d'une association de divers synclinaux complexes, affectés par de nombreuses failles verticales, que je nommerai "synclinorium de Divri-Anavra".

Deux secteurs peuvent être distingués, pour des raisons essentiellement formelles, de part et d'autre de l'importante vallée de la rivière Dramalis (Mavrorema) qui coule à deux kilomètres environ au Sud du village de Neochorion.

1. LES AFFLEUREMENTS CRETACES-PALEOCENES AU NORD DE LA RIVIERE DRAMALIS.

a. LE CRETACE AU NORD DE L'OTHRYS : LES MONTS FOURNI (734 m) ET MEGA DENDRON (1 120 m).

a1. Coupe du mont Mega dendron (1 120 m) (fig. 156).

Cette coupe, accessible à partir de la mauvaise piste qui relie le village d'Anavra à la ville d'Almyros, a été effectuée sur le flanc méridional du mont Mega dendron, au sommet duquel est installé un petit observatoire destiné à repérer les éventuels incendies en Othrys septentrionale.

Sur un soubassement (1) fait de radiolarites et de pélites, à blocs de grès et de roches effusives, dans lesquelles s'intercalent des bancs de calcaires microbréchiques (intrasparite) à *Protopenoplis striata* Weynschenk, du Dogger-Malm, viennent les termes suivants, de bas en haut et du Sud-Est au Nord-Ouest (fig. 156) :

- (2) 30 à 40 m de conglomérats à galets arrondis de radiolarites et de roches éruptives, associés à de nombreux débris de Rudistes non identifiables ;
- (3) 40 m environ de conglomérats bréchiques, massifs, à ciment calcaire, moins riches en lithoclastes radiolaritiques ou effusifs que les précédents. Certaines passées plus fines, qui sont en fait des calcaires bioclastiques fins, ont livré *Dictyopsella* sp., *Globotruncana formicata* Plummer et *G. gr. stuarti*, indiquant un âge au moins campanien et plus précisément, campanien-maestrichtien inférieur ;
- (4) des calcaires gris, massifs, souvent recristallisés, à débris de Rudistes ;
- (5) 20 m environ de calcaires gris, fins, en plaquettes, de type biomicrite, à Calcisphères et Pithonelles. Plus au Nord, des calcaires fins, associés à ces faciès, ont livré *Globotruncana gr. stuarti* et *G. formicata* Plummer, du Campanien-Maestrichtien inférieur ;
- (6) des calcaires bioclastiques ou finement bréchiques, à débris millimétriques de radiolarites et de roches effusives, mais aussi de marbres et de calcaires fins à Pithonelles et Calcisphères. Dans le ciment sont présents des microfossiles : *Cuneolina* sp., des Calcisphères, des Pithonelles et *Globotruncana* sp. Des phénomènes de dolomitisation secondaire affectent ces calcaires.

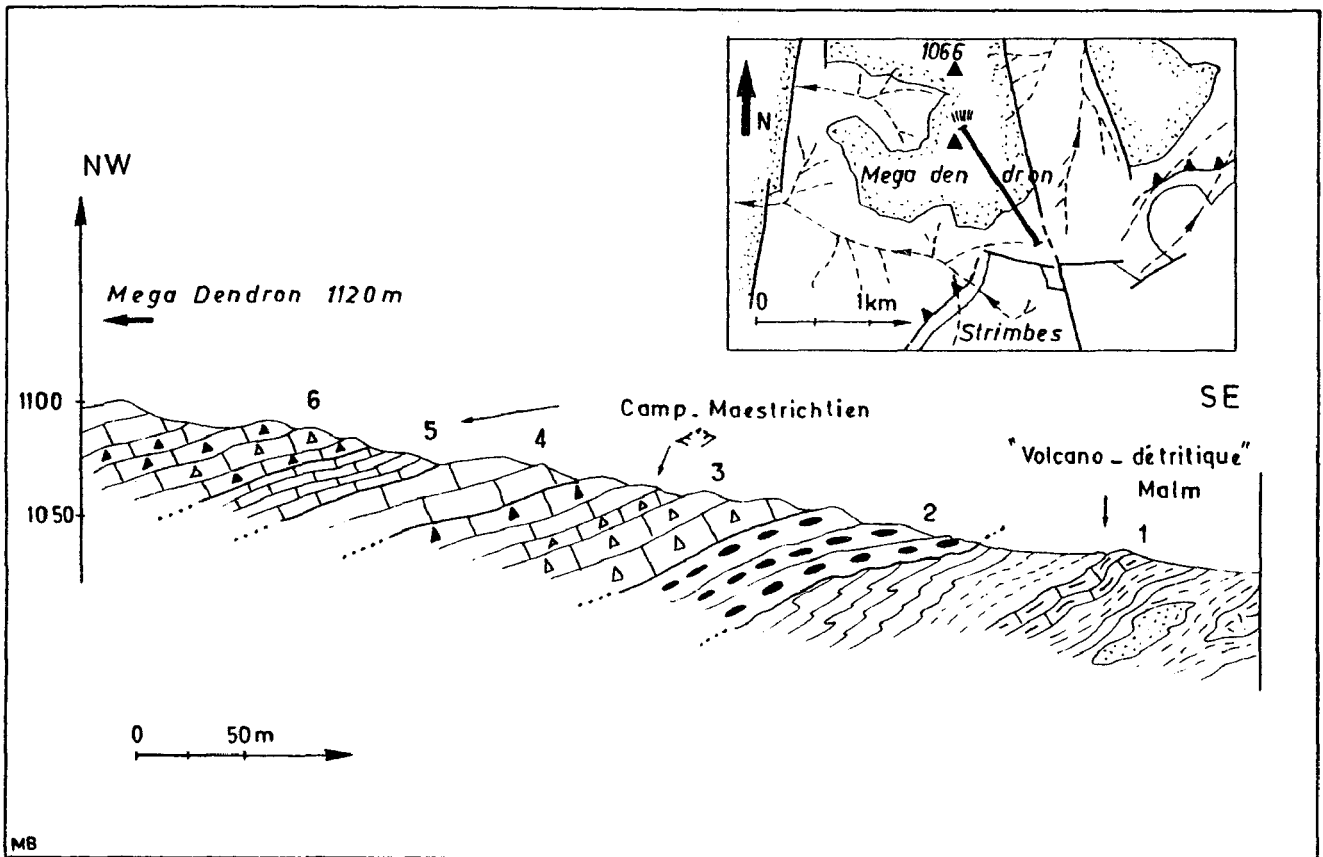


Fig. 156. - Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur septentrional. Coupe du mont Mega Dendron. CO 18, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Cette coupe est remarquable par le fait que les calcaires bréchiques, qui surmontent les poudingues de base, sont déjà du Campanien-Maestrichtien inférieur ; l'âge de ces derniers n'a pu être déterminé précisément.

a2. Compléments.

Des prélèvements effectués en divers lieux sur le pourtour du mont Mega dendron, et même plus à l'Est, sur le prolongement méridional du mont Fourni, confirment la présence de *Globotruncana* gr. *stuarti*, quelques mètres au-dessus des conglomérats de base de la couverture transgressive crétacée.

Sur ce même prolongement méridional du mont Fourni, des bancs de calcaires bioclastiques, affleurant malheureusement dans de mauvaises conditions, contiendraient *Accordiella conica* Farinacci, du Turonien-Sénonien inférieur, associé à *Coneolina* sp. notamment. Cette observation permet de penser qu'une partie au moins du Sénonien inférieur existe dans ce secteur sous un faciès franchement calcaire.

Par ailleurs, il semble que les éléments de marbres soient plus nombreux à proximité du mont Fourni, c'est-à-dire vers l'Est, dans les calcaires franchement bréchiques ou simplement bioclastiques, ce qui est en faveur de leur origine orientale, à partir de marbres triasico-jurassiques pélagoniens d'Othrys orientale, par exemple.

b. LE CRÉTACÉ DU SECTEUR D'ANAVRA.

Le village d'Anavra est situé sur l'ensemble effusif de Fourca, ici très altéré et de couleur brunâtre, recouvert au Nord-Ouest du village par un entablement de calcaires gris du Créta-

cé supérieur, surmonté vers l'Ouest par le flysch maestrichtien-paléocène. Après avoir étudié une coupe d'ensemble dans le secteur d'Anavra, quelques données complémentaires concernant des affleurements situés plus à l'Ouest seront fournis.

b1. Coupes d'Anavra.

b1.1. Coupe d'ensemble.

Cette coupe est levée du Sud-Est vers le Nord-Ouest, en partant du village d'Anavra. Sur les laves altérées de l'unité de Fourca (1), on rencontre successivement, de bas en haut (fig. 157 A) :

- (2) une formation détritique, épaisse de 5 à 10 m selon les lieux, constituée de grès, de calcaires gréseux ou marneux, de marnes et de conglomérats à galets radiolaritiques effusifs et calcaires ;
- (3) la masse principale des calcaires formée d'une alternance de calcaires massifs à Rudistes bien conservés, parfois en position de vie, et de calcaires bioclastiques à débris de Rudistes. Cet ensemble débute localement par quelques mètres de calcaires fins, gris-vert, recristallisés, surmontés de calcaires bruns plus massifs ;
- (4) le flysch gréso-pélimitique sommital.

b1.2. Coupes de détail dans les niveaux de base (fig. 157 B et C).

La coupe la plus orientale (fig. 157 B) montre, sous la masse des calcaires gris supérieurs (3), un ensemble détritique (2) constitué de bas en haut par :

- 2 m de calcaires conglomératiques, à gros galets de calcaires et de radiolarites (10 cm de long), contenant des Madréporaires et des débris de Rudistes ;
- 5 m de conglomérats plus tendres, à ciment marneux et galets de même nature que précédemment, mais plus petits ;
- 2 m de calcaires conglomératiques, à galets centimétriques de radiolarites, de roches éruptives et de grès ;
- 1 m de grès marneux, en fines plaquettes jaunâtres ;
- 5 m de calcaires gréseux.

La masse des calcaires supérieurs (3) débute ici par des calcaires gris, fins, recristallisés, dont la base est masquée par des éboulis.

Une coupe, levée quelques dizaines de mètres à l'Ouest de la précédente, paraît beaucoup moins conglomératique ; on y observe (fig. 157 C) :

- (2) un ensemble détritique de base, constitué par un mètre de calcaire détritique à débris millimétriques de roches éruptives et radiolaritiques, un mètre de marnes gréseuses et cinq mètres de calcaires détritiques à débris de radiolarites et de roches éruptives riches en fossiles :
 - les bancs inférieurs ont livré des Miliolites, *Nummoloculina* sp., *N. cf. regularis* Philippon et probablement *Nummofallotia apula* Luperto-Sinni, du Cénomaniens-Turonien ;
 - un banc, situé à la partie supérieure de cet ensemble détritique, se révèle être une biomicrite constituée pour l'essentiel de *Pseudocyclamina* cf. *massiliensis* Maync, attribué au Santonien ;
- (3) la masse carbonatée principale, avec successivement :
 - des calcaires (4 m) fins, recristallisés, gris-vert. On peut admettre qu'il s'agit là de la base de la masse calcaire principale ;
 - 5 m de calcaires bruns, massifs, bioclastiques, à débris de Rudistes non triés ;
 - 6 à 8 m d'une alternance de calcaires fins et de calcaires bioclasti-

ques, à débris de Rudistes roulés et triés, à rares Foraminifères (Miliolides et Foraminifères à test agglutiné) ;

- les calcaires massifs, à Rudistes entiers, et surtout en débris de la masse principale.

b2. Compléments.

Ils sont relatifs à l'âge de la masse principale des calcaires (3, fig. 157 A) et à l'âge du flysch.

La route qui sort d'Anavra vers l'Ouest, recoupe les calcaires massifs à Rudistes ; un échantillon de calcaires à Miliolites, prélevé près de la base de cet ensemble le long de la route, a livré *Dietyopsella* sp. et *Nummofallotia apula* Luperto-Sinni, du Cénomano-Turonien, et peut-être *Accordiella* sp. (ou *Minouxia* sp.) et *Pseudocyclammina sphaeroides* Gendrot du Turonien p.p.-Santonien (Campanien basal). Un âge cénomano-turonien peut donc être retenu (avec une plus grande probabilité pour le Turonien ?).

Entre les villages d'Anavra et de Phyliaodon, la route serpente dans le flysch terminal et recoupe un bloc de calcaire gris, riche en Madréporaires particulièrement bien conservés. En lame mince, on y reconnaît des Dasycladacées et *Miscellanea* sp. cf. *M. miscella* (d'Archiac et Haime) du Paléocène.

En résumé, la coupe d'Anavra montre une faible épaisseur des niveaux détritiques de base, caractérisés par des éléments détritiques essentiellement millimétriques et non plus centi- ou décimétriques, comme c'est le cas plus à l'Est ou au Nord-Est. De même, les calcaires sus-jacents sont riches en Rudistes entiers, en position de vie ou non, et en calcaires à Miliolites, parfois bioclastiques à grain fin, mais pratiquement jamais bréchiques. On est là dans un secteur calme caractérisé par des formations récifales à Rudistes.

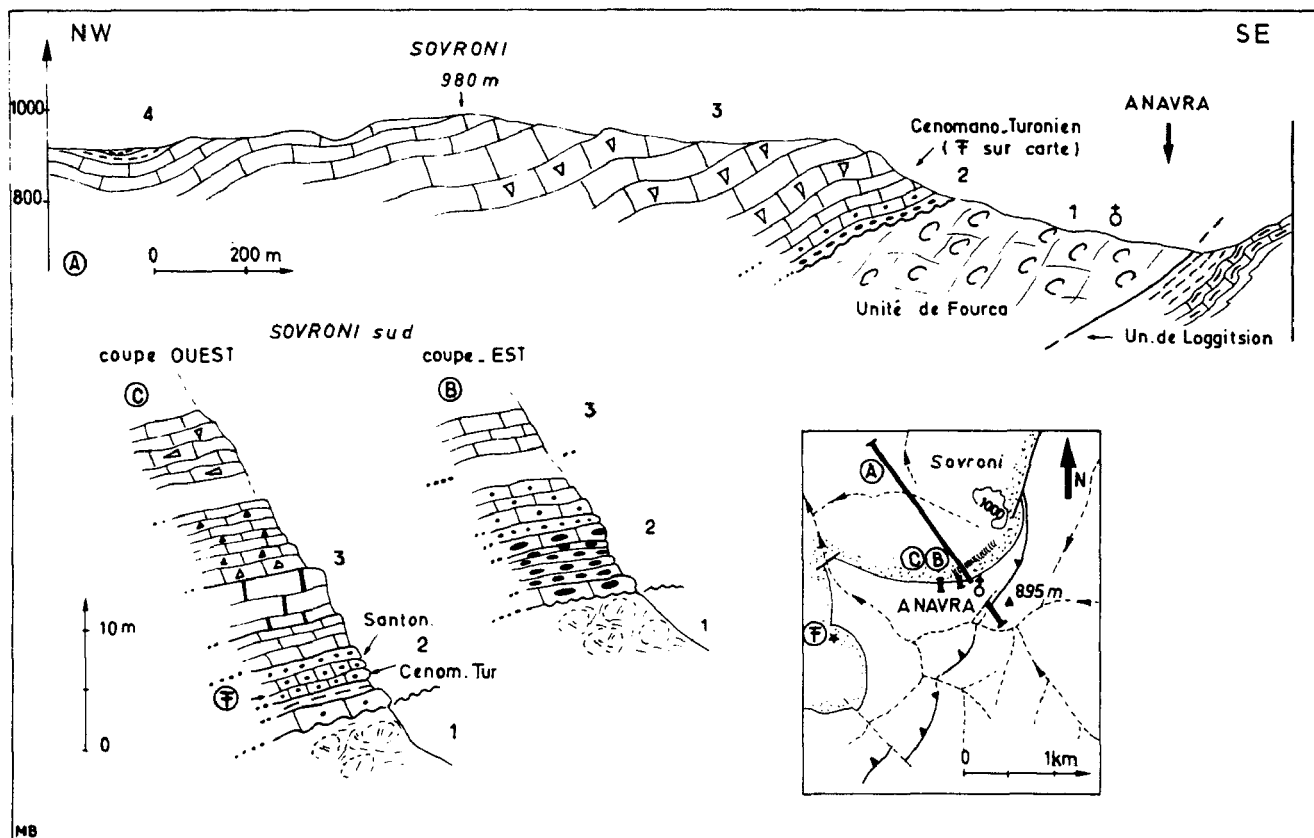


Fig. 157. - Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur septentrional. Les affleurements d'Anavra (mont Sovroni). CO 19, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

2. LES AFFLEUREMENTS CRETACES-PALEOCENES AU SUD DE LA RIVIERE DRAMALIS.

Trois ensembles d'affleurements, correspondant à des synclinaux complexes à coeur de flysch maestrichtien-paléocène, peuvent être distingués dans ce secteur : deux synclinaux orientaux, ceux de Loggitsion et de Stylis, et le synclinal occidental de Divri, auquel on peut rattacher les restes de couverture crétacée du monastère d'Andinitza et du couvent Agios Anna, près de Lamia. J'ai principalement étudié les affleurements crétacés occidentaux, les plus orientaux (ceux de Stylis) ayant fait l'objet d'un travail particulier réalisé par Beck (1972), à qui j'emprunterai les principales conclusions. Les affleurements seront décrits en allant d'Est en Ouest.

a. LE CRETACE-PALEOCENE DE STYLIS ET DE LOGGITSION.

L'étude des affleurements situés au Nord de Stylis (au mont Kremmidades et à l'Ouest de Loggitsion) a permis à Beck (1972) de reconstituer la série crétacée-paléocène de ce secteur (fig. 158 C). Les principaux caractères de cette série sont les suivants :

- le terme détritique de base est peu épais (4 à 5 m) ou absent. Un banc calcaire, situé à 2 m de la base, environ, (fig. 158 B) est daté du Turonien (Sénonien inférieur) par *Nymfallozia apula* Luperto-Sinni, *Montcharmontia* cf. *apenninica* De Castro et *Pseudocyclamina sphaerofdea* Gendrot ;

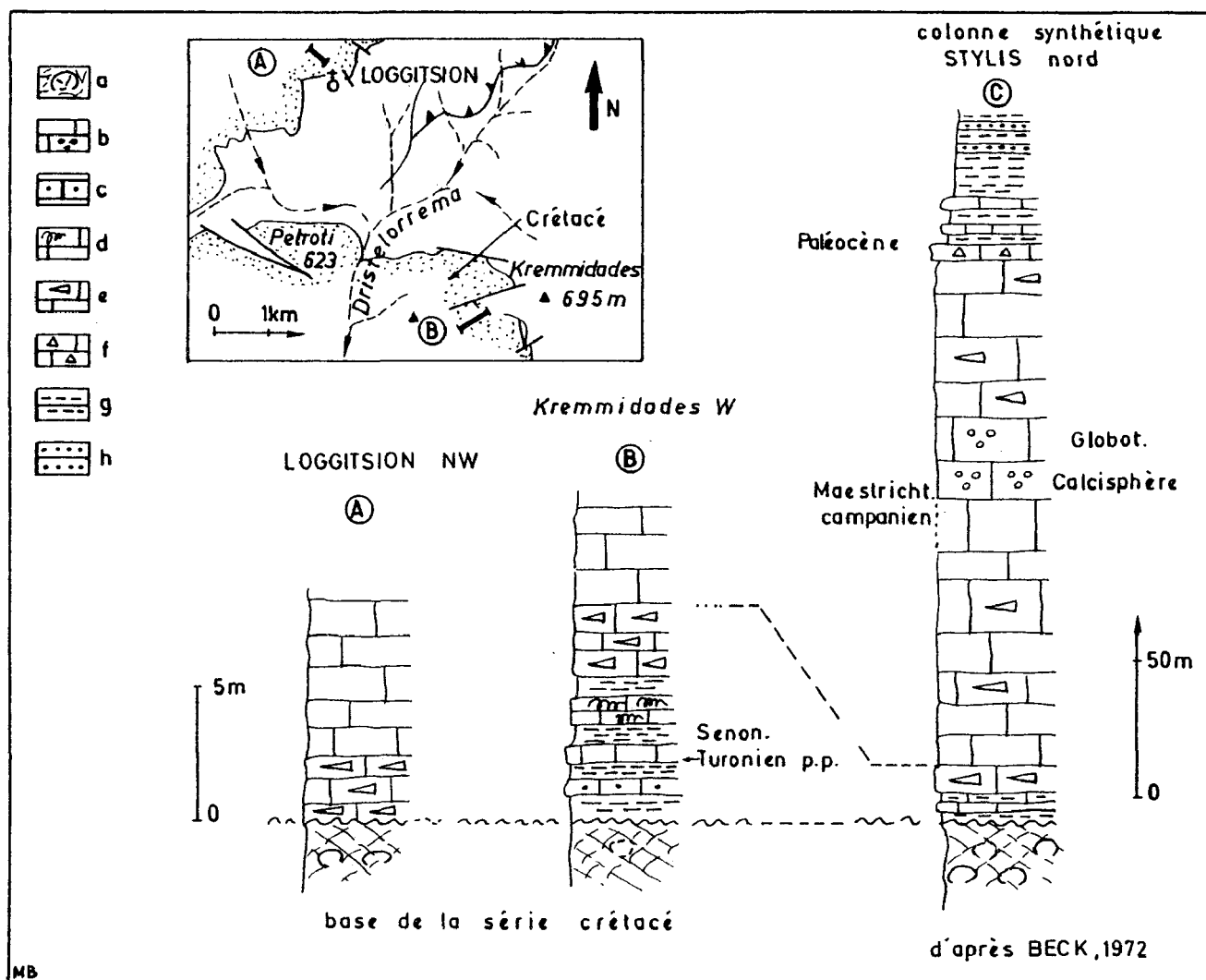


Fig. 158. - Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur Sud-oriental. Les affleurements de Stylis (B: mont Kremmidades) et de Loggitsion (A), d'après Beck (1972). A: coupe de Loggitsion; CO 20, fig. 136. - B: coupe du mont Kremmidades; CO 21, fig. 136.

a. pillow-lavas et sédiments associés anté-crétacés. - b à f. Calcaires. - b. fins à bioclastiques. - c. gréseux. - d. à Nérinées. - e. à Rudistes entiers ou en débris. - f. bréchiques. - g. pélites et marnes. - h. grès.

- l'essentiel de la série est constitué par des calcaires massifs à Rudistes (200 m environ), souvent bioclastiques, dans lesquels s'intercalent, à la partie supérieure, quelques bancs plus fins à Calcisphères, Pithonelles et *Globotruncana* gr. *stuarti*, puis des bancs à *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck, du Maestrichtien ;

- le flysch sommital est daté à sa base du Paléocène moyen-supérieur par *Globorotalia pseudomenardii* Bolli.

b. LES AFFLEUREMENTS CRETACES-PALEOCENES DE DIVRI-ANDINITSA.

b1. Coupe d'ensemble.

Une coupe de direction ENE-WSW, passant par le village de Divri et le mont Tragolakka (fig. 159 B), permet d'observer une série de même type que celle de Styliis, caractérisée par une masse de calcaires massifs, de teinte claire (300 m d'épaisseur environ), recouverts par un flysch grésopélimitique jaunâtre.

Des coupes de détail ont permis de préciser la base et le sommet des calcaires massifs, et de mettre en évidence un niveau intéressant dans la masse calcaire elle-même.

b2. La base de la couverture transgressive : coupe d'Andinitza.

Le long de la petite route qui rejoint le monastère d'Andinitza, et à proximité de ce dernier, on peut observer la base du Crétacé sur les pillow-lavas "ophiolitiques" (1) de l'unité de Fourca, soit de bas en haut (fig. 159 A) :

- (2) 4 à 5 m de calcaires jaunâtres, gréseux, fins ou marneux. Ils contiennent, à la base, des Miliolidés nombreux, *Cuneolina* sp., *Vidalina hispanica* Schlumberger et peut-être *Pseudocyclamina sphaeroïdea* Gendrot, ainsi que *Valvulammina* sp. au sommet. Cette association est du Crétacé supérieur et pourrait être du Turonien-Sénonien inférieur si la forme *P. sphaeroïdea* était réellement présente ;
- (3) 5 m environ d'une alternance de marnes gréseuses et de calcaires à "grains de calcite cristalline", avec à la base : *Vidalina hispanica* Schlumberger, *Valvulammina* cf. *picardi* Henson et *Dictyopsella* sp. A la partie supérieure, les formes sont plus difficilement reconnaissables, et la présence de *Pseudocyclamina sphaeroïdea* Gendrot et de *Choffatella carone*, du Sénonien, reste douteuse ;
- (4) une masse importante de calcaires, très riches en Rudistes à la base. Un banc, situé à moins d'un mètre de la base, montre en lame mince *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny, *Pseudocyclamina* sp. très grosses, et peut-être *Murgella lata* Luperto-Sinni (?), du Santonien élevé-Campanien inférieur.

b3. La masse calcaire principale.

Ce sont essentiellement des calcaires bioclastiques, riches en débris de Rudistes. Un échantillon de calcaire prélevé en bordure de la piste de Divri, provenant de la partie intermédiaire (?) des calcaires, contient *Rhapydionina liburnica* (Stache) connu au Maestrichtien. Ces formes, qui sont surtout connues dans les zones externes et dans l'Olympe (Fleury et Godfriaux, 1974), ne semblent avoir été découvertes que dans ce secteur des zones internes (près de Lamia, cf. *supra*, et près de Farsala ; Richard, 1980).

b4. Le passage au flysch.

Quelques centaines de mètres au Nord du village de Divri, les termes de passage entre les calcaires massifs et le flysch grésopélimitique affleurent particulièrement bien. De bas en haut, on note (fig. 159 C) :

- (1) des calcaires massifs se terminant par des bancs bréchiques à débris de Rudistes, et des micrites à Calcisphères et *Globotruncana* sp. Le ciment contient de nombreux *Orbitoides media* d'Archiac, ainsi que *Omphalocyclus* sp., *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck, *Cuneolina* sp. et un débris de *Lofthusia* sp. Cette association indique le Maestrichtien franc ;

- (2) 2 m environ de marnes jaunes (2a et 2c) où s'intercale un banc calcaire (2b). Le niveau (2a) appartient déjà au Paléocène inférieur à petites Globigérines probablement de la zone à *Eugubina* (première zone du Paléocène). Le banc calcaire (2), bréchique, à éléments calcaires d'ordre centimétrique, n'a livré que des fossiles (remaniés) du Crétacé supérieur : *Orbitoides media* (d'Archiac) et *Omphalocyclus* sp. ;
- (3) 3 m de pélites et marnes rouges, à Globigérinidés, du Paléocène inférieur ;
- (4) le flysch pélito-gréseux jaunâtre, typique.

Que ce soit au Nord de Divri, dans les collines de Kleftes Isomata, près de la rivière Dramalis, ou plus au Sud, près de Lamia, les calcaires situés à proximité du flysch sont toujours très riches en Calcisphères et débris de Rudistes ou en Orbitoïdés, du Maestrichtien.

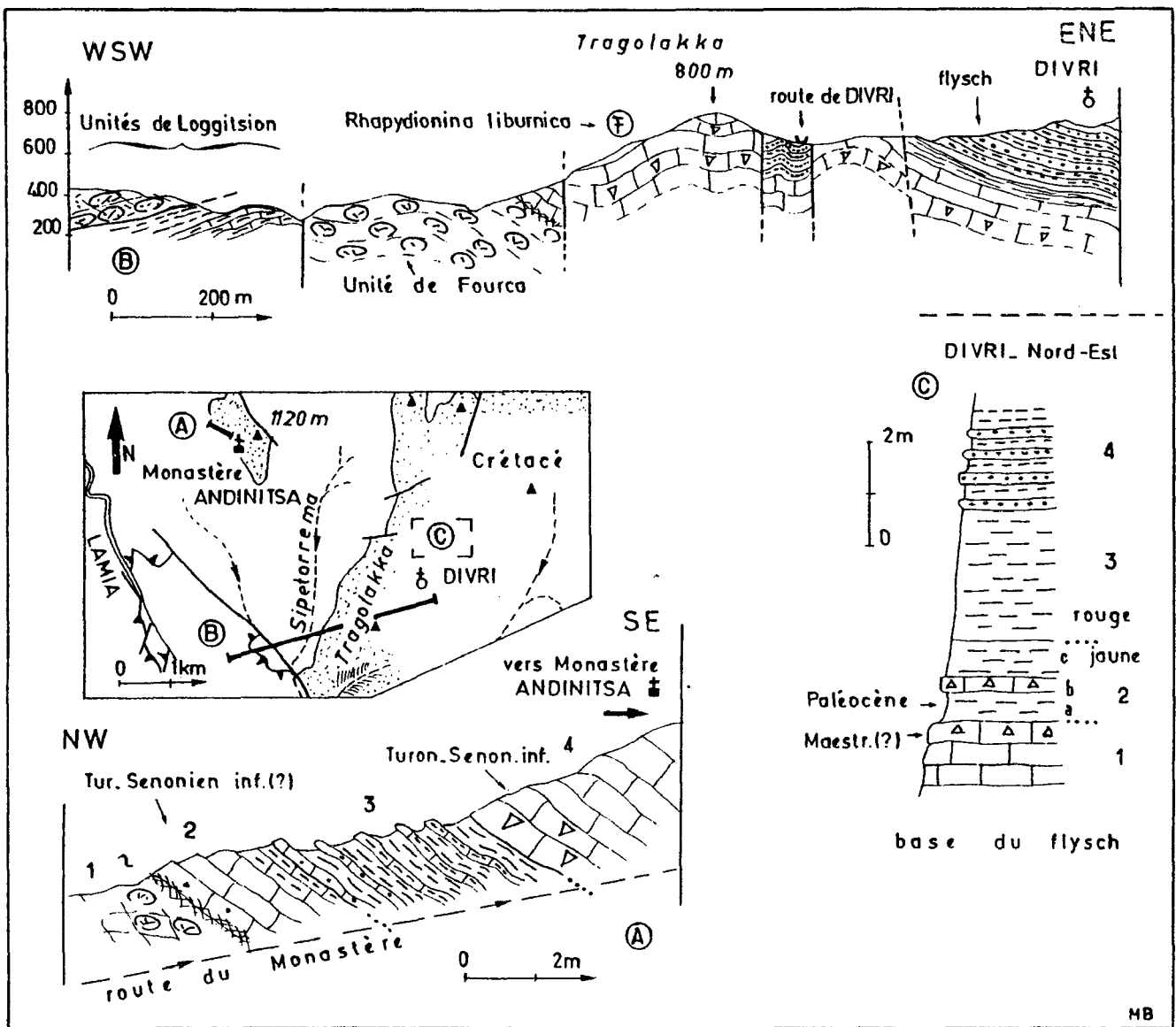


Fig. 159. - Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur occidental. Coupe d'ensemble passant par le village de Divri (B), coupe de détail de la base de la série crétacée près du monastère Andinitza (A) et coupe de détail du passage au flysch supérieur près de Divri (C). A: Andinitza. CO 22, fig. 136. - B et C: Divri. CO 23, fig. 136.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

c. LES AFFLEUREMENTS D'AGIOS ANNA.

Deux kilomètres au Nord d'Agrilia, en bordure de la rivière Platanaki, est installé le couvent d'Agios Anna. Le long d'une direction ENE-WSW passant près du couvent, existent divers affleurements de calcaires beiges, d'âge crétacé supérieur, reposant sur et contre les laves de l'unité de Fourca, par l'intermédiaire d'un contact très tectonisé (CO 24 ; A, fig. 136). Cet alignement semble être la conséquence d'une importante faille verticale séparant les pillow-lavas de Fourca au Nord, des unités de Loggitsion au Sud de la colline d'Agrilia-Lygaría. Toutefois, d'autres petits affleurements de calcaires crétacé supérieur sont présents au Sud-Est du monastère, en dehors de l'alignement majeur défini précédemment.

c1. Les calcaires de l'alignement ENE-WSW (CO 24 ; A, fig. 136).

Ils sont souvent très tectonisés et de ce fait, les phénomènes de recristallisation sont intenses ; toutefois, des échantillons prélevés dans la partie occidentale ont livré : *Orbitoides media* d'Archiac, *Lepidorbitoides* sp., des Melobésiées, des Madréporaires, et peut-être *Hel-lenocyclina* sp. et *Omphalocyclus* sp. (?) qui indiquent un âge maestrichtien.

c2. Les calcaires isolés au Sud-Est du couvent (CO 24 ; A', fig. 136).

Il s'agit de micrites fenestrées de milieu intertidal, à nombreux *Ophthalmidiidae* et Ostracodes associés à *Aeolissacus kotori* Radoicic, *Montcharmontia* sp. et *Sgrossoella* sp. cf. *parthenopeia* de Castro. Cette association peut être rapprochée, selon Fleury, de certaines associations connues dans le Gavrovo-Tripolitza (Cs b3 de Fleury, 1980), d'âge turonien supérieur-Séno-nien inférieur.

c3. Remarque : les conglomérats du Tabouria.

Ces conglomérats rougeâtres, signalés sur la carte à 1/50 000 de Lamia (Marinos et al., 1967), situés juste au Sud du couvent d'Agios Anna (fig. 136), sont constitués de galets centimétriques à décimétriques de radiolarites, de roches effusives et de calcaires, mais aussi de morceaux de Rudistes. Ils reposent, non sur les pillow-lavas de Fourca comme les calcaires précédents, mais sur les séries maliaques de type Loggitsion des unités d'Agrilia et de Kalamakion (CO 24 ; B, fig. 136).

La présence de Rudistes indique qu'ils sont au moins d'âge crétacé supérieur ; ils peuvent effectivement être crétacé supérieur mais on ne peut exclure un âge néogène. Les faciès conglomératiques du Crétacé supérieur sont en effet très rares dans ce secteur, où les premiers niveaux transgressifs sont tout au plus, comme nous l'avons vu, des grès ou des litharénites calcareux. Si ces conglomérats sont réellement du Crétacé supérieur, il faut admettre un dispositif tectonique très particulier dans ce secteur, avec mise à l'affleurement dès cette époque des séries de Loggitsion, par faille verticale par exemple. Cela n'est pas impossible dans la mesure où ces affleurements sont proches de la colline de Profitis Ilias et du Sperchios, dont on sait qu'ils sont caractérisés par un dispositif structural anté-crétacé supérieur particulier.

3. CONCLUSIONS RELATIVES AU CRETACE-PALEOCENE DU SYNCLINORIUM DE DIVRI-ANAVRA.

Les principales caractéristiques des séries du Crétacé-Paléocène du secteur considéré sont les suivantes :

- diminution d'épaisseur et granulométrie décroissante des termes détritiques de base en allant vers le Sud et le Sud-Ouest ;
- les calcaires sus-jacents, bréchiqes au Nord-Est, deviennent plus épais, massifs, homogènes et riches en Rudistes encore entiers, vers le Sud et le Sud-Ouest. Des faciès témoins de milieux très peu profonds et confinés apparaissent au Sud-Ouest (micrites fenestrées, présence de *Rhapydionina liburnica*, etc...) ;
- les termes de passage des calcaires au flysch sommital ne montrent pas d'évolution significative du Nord-Est au Sud-Ouest ; ce passage se ferait là encore au Paléocène inférieur.

E. CONCLUSIONS RELATIVES AUX TERRAINS D'AGE CRETACE INFERIEUR P.P.-EOCENE INFERIEUR DE L'OTHRYS.

La signification paléogéographique des affleurements crétacés-paléocènes discordants d'Othrys sera abordée dans les conclusions générales du chapitre consacré à cette période où les différentes colonnes stratigraphiques crétacées d'Othrys seront également figurées (fig. 176). Je me limiterai ici au résumé de quelques faits majeurs.

On peut distinguer en Othrys, comme dans beaucoup d'autres secteurs des Hellénides d'ailleurs, trois ensembles lithologiques superposés :

- un ensemble détritique de base ;
- une masse calcaire intermédiaire ;
- un flysch sommital terminant la sédimentation de ce cycle sédimentaire.

Un certain nombre de faits méritent toutefois d'être dégagés :

- l'ensemble détritique de base n'est pas homogène : d'Est en Ouest, affleurent une formation de type flysch (Othrys orientale), puis des conglomérats à galets radiolaritiques et effusifs (Othrys centrale), puis enfin un ensemble épais de quelques mètres de calcaires gréseux et de grès (Othrys occidentale). A cette évolution de faciès se superpose une hétérochronie de la base de la formation détritique : Aptien-Albien à l'Est (en certains secteurs au moins), Céno-manien au Centre, et Turonien-Sénonien inférieur à l'Ouest. Ces caractéristiques indiquent indiscutablement une augmentation de la profondeur vers l'Est ;

- la masse calcaire intermédiaire présente également des variations de faciès, mais celles-ci sont plus difficiles à cerner, du fait du manque de précision de nombreuses datations, même lorsqu'il s'agit de microfossiles, et de l'absence de niveaux repères au sein de cet ensemble carbonaté épais de 300 à 500 m en moyenne. Les variations de faciès observées confirment la polarité bathymétrique mise en évidence par l'étude des faciès détritiques de base : les calcaires orientaux sont constitués, pour l'essentiel, de calcaires microbréchiques ou fins, à *Globotruncana*, alors que les calcaires occidentaux sont essentiellement représentés par des calcaires massifs à Rudistes, même si des passées à *Globotruncana* existent dans ces derniers. L'âge de la base de la masse calcaire est situé dans la période Turonien p.p.-Sénonien inférieur ;

- la partie supérieure de la série est moins originale : le flysch sommital grésopé-litique s'installe au Maestrichtien ou au Paléocène, sur les calcaires sous-jacents, souvent à Orbitofidés, soit progressivement, soit de façon brutale, et il n'est pas rare alors de noter la présence de niveaux rubéfiés entre les deux ensembles. Des pélites et marnes rougeâtres marquent la base de ce flysch dont la partie terminale n'a pu être datée précisément.

Quelques points particuliers complémentaires me semblent intéressants, et notamment la présence de formations à blocs ou olistolithes métriques à décamétriques ; on peut citer notamment :

- la formation flyschoïde ("Wildflysch") de base (âge céno-manien à sénonien inférieur ?), affleurant en amont de la Spartiorrema, près d'Agios Barbara (fig. 149), qui contient des olistolithes de roches effusives (pillow-lavas) triasiques et de calcaires siliceux et radiolaritiques également triasiques appartenant aux séries voisines de type Loggitsion ;

- les mégabrèches à blocs de calcaires marmoréens et marbres triasico-jurassiques pélagoniens, présents en Othrys orientale à la base de l'ensemble carbonaté intermédiaire, datées du Turonien p.p.-Sénonien inférieur. Ces mégabrèches témoignent de l'existence d'une surélévation locale (horst ?) d'une partie du soubassement pélagonien, de direction probablement transverse (SW-NE) si l'on en croit la répartition de ces affleurements à blocs marmoréens.

III. LE CRÉTACE-EOCENE DES ZONES INTERNES AU NORD DES PLAINES D'ALMYROS ET DE XINIAS : LE MASSIF DU CHALKODONIO ET LES MASSIFS SATELLITES ; LA BORDURE ORIENTALE DE LA PLAINE DE TRIKKALA

A; GENERALITES.

Les affleurements décrits dans ce paragraphe appartiennent à un ensemble de petits massifs, séparés par des dépôts récents, néogènes et quaternaires, situés au Nord du massif de l'Othrys et à l'Ouest du domaine métamorphique s.s., au-delà d'un axe subméridien passant par Velestinon, au Nord, et Mikrothive, au Sud (fig. 160 et 161).

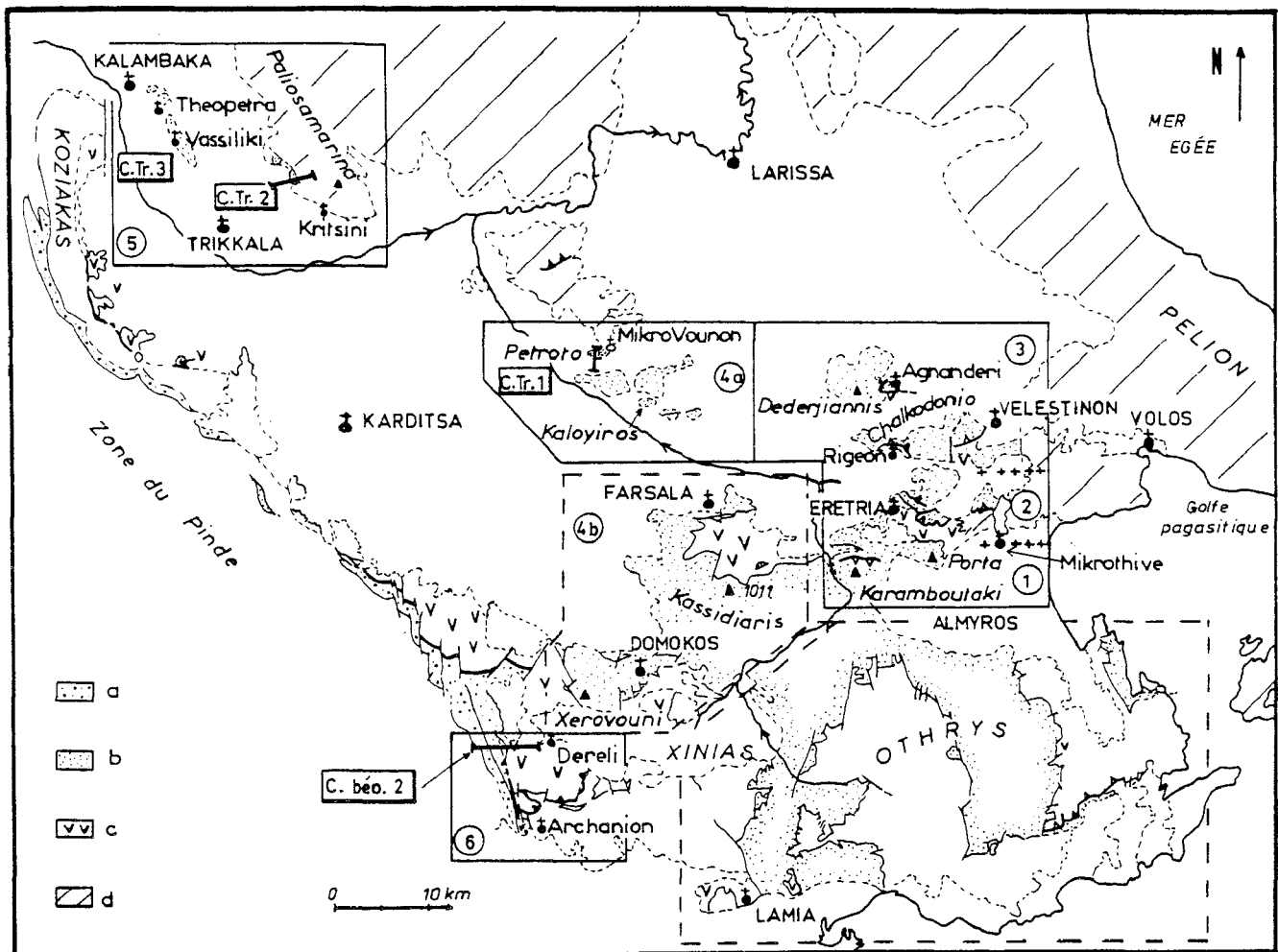


Fig. 160. - Le Crétacé des zones internes au Nord des plaines d'Almyros et de Xinias. Répartition des principaux affleurements distingués dans le texte.

1 à 3: Les massifs situés au Nord de la plaine d'Almyros. - 1. les monts Porta-Karamboutaki. - 2. les affleurements d'Eretria (massif du Saradsi). - 3. les massifs du Chalkodonio et du Pargos Dederjiannis. 4 à 5: Les bordures de la plaine de Trikkala (C. Crétacé, Tr. Trikkala). - 4a. secteur de Mikro Vounon (coupe CTr 1). - 4b. massifs des Kassidiaris (Farsala) et du Xerovouni (Domokos) (les résultats exposés sont uniquement issus de la bibliographie). - 5. secteur septentrional de Trikkala-Kalambaka (CTR 2, coupe du Paliosamarina. - CTR 3, colonne synthétique des affleurements de Theopetra-Raxa, principalement d'après la bibliographie). Remarque : j'ai également figuré sur cette carte le massif de l'Othrys décrit précédemment et les affleurements de la série béotienne, étudiée par ailleurs dans le texte, de Derehi, au Nord d'Archonion (6. coupe CBéo 2). Figurés : - a. Crétacé de la zone béotienne. - b. Crétacé des zones internes. - c. ophiolites. - d. terrains métamorphiques (phases anté-Crétacé supérieur et /ou Tertiaire).

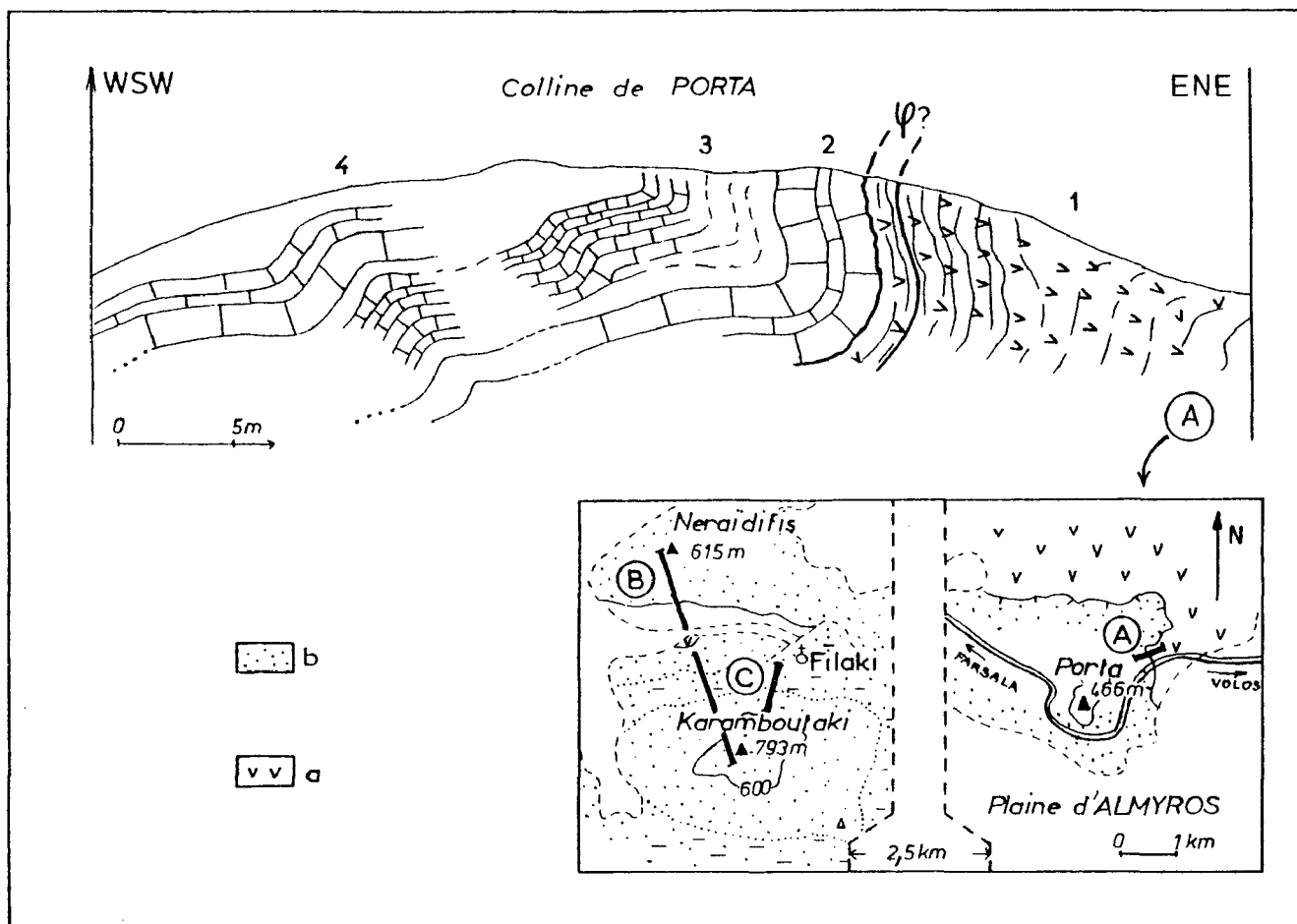


Fig. 162. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Coupe de Porta (466 m). Cn 1, fig. 161.

Coupe. - Légende dans le texte. Carte. - a. ophiolites. - b. affleurements d'âge crétacé. Autres figurés : fig. 5.

c. BILAN.

Dans ce secteur du mont Porta, la couverture des ophiolites paraît être constituée de calcaires marmoréens, en plaquettes ou massifs, plus ou moins siliceux, et de calcschistes brunâtres à *Globotruncana*, associés à des calcaires noirs à Rudistes. Le caractère tectonique du contact entre les serpentines et la couverture laisse subsister un doute quant à la nature exacte des niveaux de base "transgressifs" sur les ophiolites, ce qui rend inutile toute comparaison avec les terrains mieux conservés du massif de l'Othrys.

2. COUPE DU MONT KARAMBOUTAKI (793 m) : LES CALCAIRES DE L'APTIEN-ALBIEN.

a. VUE D'ENSEMBLE.

Une coupe, levée entre les monts Karamboutaki (793 m) au Sud, et Neraïdifis (615 m) au Nord, à proximité du village de Filaki, permet d'observer successivement, du Nord au Sud (fig. 163 B) :

- (1) des calcaires gris, d'âge crétacé supérieur (d'après les faciès observés), affectés de failles verticales ;
- (2) un ensemble de radiolarites, de schistes rouges, de schistes verts à épidote et de laves violacées, altérées et schistosées, supposé représenter les formations pré-ophiolitiques ;

- (3) des serpentinites ;
- (4) des calcaires gris ou noirs, en bancs peu épais, d'âge crétacé supérieur (d'après les faciès observés) ;
- (5) une épaisse formation de flysch jaunâtre ;
- (6) et (7), des calcaires recristallisés, gris, d'âge crétacé supérieur, bien lités, intensément microplissés, constituant la masse principale du Karamboutaki.

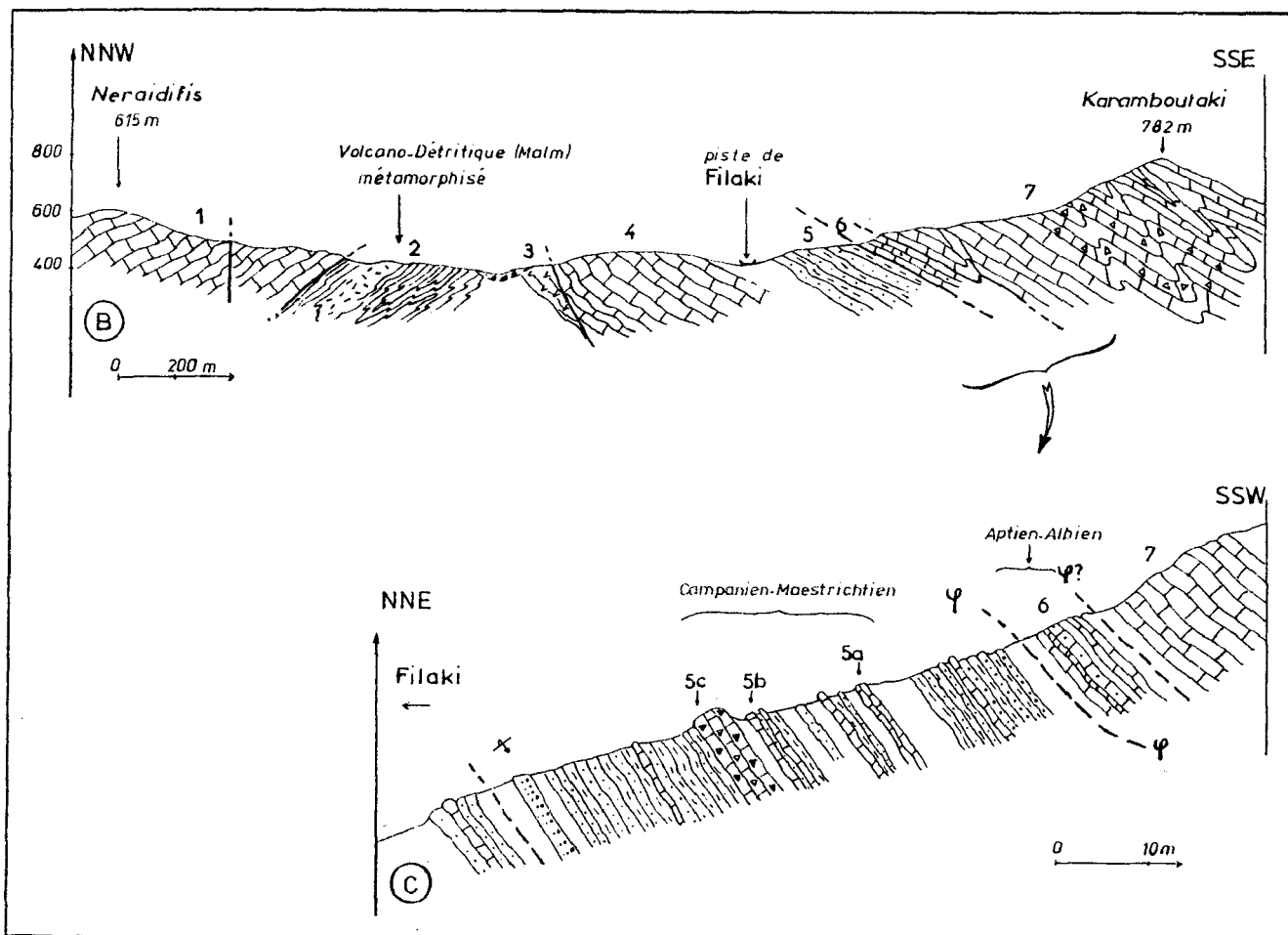


Fig. 163. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros: Les affleurements du secteur de Filaki. Coupe d'ensemble (B) et coupe de détail du flanc septentrional du mont Karamboutaki. (C) = Cn 2, fig. 161, B et C fig. 162.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

b. ANALYSE DÉTAILLÉE DE LA PARTIE MÉRIDIIONALE DE LA COUPE.

Au sein de la masse des calcaires microplissés (7), sur le flanc méridional du Karamboutaki, affleurent des calcaires microbréchiques, à débris de Rudistes, Calcisphères, *Globotruncana* sp., du Sénonien élevé (?), et *Siderolites caloitrapoïdes* Lamarck, du Maestrichtien. Ces microbrèches montrent également de nombreux débris de roches métamorphiques à micas blancs ou brunâtres.

L'analyse du contact entre cette masse calcaire (7) et le flysch sous-jacent (5) mérite d'être détaillée. De haut en bas, entre le sommet du Karamboutaki et le village de Filaki, on reconnaît (fig. 163 C) :

- (7) les calcaires gris supérieurs, d'âge crétacé supérieur ;
- (6) une dizaine de mètres de calcaires en plaquettes, très écrasés, contenant (dét. Fleury) *Globigerinelloïdes* cf. *algerianus* Cushman et Ten dam, du Crétacé inférieur (Aptien-Albien inférieur) ;

- (5) le flysch, riche en grès et pélites, mais aussi en niveaux carbonatés dont des calcaires noirs ou jaunâtres, à grain fin, et des calcaires noirs micro-bréchiques à bréchiques. Les principaux niveaux fossilifères reconnus sont :
- 5a : calcaire noir, à quartz détritique, de type biomicrite à *Globotruncana* cf. *fornicata* Plummer, *G. gr. stuarti* et *G. cf. ventricosa* White, d'âge campanien-maestrichtien ;
 - 5b : calcaire gréseux noir, à *Globotruncana gr. stuarti* et *Heterolocidae* complexes, de type *Racemiguembelina fructicosa* ou *Pseudotextularia elegans*, du Maestrichtien ;
 - 5c : calcaire bréchique à débris de calcaire fin à *Cuneolina* sp., contenant *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck et Orbitoïdés divers dont *Omphalocyclus* sp., d'âge maestrichtien.

A la sortie septentrionale du village de Filaki, le flysch est riche en bancs de calcaires marneux jaunes et de calcaires noirs, mais les microfossiles observés n'apportent pas de précision particulière quant à l'âge du flysch.

C. BILAN.

Si l'âge aptien-albien du niveau (6) n'est pas erroné, il est évident qu'un contact tectonique majeur doit exister entre ces calcaires en plaquettes (6) et le flysch sous-jacent, d'âge campano-maestrichtien (5). Les seuls niveaux datés dans la masse calcaire supérieure (7) contiennent également *Siderolites calcitrapoïdes*, du Maestrichtien ; l'absence de datation intermédiaire entre l'Aptien-Albien et le Campano-Maestrichtien paraît surprenante, mais elle tient peut-être à un échantillonnage insuffisant dans cet ensemble carbonaté assez fossilifère.

Cet âge aptien-albien est comparable aux âges observés en Othrys orientale, à la base de la série transgressive, mais là, les faciès sont de type flysch. Il n'est pas impossible que le décollement à l'origine du chevauchement du Karamboutaki se soit effectué au niveau de tels faciès, mais les témoins éventuels de ce flysch basal seraient, en tout état de cause, difficiles à mettre en évidence, dans la mesure où les terrains situés sous l'unité chevauchante sont également de type flysch.

C. LES AFFLEUREMENTS CRETACES (PALEOCENES) DU MASSIF DU SARADSI-PSILORACHI : LA SERIE DETRITIQUE ET CARBONATEE A GLOBOTRUNCANA D'ERETRIA ET LA SERIE CARBONATEE DU SPAILIKI.

Ce secteur, qui culmine au mont Saradsi (646 m), est délimité, au Nord, par la voie ferrée Velestinon-Farsala, et au Sud, par le grand affleurement ophiolitique sur lequel est installé le village d'Eretria, en bordure septentrionale de la route Volos-Farsala.

Les indications antérieures à mes travaux sont celles reportées sur la carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954), où seul le mont Saradsi est attribué au Crétacé. Pour ma part, j'ai montré qu'il existait en fait dans ce secteur, deux unités tectoniques principales superposées, présentant des faciès différents, et découvert des fossiles du Crétacé supérieur dans ces diverses unités (Ferrière, 1977).

Les affleurements seront décrits d'Ouest en Est, l'unité inférieure n'étant bien préservée que dans le secteur occidental (Cn 3 à 5, fig. 162).

1. COUPE ERETRIA-ASPROJA : LA SERIE D'ERETRIA.

Cette coupe, levée au Nord-Est d'Eretria, en direction du village d'Asproja, est particulièrement intéressante dans la mesure où il s'agit de l'un des rares témoins des séries recouvrant normalement les ophiolites d'Eretria. Ces séries transgressives présentent des faciès diversifiés relativement bien datés malgré les recristallisations importantes qui caractérisent ce secteur. Cette coupe a déjà été décrite de façon sommaire (Ferrière, 1977).

Du Sud-Ouest au Nord-Est, puis d'Ouest en Est, on relève successivement (fig. 164 A) :

- (1) des péridotites serpentinisées ;

- (2) des schistes épimétamorphiques dérivant essentiellement de roches détritiques (2b), se terminant par des dolérites, des tufs et des graywackes (2c). A leur base, affleurent des cipolins et des bancs holosiliceux de type jaspes, qui peuvent reposer directement sur les serpentines (2a). Les schistes montrent en lame mince : quartz, plagioclase (albite), épidote, mica ou chlorite brunâtre mal cristallisée. Plus au Nord-Ouest, affleurent de beaux schistes à quartz, albite, chlorite verte et amphibole vert pâle, mais ces schistes sont séparés des ophiolites par une faille verticale ;
- (3) des calcaires marmoréens massifs, gris-vert, microbréchiques à leur base, contenant des morceaux de Rudistes, des débris de roches variées éruptives ou métamorphiques, à quartz, feldspath, chlorite et épidote et même des minéraux détritiques isolés, notamment quartz, épidote et amphibole bleu-vert ;
- (4) un ensemble de calcaires et de calcaires marneux, gris ou brunâtres, en plaquettes, à microfossiles pélagiques :
 - les niveaux inférieurs sont datés du Turonien (partie supérieure) - Sénonien inférieur par diverses formes dont *Globo truncana sigali-schmeegansi*. Certains spécimens pourraient appartenir à l'espèce *Globo truncana helvetica* Bolli, du Turonien franc. On note en outre la présence de nombreuses Pithonelles ;
 - les niveaux supérieurs pourraient monter jusque dans le Campano-Maestrichtien à *Globo truncana* gr. *stuarti* cf. *rosetta* et *Globo truncana elevata* (Brotzen) (?) ;
- (5) un ensemble de calcaires gris, parfois microbréchiques, microplissés, débutant par des niveaux plus schisteux de cipolins à amphibole vert pâle. Les calcaires microbréchiques, à débris de Rudistes et minéraux détritiques (amphibole bleu-vert, épidote, etc...), rappellent les niveaux de base (3a), mais ils sont moins recristallisés. Il pourrait s'agir d'une écaille tectonique intercalée dans la série, mais cela paraît peu probable ;
- (6) une formation grésopélimitique de type flysch, à passées de calcaires noirs bioclastiques à *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck et *Orbitoïdes media* (d'Archiac), du Maestrichtien ;
- (7) et (8), une masse importante de calcaires marmoréens, gris-vert, à traces de Rudistes (8), recouvrant tectoniquement la série sous-jacente au niveau d'un contact souligné par de nombreux copeaux de serpentinite (7).

En résumé, on peut admettre en première approximation -mais il ne faut pas oublier que la continuité de cette série est peut-être altérée par la présence d'une écaille tectonique (5)- que la série, d'âge crétacé supérieur, d'Eretria, est formée de deux ensembles relativement bien datés : un flysch sommital pour la partie maestrichtienne (6), et des calcaires à *Globo truncana*, du Turonien-Sénonien inférieur, dans leur partie médiane (4).

Les calcaires microbréchiques constituent indiscutablement la base de la série calcaire, d'âge crétacé supérieur. En revanche, les niveaux métamorphiques schisteux (2), compris entre ces calcaires et les ophiolites, peuvent être interprétés de différentes façons : il peut s'agir de la base de la série transgressive, supposée continue, ou bien d'une première série transgressive sur les ophiolites, elle-même recouverte en transgression par les niveaux calcaires (cf. série de Theopetra, chapitre Jurassique terminal-Eocrétaqué), ou bien encore d'une écaille tectonique appartenant au soubassement anté-crétacé. Naturellement, des "synthèses" de ces hypothèses sont envisageables, dans la mesure où cet ensemble (2) est probablement hétérogène.

Ce problème de l'interprétation des niveaux détritiques, à roches sédimentaires et éruptives plus ou moins métamorphisées, situés à la base de calcaires marmoréens d'âge crétacé supérieur, sera rencontré dans la plupart des coupes décrites dans le secteur des massifs du Saradisi et du Chalkodonio.

2. COUPE DU MONT SPAILIKI-EST : LA SERIE CARBONATEE DU SPAILIKI.

Ce sommet est situé à mi-distance entre la colline de Porta, décrite précédemment, et les affleurements d'Eretria (fig. 161).

Trois ensembles peuvent être distingués, du Sud au Nord (fig. 164 B) :

- (1) des péridotites serpentinisées (1a et 1c), associées à des écailles de schistes épimétamorphiques (1b et 1d) à quartz, chlorite verte, mica blanc et amphibole vert pâle de type actinote ;
- (2) une formation flyschoide jaunâtre, très tectonisée, à passée de calcaires gréseux et de calcaires marmoréens bioclastiques. Des calcschistes, présents à la base de l'ensemble ont livré *Globotruncana* sp. ;
- (3) des calcaires marmoréens gris-vert, à traces noirâtres, qui, en lame mince, se révèlent être des restes de Rudistes.

Les formations détritiques (2) pourraient représenter la base de la série transgressive sur l'ensemble ophiolitique, mais certains des faciès observés, et notamment les calcaires bioclastiques noirs, évoquent le flysch maestrichtien de la coupe d'Eretria, bien que les fossiles caractéristiques n'aient pu être identifiés avec certitude. En conséquence, il est possible qu'il s'agisse là de la superposition de formations lithologiques appartenant à des unités tectoniques différentes, les niveaux détritiques (2) pouvant représenter un reste de la véritable série transgressive sur les ophiolites sous-jacentes (1).

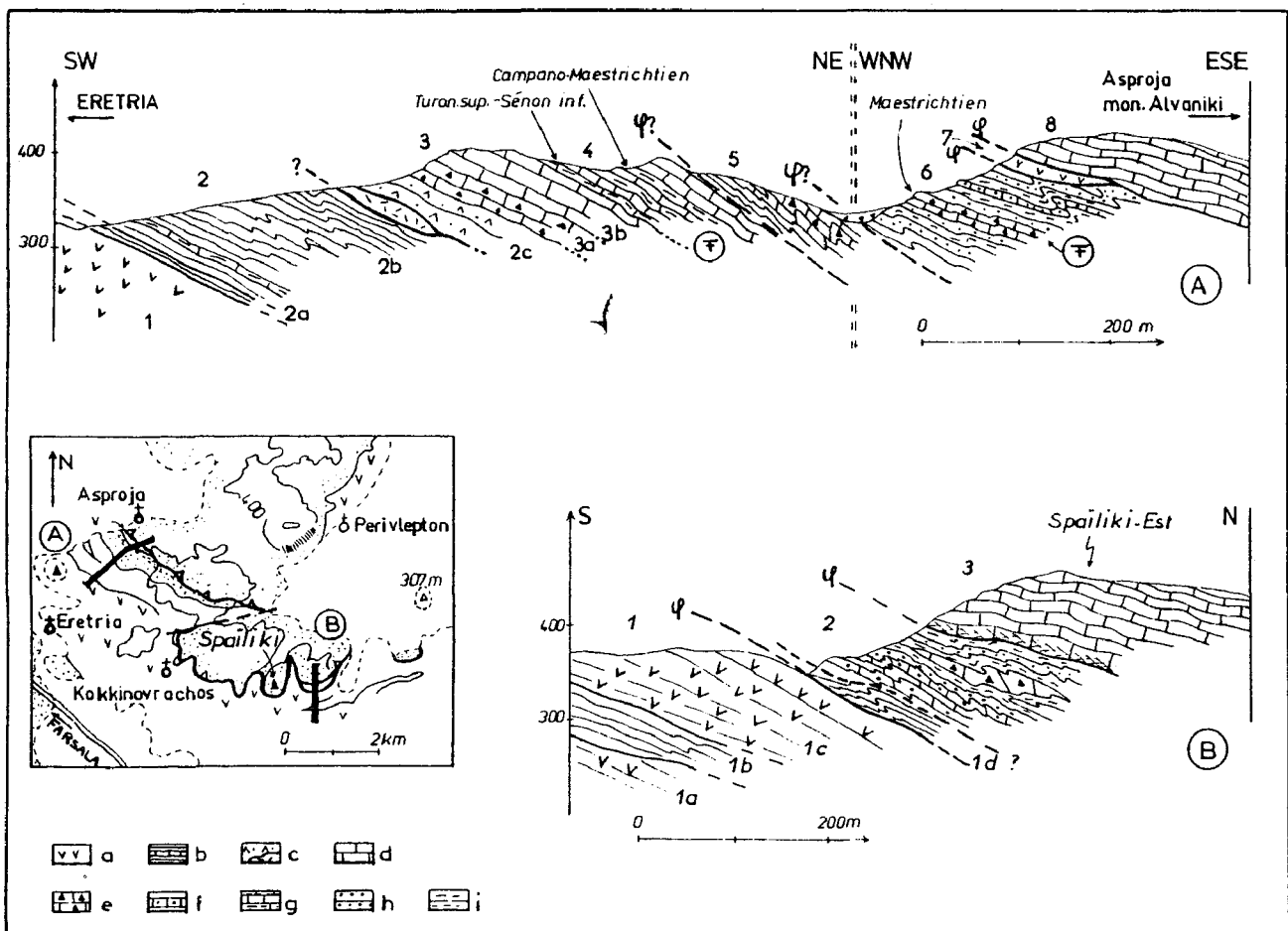


Fig. 164. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros: La série d'Eretria. Coupe d'Eretria Asproja (A) et du mont Spailiki (B). - A: Cn 3, fig. 161. - B: Cn 4, fig. 161.

Numéros : voir texte. - a à c. Formations anté-crétacées. a. péridotites serpentinisées. - b. schistes métamorphiques et cipolins. - c. roches éruptives basiques et tufs métamorphisés. - d à g. calcaires crétacés. - d. fins. - e. microbréchiques. - f. gréseux. - g. fins et marneux. h et i. flysch sommital. - h. grès. - i. pélites et marnes.

3. COUPES DU PSILORACHI (343 m).

Les affleurements du Psilorachi (fig. 165 A et B) représentent la partie la plus orientale du secteur considéré (massif du Saradsi-Psilorachi). On peut y distinguer deux domaines : un ensemble méridional constitué de schistes métamorphiques et de cipolins, et un ensemble septentrional formé d'une alternance de barres de calcaires marmoréens, gris-vert, bien lités, et de niveaux schisteux ou grés-schisteux et serpentineux.

Aucun fossile n'a pu être identifié avec certitude dans ces divers affleurements, mais, par corrélation latérale et en tenant compte du fait qu'il existe de nombreuses traces noirâtres qui, dans d'autres coupes, ont pu être attribuées à des restes de Rudistes, les différentes barres de calcaires marmoréens, gris-vert, bien lités, peuvent être attribuées au Crétacé (supérieur).

Les coupes (fig. 165) montrent qu'il existe une succession d'écaillés tectoniques et que, par conséquent, même si les calcaires marmoréens, gris-vert, sont bien du Crétacé (supérieur), ils ne constituent pas obligatoirement la couverture transgressive originelle des schistes et cipolins sous-jacents.

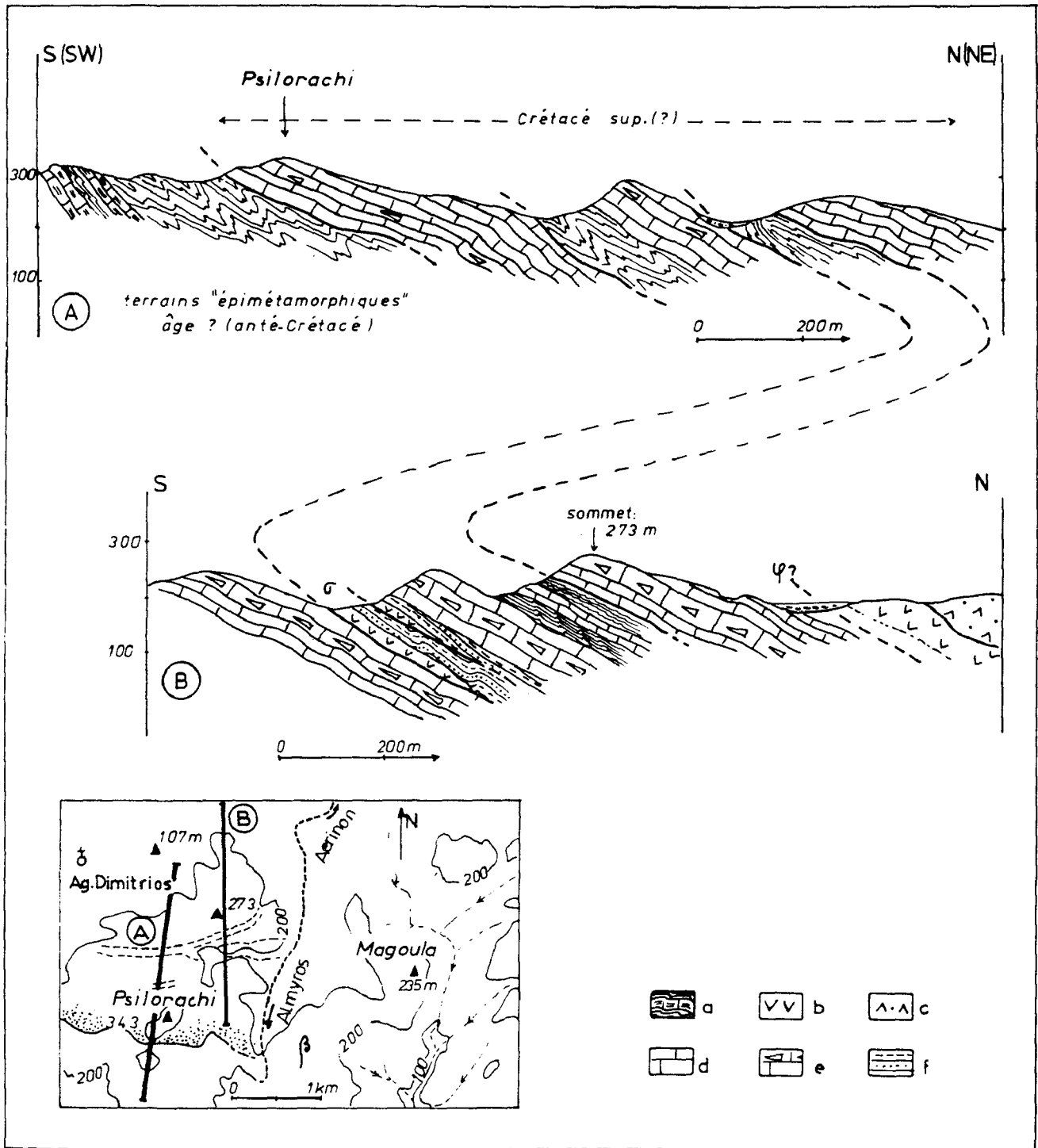


Fig. 165. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Coupes dans les collines du Psilorachi. Cn 5, fig. 161.

a. cipolins et schistes plus ou moins métamorphisés selon les cas. - b. serpentinites. - c. tufs et roches éruptives basiques métamorphisés. - d. calcaires recristallisés gris ou verts bien lités. - e. id°, à traces noirâtres dont des restes de Rudistes. - f. grès et pélites.

4. COMPLEMENTS.

Dans ce secteur situé au Nord de la bande ophiolitique d'Eretria (massif du Saradsi-Bilora-chi), les fossiles sont rares ; je citerai par conséquent les quelques affleurements ponctuels où ont été reconnus des microfossiles ; d'Ouest en Est :

- les calcaires gris de la colline de Kastro, à l'Ouest d'Eretria (*Globotruncana*) ;
- des calcaires à débris serpentiniteux, situés à la sortie méridionale du village d'Asproja. Il s'agit là d'un calcaire fin, recristallisé, riche en *Globotruncana* bicarénés, du Turonien-Sénonien inférieur ;
- des calcschistes brunâtres, formant la transition entre des schistes marrons et des calcaires marmoréens, sur le bord nord-occidental de la piste reliant Perivlepton à l'Est, à Eretria à l'Ouest. Ce sont encore des niveaux à *Globotruncana* sp., mal conservés.

5. BILAN.

Des observations précédemment rapportées, il ressort qu'il existe au moins deux grands types de séries datées du -ou supposées d'âge- Crétacé supérieur, appartenant à des unités tectoniques différentes, dans le massif du Saradsi-Psilorachi.

La série la mieux représentée en affleurements, constitue les unités tectoniques supérieures ; elle est formée principalement de calcaires marmoréens, gris-vert, à débris d'organismes, parmi lesquels on reconnaît localement des Rudistes (cf. Spalliki). Aucun âge précis n'a pu être déterminé dans ce secteur.

L'autre série, la plus complète, n'est bien connue qu'au Nord-Est d'Eretria, où l'on peut distinguer, malgré quelques incertitudes, de bas en haut : des calcaires microbréchiques à débris de roches métamorphiques, des calcaires fins à *Globotruncana* du Turonien-Sénonien inférieur, et -après un hiatus tectonique et d'observation- un flysch probablement d'âge maestrichtien ou plus récent (*Siderolites calcitrapoïdes* dans des calcaires bioclastiques). Cette série semble se réduire à ce seul terme flyscholite en allant vers l'Est.

D. LES AFFLEUREMENTS CRETACES (PALEOCENES) DES MASSIFS DU CHALKODONIO-DEDERJIANNIS : LA SERIE CARBONATEE DU KASTRO-DELI ET LA SERIE DETRITIQUE DE VELESTINON.

Le massif du Chalkodonio, qui culmine au mont Sorigo (725 m), est séparée du domaine précédent par une dépression étroite empruntée par la voie ferrée Velestinon-Farsala. Il constitue par ailleurs la limite méridionale de la plaine récente de Larissa, avec le massif voisin du Pirgos Dederjiannis-Mavrovouni (726 m), qui surplombe le village d'Agnanderi.

Sur la carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954), ce secteur est représenté en marbres et schistes cristallins. Si des terrains épimétamorphiques existent bien près de Rijeon, il s'agit en fait d'affleurements limités, alors que l'essentiel du massif est constitué de terrains schistosés et recristallisés il est vrai, mais encore fossilifères, d'âge crétacé supérieur.

Les seules indications d'âge antérieures aux datations que j'ai récemment signalées (Ferreira, 1973 b, 1977) sont dues à Aubouin (1959) qui rapporte la présence, dans la partie la plus occidentale du massif, au Nord de Rijeon, d'*Orbitolina concava* Lamarck, d'âge cénoomanien.

Le domaine considéré est en fait constitué de deux secteurs géologiquement différents, au moins en ce qui concerne les terrains d'âge crétacé supérieur ; alors qu'à l'Ouest prédominent des formations de calcaires marmoréens bien lités, la partie orientale est caractérisée par sa richesse en niveaux détritiques (3, fig. 160 et coupes Cn 6 à 9, fig. 161).

1. LES AFFLEUREMENTS OCCIDENTAUX ; LE SECTEUR RIJEON-AGNANDERI : LA SERIE DU KASTRO-DELI.

a. COUPES AU NORD DE RIJEON DANS LE CHALKODONIO OCCIDENTAL.

L'une de ces coupes levées dans le chaînon du Chalkodonio occidental compris entre les monts Sorigo (725 m) et Kastro-Deli, à l'Est, et les villages de Rijeon et Polydamion, à l'Ouest, a été signalée antérieurement par Aubouin (1959), qui y a reconnu des calcaires à Orbitolines.

Du Sud au Nord, en suivant l'un des sentiers qui relie le village de Rijeon à la ferme Jermi, on rencontre successivement (fig. 166 B) :

- (1) des schistes métamorphiques à quartz, chlorite, mica blanc, épidote et amphibole vert pâle à incolore (cf. actinote), dans lesquels s'intercalent des niveaux peu épais de marbres gris, bien lités ;
- (2) un flysch grésopélitique schistosé, à passées de calcaires noirs, bioclastiques, recristallisés, montrant des indices de tectonisation à la base et au sommet (joints calcitiques nombreux, serpentinites écrasées, etc...). Les calcaires bioclastiques noirs, prélevés quelques centaines de mètres à l'Ouest du sentier (fig. 166 A) ont livré des microfossiles d'âge maestrichien : *Orbitoïdes media* (d'Archiac) et *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck ;

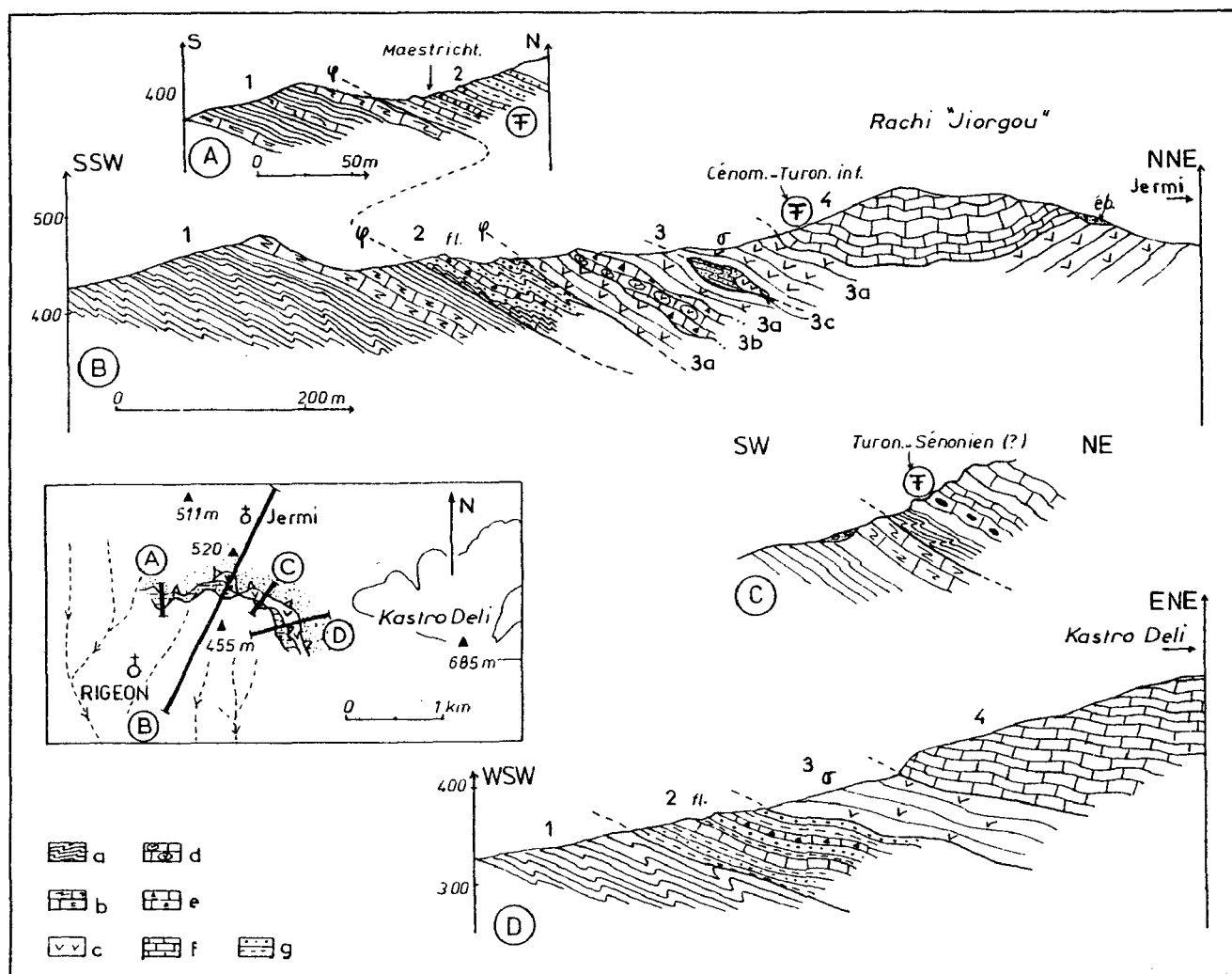


Fig. 166. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Le Chalkodonio occidental. Coupe d'ensemble de Rigeon à Jermi (B) et coupes de détail (A, C, D). Cn 6, fig. 161.

Numéros : voir texte. - a et b. Schistes (a), marbres et cipolins (b) métamorphiques probablement anté-crétacés. - c. masses de serpentinites. - d. conglomérats à galets serpentineux. - e. calcaires microbréchiques recristallisés. - f. calcaires fins recristallisés. - g. grès et pélites schistosés.

- (3) un ensemble de serpentinites écrasées (3a) contenant des bancs de calcaires conglomératiques à éléments serpentineux (3b) et des corps de pélites et grès (3c) correspondant probablement à des copeaux tectoniques arrachés aux niveaux sous-jacents (2). Des calcaires conglomératiques comparables, affleurant plus à l'Est (fig. 166 C), montrent en lame mince des microfossiles pélagiques (*Globotruncana* et Hedbergelles) dont l'âge n'a pu être déterminé précisément, mais qui pourraient être post-cénomaniens ;
- (4) des calcaires gris-vert, recristallisés, bien lités, formant les principaux sommets du Chalkodonio occidental dont le Kastro-Deli. Ce sont des calcaires bioclastiques à débris de Rudistes, Miliolidés, débris d'*Orbitolines* (?), *Cuneolina* sp. et *Pseudolituonella reicheli* Marie, du Cénomaniens (moyen ?) - Turonien inférieur.

En résumé, les faciès d'âge crétacé supérieur, situés au Nord de Rijeon, appartiennent à deux unités tectoniques différentes superposées : l'unité inférieure est réduite à un flysch d'âge maestrichtien, l'unité supérieure est principalement constituée de faciès calcaires pour partie du Cénomaniens-Turonien, reposant sur des calcaires conglomératiques à microfossiles pélagiques, recouvrant eux-mêmes des péridotites serpentinisées. Ces conglomérats pourraient être localement plus récents que le Cénomaniens.

b. COUPE DU MONT DEDERJIANNIS PRES D'AGNANDERI.

Ce massif est caractérisé par un dispositif structural comparable à celui du Chalkodonio occidental, dont il représente le prolongement vers le Nord-Nord-ouest. Des indications fragmentaires concernant ce secteur ont été publiées antérieurement (Ferrière, 1973 b, 1977).

D'Est en Ouest et de bas en haut, en partant du village d'Agnanderi, on rencontre successivement (fig. 167) :

- (1) un flysch pélito-gréseux, nettement schistosé, de couleur sombre ;
- (2) des serpentinites écrasées et schistosées ;
- (3) des calcaires, bien lités ou massifs, gris clair à noirâtres, parmi lesquels on peut noter :

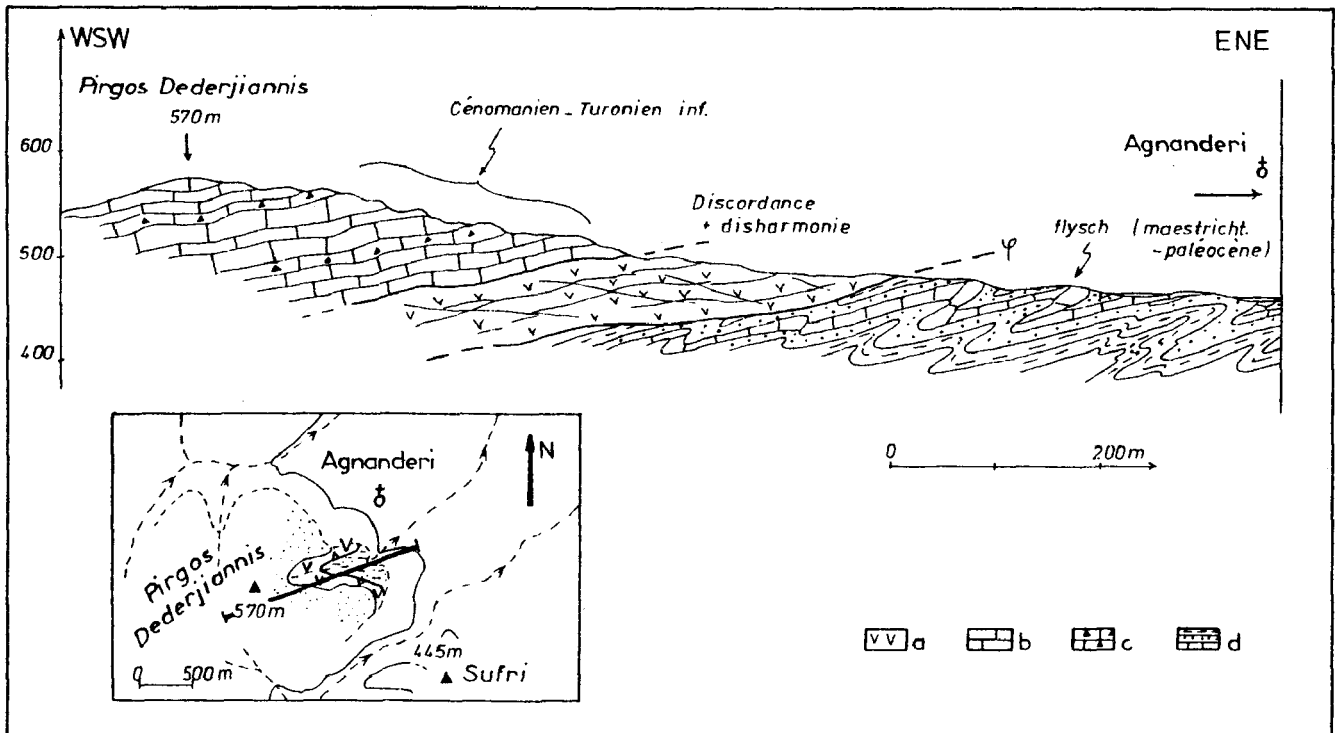


Fig. 167. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Le massif du Pirgos Dederjiannis, près d'Agnanderi. Cn 7, fig. 161.

a. serpentinites. - b. calcaires fins recristallisés. - c. calcaires microbréchiques ou bioclastiques. - d. flysch (grès, pélites, calcaires).

- des calcaires de type biomicrite, plus ou moins recristallisés, riches en Gastéropodes et Foraminifères benthiques, du Cénomaniens-Turonien inférieur : Miliolidés, *Nezzazata* sp., *Cuneolina* sp., *Chrysalidina* sp. ;
- des calcaires bioclastiques à débris de Rudistes, Orbitolinidés (abondants), et *Nezzazata* cf. *N. gyra* (Smout), du Cénomaniens (Turonien inférieur ?). Plus à l'Ouest, près de Myra, ces mêmes calcaires (cf. biomicrites) ont livré *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, du Cénomaniens-Turonien inférieur.

Là encore, on retrouve deux unités tectoniques superposées : une unité inférieure, représentée à l'affleurement par un flysch peut-être maestrichtien, par comparaison avec le Chalkodonio occidental, et une unité supérieure de calcaires supra-ophiolitiques ici bien datés du Cénomaniens-Turonien par des Foraminifères benthiques.

2. LES AFFLEUREMENTS ORIENTAUX : LA SERIE DE VELESTINON.

Ce secteur, qui correspond au Chalkodonio oriental, est à la fois intéressant par la diversité des faciès qui y affleurent et surprenant, dans la mesure où ces faciès sont nettement différents de ceux qui constituent le Chalkodonio occidental.

Alors que ces terrains, parfois riches en composants éruptifs, ont été assimilés à des schistes cristallins (carte à 1/500 000 de Grèce : Renz *et al.*, 1954) ou à la "Schist-Chert-Formation" (Christodoulou, 1971), j'ai moi-même montré qu'il s'agissait en fait, pour l'essentiel, de formations d'âge crétacé supérieur (Ferrière, 1977).

De nombreuses coupes, particulièrement claires, peuvent être levées dans ces collines dépourvues de végétation ; trois de celles-ci ont été figurées (A, B, C, fig. 168 et 169), mais je ne décrirai en détail que la coupe la plus occidentale (fig. 168 A), parce qu'elle est aussi la plus fossilifère.

a. DESCRIPTION D'UNE COUPE TYPE DE DIRECTION SE-NW.

Cette coupe est située à quelques centaines de mètres à l'Ouest de la dépression qu'emprunte la piste principale pour franchir la petite crête calcaire du Maluka, qui rejoint, à l'Est, le village de Velestinon.

Du Sud-Est vers le Nord-Ouest et de bas en haut, en partant de la vallée principale creusée ici dans des formations de type flysch (1), on rencontre successivement (fig. 168 A) :

- (2) des copeaux de serpentinite, soulignant très probablement un contact tectonique majeur entre le flysch grésopélitique brun-noir, schistosé, et les niveaux sus-jacents ;
- (3) une formation d'aspect terreux, constituée de blocs ou de niveaux éruptifs de type dolérites notamment, et de passées sédimentaires riches en débris de roches éruptives. Ces niveaux sont à la fois schistosés et altérés, et les roches éruptives, au moins, ont subi des transformations minéralogiques importantes, de type métamorphique. Ces roches sont formées pour l'essentiel, de feldspath (albite ?), épidote, chlorite et amphibole vert pâle à incolore (cf. actinote) ;
- (4) des calcaires recristallisés, grisâtres, assez massifs, formant la crête majeure de ce secteur. Ce sont des calcaires bioclastiques ou d'anciennes biomicrites à débris de Rudistes et Foraminifères benthiques. Les formes suivantes ont été reconnues, de bas en haut :
 - une association à *Cuneolina* sp., de petite taille ;
 - des niveaux à Orbitolinidés et *Chrysalidina* sp., du Cénomaniens ;
 - des calcaires à Gastéropodes et *Salpingoporella* sp., qui pourraient appartenir à la partie supérieure du Crétacé inférieur.Les différentes formes observées permettent d'attribuer un âge albien-cénomaniens à cet ensemble carbonaté, sans que l'on puisse préciser sa polarité ;
- (5) un ensemble de calcaires lités, parmi lesquels on note des calcaires marmoréens, gris, à Rudistes écrasés, et des calcaires marmoréens, verts, à grain fin ou microbréchiques à débris de roches éruptives. Ces niveaux passent, vers le haut, à des bancs carbonatés gris-blanc, recristallisés, à blocs de roches éruptives atteignant des volumes importants, de l'ordre du mètre cube, qui correspondent très probablement à d'anciennes mégabrèches ;

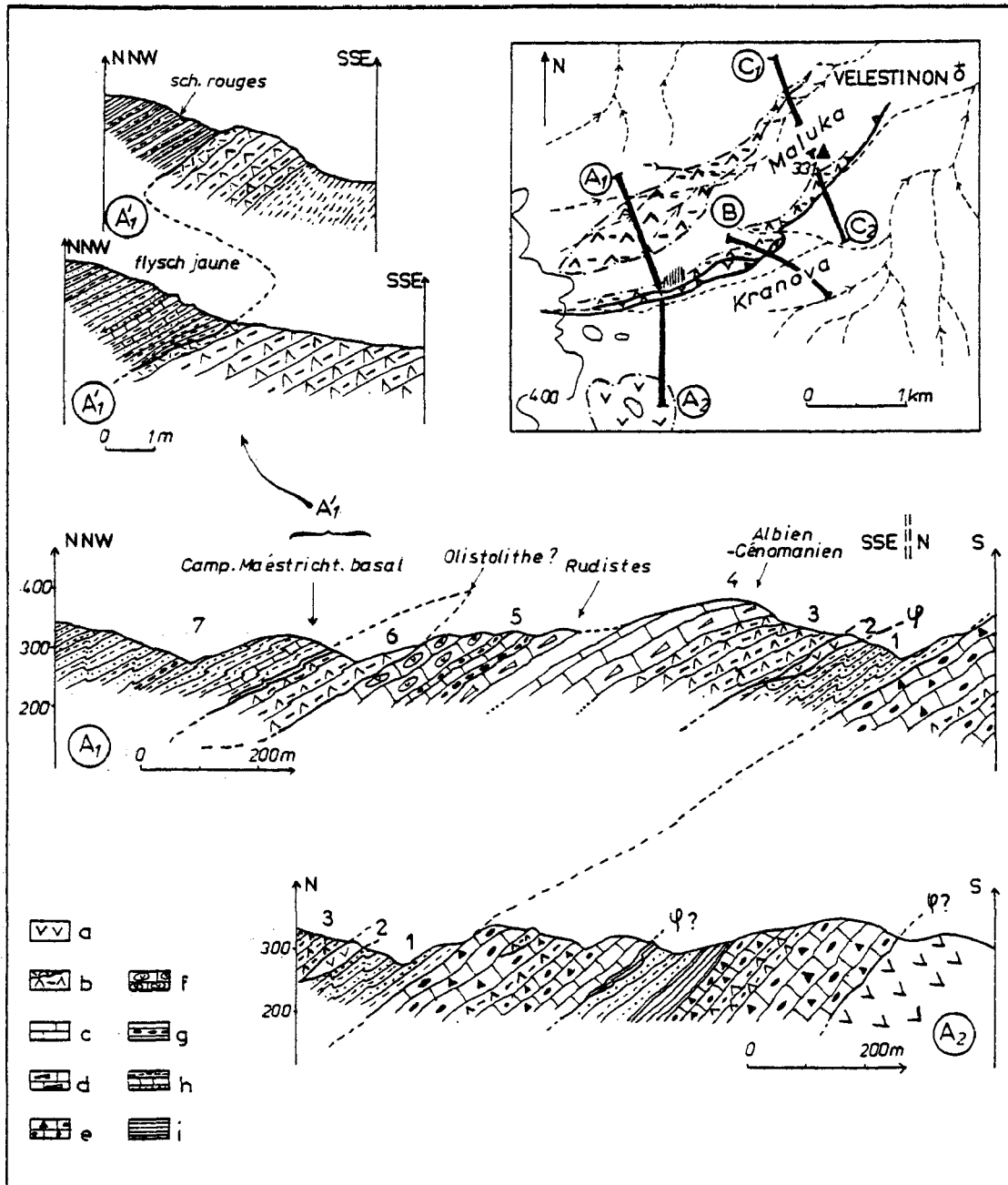


Fig. 168. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyrcs. Le Chalkodonio oriental. Coupe type à l'Ouest de la crête du Maluka. Cn 8, fig. 161.

Numéros : voir texte. - a. serpentinites. - b. roches éruptives, tufs et passées détritiques métamorphisées (crétacé ou anté-crétacé ?). - c à f. Calcaires crétacés recristallisés. - c. fins. - d. à débris d'organismes dont des Rudistes. - e. microconglomératiques à débris éruptifs abondants, de couleur verte. - f. conglomérats et mégabrèches à gros blocs de roches éruptives (ophiolites). - g. niveaux détritiques grossiers non carbonatés. - h. flysch. - i. schistes pélitiques rouges parfois à Radiolaires.

(6) une formation de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, riche en roches éruptives altérées et/ou métamorphisées, associées à des passées siliceuses et pélitiques rougeâtres, parfois bréchiques (rares) et des lentilles de marbre blanc. Cet ensemble présente des affinités, au moins dans la nature des roches constitutives, avec les niveaux (3) situés sous les calcaires à Foraminifères (4).

Au microscope, les principaux types de roches éruptives reconnaissables sont des roches effusives à phénocristaux de feldspaths transformés en épidote (et séricite ?) ;

(7) un flysch typique, grésopélitique, à passées calcaires à la base :

- la base du flysch est en général constituée de niveaux rouges, non carbonatés, schistosés, parfois à Radiolaires, dérivant très probablement de radiolarites pélitiques ou de pélites siliceuses. Localement, cette base est grésopélitique et jaunâtre, mais je n'ai pu déterminer précisément s'il s'agissait de variations latérales de faciès ou -ce qui me paraît plus vraisemblable- de disparitions d'origine tectonique. Quoi qu'il en soit, ces niveaux rouges moulent parfois de façon intime, les roches de l'ensemble sous-jacent, ce qui laisse supposer que le contact est de nature stratigraphique.

Au niveau du confluent de deux petits vallons, existent, dans les schistes rouges et jaunes de la base du flysch, des bancs de calcaires marmoréens à grain fin, qui ont livré des *Globotruncana*, plus ou moins bien conservés, dont *Globotruncana* cf. *rosetta* (Carsey) et très vraisemblablement *Globotruncana ventricosa* White, indiquant un âge campanien-maestrichtien basal (dét. Fleury) (+) ; ;

- le reste du flysch est formé par une alternance de grès et de pélites, de couleur jaune ou brun-noir. Les grès présentent des figures de base de bancs ainsi que des granuloclasses verticaux normaux. Un banc plus grossier a livré des éléments calcaires, dont des débris d'Orbitolinidés non déterminés spécifiquement.

En résumé, cette coupe permet d'observer une série possédant trois termes lithologiques caractéristiques : des calcaires à débris de Rudistes et Foraminifères benthiques de l'Albien-Cénomaniens, un flysch sommital daté à sa base du Campanien-Maestrichtien basal, et des niveaux intermédiaires carbonatés, très souvent microbréchiques ou bréchiques, à débris de roches éruptives ophiolitiques.

Deux des formations rencontrées (3 et 6) sont plus difficiles à interpréter, dans la mesure où elles sont constituées pour l'essentiel, de roches éruptives.

Dans le cas de la formation basale (3), les informations obtenues sur cette coupe sont assez peu significatives et laissent la possibilité d'envisager différentes hypothèses, comme cela a déjà été fait pour la série d'Eretria, à savoir, dans l'ordre croissant de probabilité : niveaux supra-ophiolitiques anté-charriage, première couverture transgressive du Jurassique terminal-Eocrétacé, ou bien plus simplement, base de la couverture transgressive la plus commune de l'Aptien-Albien.

En ce qui concerne la formation à roches éruptives située sous le flysch (6), diverses interprétations peuvent être proposées. On peut exclure l'existence d'un épisode magmatique antérieur au flysch, dans la mesure où de telles roches ont été remaniées dans les niveaux sous-jacents. Il peut s'agir de la base d'une unité tectonique particulière, et dans ce cas, ces niveaux pourraient être équivalents à ceux de la base de la série (3) ; mais dans ce cas, il est surprenant d'observer un flysch relativement récent directement -et apparemment stratigraphiquement- sur cet ensemble. Comme, par ailleurs, les termes lithologiques qui supportent ces niveaux riches en roches éruptives contiennent eux-mêmes des débris de roches éruptives de même nature, et parfois de très gros blocs, il semble logique d'admettre que le niveau (6) représente un important olistolithe resédimenté entre les calcaires et le flysch.

b. COMPLEMENTS SUR LES DIFFERENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES OBSERVES AU NORD DU CHEVAUCHEMENT MAJEUR.

b1. L'ensemble sédimentaire et éruptif de base (3).

Dans le secteur le plus oriental, près de Velestinon (fig. 169 C), cet ensemble, riche en roches éruptives métamorphosées (métadolérites ?), présente également des bancs carbonatés microbréchiques à débris de roches éruptives qui rappellent ceux de l'ensemble supérieur (5) à Rudistes écrasés. Cette observation tendrait à prouver que cet ensemble inférieur (3) constitue bien la partie basale de la série transgressive d'âge albien (?) - crétacé supérieur.

b2. Les calcaires gris à Foraminifères benthiques (4).

Les seules indications complémentaires obtenues concernent les microfossiles présents dans ces niveaux. Sous le sommet de la crête de Maluka, à la base des calcaires gris (C2, fig. 169),

(+) J'avais précédemment envisagé un âge "sénonien inférieur (?)" pour cet ensemble flyscholide, sur la foi des sections de *Globotruncana*, alors en ma possession (Ferrière, 1977).

des bancs schistosés ont livré des Foraminifères benthiques assez bien conservés, dont *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, du Cénomaniens-Turonien inférieur.

b3. Les calcaires gris-vert, fins à bréchiques (5).

En dehors des débris de Rudistes, des fantômes de *Globotruncana* semblent présents dans des calcaires bréchiques situés à la base de cet ensemble (5), à l'Est du secteur étudié (C1, fig. 169).

Les débris éruptifs contenus dans cette formation restent assez constants, quelle que soit la transversale étudiée ; toutefois, dans le secteur le plus oriental, plusieurs corps serpenteux correspondant très probablement à des blocs resédimentés, ont été reconnus.

b4. Les niveaux sédimentaires et éruptifs (6).

Ils sont plus ou moins épais, mais présentent les mêmes types de roches éruptives, effusives ou semi-effusives, plus ou moins métamorphisées, d'Ouest en Est. Près de Velestinon, les niveaux éruptifs et sédimentaires associés (tufs, graywackes ?) paraissent plus schisteux et peut-être moins épais, et le passage avec les niveaux sous-jacents semble être progressif ; des passées conglomératiques schisteuses, à débris de roches éruptives, s'intercalent entre ces deux ensembles (5 et 6, C1, fig. 169).

L'existence, dans le niveau 5, d'éléments éruptifs provenant de roches éruptives semblables à celles de cet ensemble (6), conduit à refuter l'hypothèse d'un magmatisme qui se serait produit au Crétacé supérieur, juste avant le dépôt du flysch.

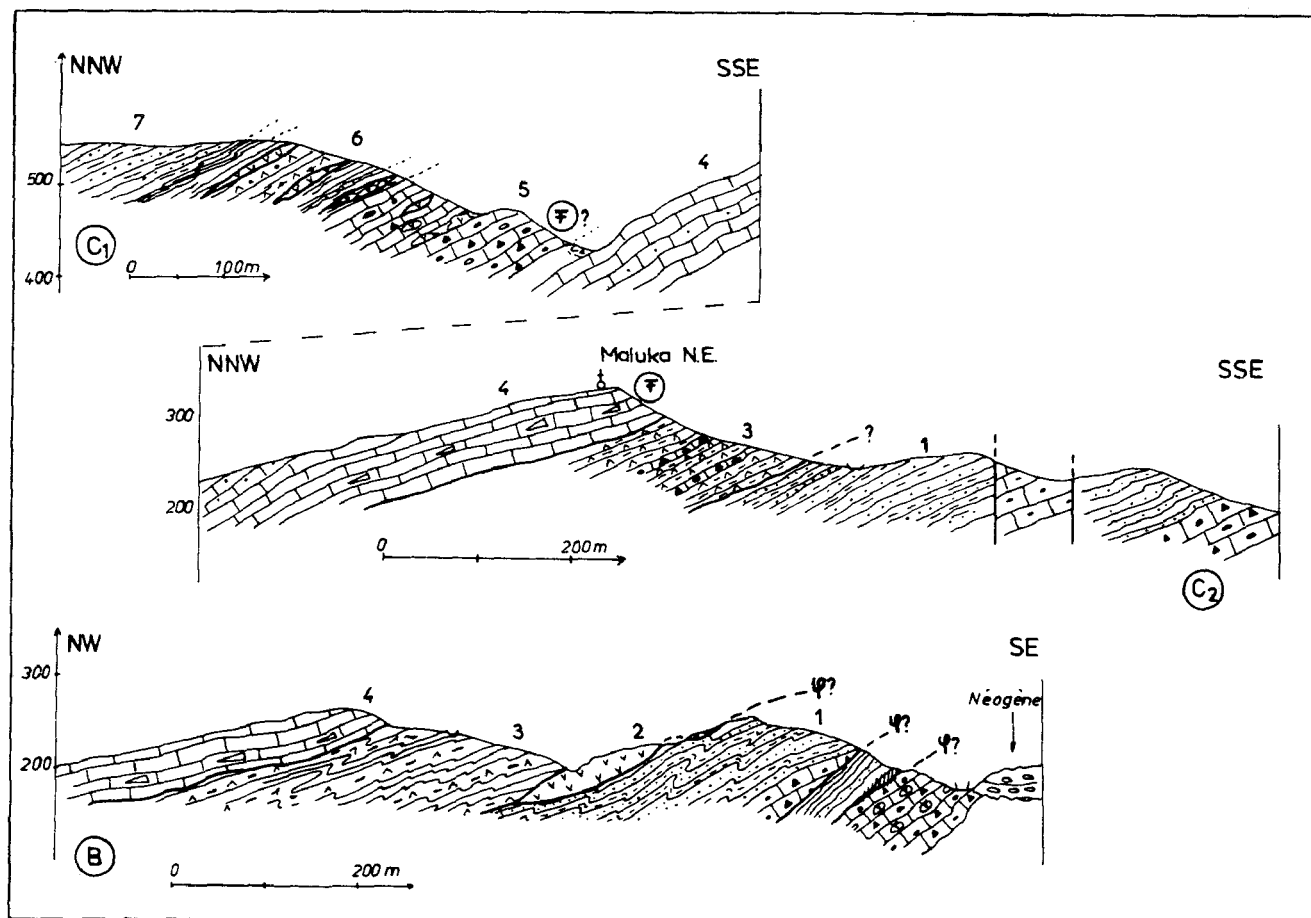


Fig. 169. - Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Le Chalkodonio oriental. Coupes complémentaires dans la partie orientale de la crête du Maluka. Cn 9, fig. 161.

Légende : voir texte (numéros) et fig. 168 (cartouches).

b5. Le flysch (7).

En dehors de la variabilité de détail (épaisseur, faciès) des niveaux rouges schisteux et parfois radiolaritiques de base, les caractères semblent assez constants. Aucune découverte paléontologique n'est venue confirmer l'âge campanien-maestrichtien basal fourni par les *Globotruncana* découverts dans la coupe type.

c. REMARQUES SUR LES FORMATIONS LITHOLOGIQUES SITUÉES AU SUD DE LA CRÊTE MALUKA.

Il s'agit essentiellement d'une alternance de passées de type flysch et de calcaires marmoréens verts, plus ou moins bréchiques, à débris de roches éruptives (fig. 168 et 169). Localement, s'y intercalent des ensembles d'épaisseur métrique à décamétrique, riches en tufs, graywackes (?) et roches éruptives.

Différentes interprétations peuvent être envisagées pour expliquer les alternances visibles sur les différentes coupes (A, B, C, fig. 168 et 169) :

- la répétition de niveaux de même nature pourrait avoir pour origine des processus tectoniques engendrant soit des plis couchés isoclinaux, dont le flysch constituerait le cœur des synclinaux, soit des écaillages entraînant la superposition d'unités à base de calcaires microbréchiques verts ;

- la répétition observée serait originelle et par conséquent de nature sédimentaire : la coupe B (fig. 169) montre par exemple une masse de calcaires verts, microbréchiques, se terminant en biseau dans un ensemble de type flysch, entre des niveaux grésopélitiques, jaunâtres au sommet, évoquant ainsi soit une récurrence des faciès carbonatés verts, soit même un olistolithe resédimenté dans le flysch.

Le nombre relativement grand de répétitions présentes dans le secteur considéré, conduit plutôt à retenir l'hypothèse tectonique, dans ce domaine où existent par ailleurs une schistosité générale et des chevauchements non douteux. La présence éventuelle de récurrences de calcaires verts microbréchiques, ou d'olistolithes dans le flysch, ne peut être invoquée, me semble-t-il, que pour des cas particuliers d'importance mineure.

Par ailleurs, l'absence d'un ensemble de roches éruptives et sédimentaires associées entre les calcaires verts et le flysch, tend à prouver qu'il s'agit, dans le cas de la coupe de référence (fig. 168 A), d'un phénomène localisé (olistolithe par exemple) et non d'un phénomène magmatique majeur d'âge crétacé supérieur qui aurait affecté l'ensemble de ce secteur.

d. BILAN : LE CRÉTACÉ (EOCÈNE ?) DU CHALKODONIO ORIENTAL.

A la suite des différentes observations rapportées ci-dessus, on peut admettre que la série crétacée du Chalkodonio oriental (fig. 168 A) est principalement constituée, de bas en haut :

- d'un ensemble carbonaté formé de faciès fins, gris, à Foraminifères benthiques d'âge albien-cénomannien (4) ;

- de faciès calcaires fins, microbréchiques ou bréchiques, verts, à débris de roches éruptives (5) ;

- d'un flysch sommital (7) rouge et pélitique (pélites et bancs siliceux à Radiolaires), à la base, jaune et grésopélitique ensuite, daté du Campanien-Maestrichtien basal, dans sa partie inférieure.

S'y ajoutent des niveaux éruptifs et sédimentaires de signification mal précisée, situés à la base de la série (3) et entre les calcaires et le flysch (6 : Olistolithes ?).

Cette série est intéressante à divers titres :

- elle est originale par la diversité de ses faciès, particulièrement riches en éléments détritiques provenant de formations éruptives, très probablement des ophiolites. Certains ensembles, de taille kilométrique en longueur, pourraient même avoir signification de klippe sédimentaire ou d'olistolithe ;

- elle représente la plus orientale des séries crétacées bien datées, et par conséquent, la série de référence pour l'interprétation des séries métamorphiques proches. Ainsi, nous verrons que les mêmes termes lithologiques, et notamment les calcaires microbréchiques à bréchiques, transformés en marbres, constituent une grande partie des affleurements métamorphiques présents au Nord de Volos, dans la région de Melissatika.

3. COMPARAISON ENTRE LES DIFFERENTES SERIES CRETACEES DES MASSIFS DU CHALKODONIO-DEDERJIANNIS.

La série du Chalkodonio oriental présente peu de ressemblances avec les séries crétacées voisines du Chalkodonio occidental et du massif du Dederjiannis. Les affinités les plus nettes se situent au niveau des calcaires à Foraminifères benthiques, de faciès semblables dans les deux cas, mais beaucoup moins épais à l'Est. L'absence de datations plus récentes que le Céno-manien dans les séries occidentales ne permet malheureusement pas de pousser les comparaisons plus avant.

Ces différences entre les séries crétacées des secteurs oriental et occidental du Chalkodonio peuvent être expliquées en faisant intervenir des processus tectoniques postérieurs à la sédimentation de type tangentiel ou décrochant. Cependant, il est également possible d'envisager des différences fondamentales de sédimentation dans des secteurs contigus, dont l'un aurait été soumis à des décharges détritiques quasi-permanentes (Chalkodonio oriental), et l'autre, le siège d'une sédimentation calme et carbonatée à l'abri de ces décharges détritiques ; la limite entre ces deux bassins de sédimentation pourrait être par exemple de nature tectonique (faille verticale à rejet vertical ou même horizontal ?).

E. APERCU SUR LES AFFLEUREMENTS CRETACE INFERIEUR (P.P.) - EOCENE INFERIEUR DES ZONES INTERNES, EN BORDURE DE LA PLAINE DE TRIKKALA.

Je n'ai pas analysé de façon exhaustive les affleurements de ce secteur quelque peu marginal par rapport à mon domaine d'étude. Je me suis plus particulièrement intéressé à la bordure orientale de la plaine de Trikkala (massif de Mikro Vounon, secteur à l'Est de Trikkala, et massif de Theopetra), afin d'analyser les caractéristiques de la couverture Aptien (?) - Crétacé supérieur (Eocène ?) des zones internes en fonction des divers soubassements d'âge jurassique terminal-éocrétacé, ou plus anciens et métamorphiques. En revanche, je n'ai fait que visiter les secteurs de Domokos et de Farsala (Kassidiaris), étudiés en détail, respectivement par Courtin (1979) et Richard (1980), dont je rappellerai succinctement les principaux résultats.

Etant donné le caractère fragmentaire des travaux relatifs à ces différents affleurements, un bref aperçu historique sera donné à l'occasion de la description de chacun des ensembles considérés (4 et 5, fig. 160 ; coupes C.Tr, 1 à 3, fig. 161).

1. LES AFFLEUREMENTS DE LA BORDURE SUD-ORIENTALE DE LA PLAINE DE TRIKKALA.

a. LE CRETACE DES COLLINES DE MIKRO VOUNON.

Ces affleurements, situés sur la bordure méridionale de la colline de Petroto (marbres) (276 m) de direction Est-Ouest, à proximité du village de Mikro Vounon, sont signalés sur la carte de Sofadhés à 1/50 000 (Bornovas et Philippakis, 1969). J'ai moi-même repris l'étude de ces affleurements et constaté la présence d'un contact sédimentaire transgressif entre des calcaires crétacés bréchiques et des radiolarites rouges, alors que les auteurs précités plaçaient un contact tectonique en bordure septentrionale de l'ensemble crétacé. Par la suite, ces observations ont été intégrées dans une étude plus détaillée des terrains crétacés de la région de Farsala effectuée par Richard (1980).

a1. Coupe sur le flanc du mont Petroto, près de Mikro Vounon.

Une coupe levée sur le flanc méridional de la crête du Petroto permet d'observer successivement, du Nord au Sud, en série inverse (fig. 170) :

- (1) des marbres massifs, blancs (1a), se terminant par des marbres siliceux en bancs moins épais (1b), supposés d'âge triasico-jurassique ;
- (2) un ensemble de radiolarites pélitiques rouges, dans lesquelles s'intercalent des blocs de serpentinites et de laves violacées, supposés équivalents des formations pré-ophiolitiques de type "Volcano-Détritique" du Malm d'Othrys ;
- (3) un ensemble de bancs calcaires massifs ou bien lités, bréchiques, fins ou marneux, très nettement schistosés. Les principales caractéristiques reconnues sont :
 - la présence de brèches calcaires à éléments radiolaritiques nettement transgressifs sur les radiolarites, en contact avec ces dernières par l'intermédiaire d'une surface ravinée, localement non tectonisée malgré le caractère inverse de la série ;
 - l'existence de calcaires fins, à Radiolaires et microfossiles pélagiques très déformés (*Rotalipores*, *Hedbergelles* et *Globotruncana*, antérieurs au Sénonien inférieur), de calcaires gréseux, de calcaires microbréchiques à débris de roches éruptives et métamorphiques, et d'organismes (*Gastéropodes* et *Echinodermes*).

L'écrasement des éléments calcaires de certaines brèches permet de reconnaître et de mesurer la schistosité sur les roches en place, notamment sur un niveau constitué de débris de Rudistes et de morceaux de roches calcaires crétacées à microfossiles pélagiques (fig. 170).

En bref, cette coupe est intéressante dans la mesure où elle montre la base de la série crétacée transgressive, ici dépourvue de conglomérats épais ou de flysch, reposant directement sur un soubassement de type pélagonien métamorphique, sans interposition de masses ophiolitiques majeures.

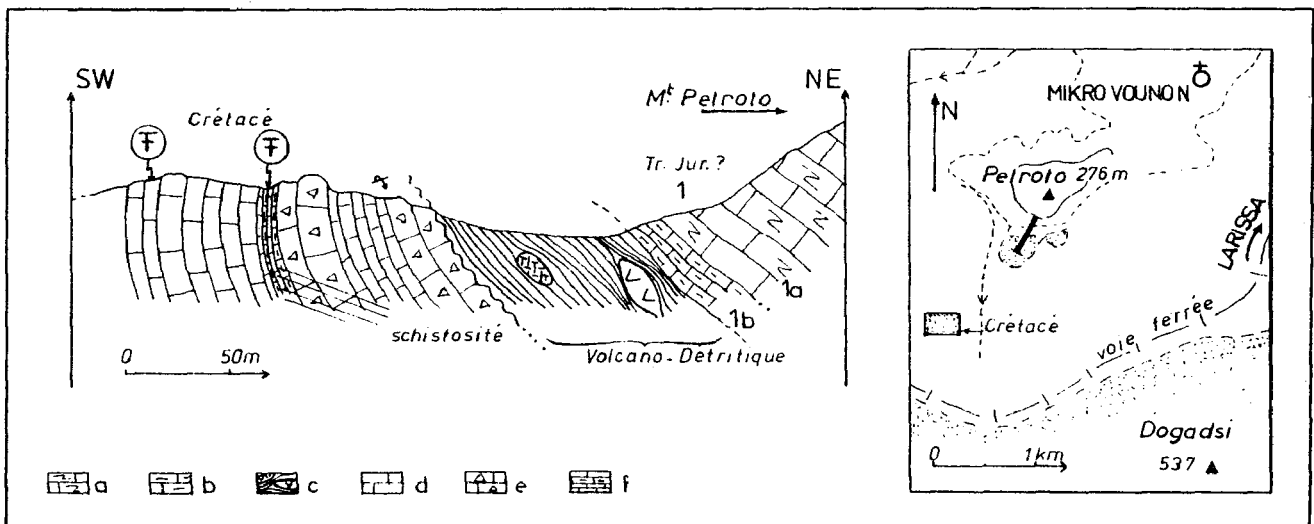


Fig. 170. - Crétacé de la bordure de la plaine de Trikkala. Les affleurements de Mikro Vounon. CTr 1, fig. 160.

a. marbres triasico-jurassiques (?). - b. marbres siliceux. - c. "Volcano-Détritique" à blocs éruptifs, dont des serpentinites. - d à f. Calcaires crétacés. - d. fins. - e. bréchiques. - f. marneux.

a2. Données complémentaires sur les séries des collines de Mikro Vounon.

L'étude du massif du Kaloyeros, situé 2 km au Sud des affleurements précédents, a permis à Richard (1980) de reconstituer une série essentiellement calcaire, Cénomano-Turonien (?) à la

base et Campano-Maestrichtien au sommet. Dans la partie orientale du massif, ces niveaux campano-maestrichtiens seraient transgressifs sur des serpentinites ; mais il faut remarquer que ce type de contact est souvent difficile à interpréter, et qu'une réduction tectonique de la série crétacée ne peut être exclue.

b. COMPLEMENTS : LES AFFLEUREMENTS D'AGE CRETACE-EOCENE INFERIEUR DES SECTEURS DE FARSALA ET DE DOMOKOS.

Ces affleurements, d'âge crétacé-éocène inférieur, figurent sur diverses cartes, dont celles de Philippson (1895) et d'Aubouin (1959) à 1/200 000, ainsi que sur les cartes à 1/50 000 de Domokos (Marinos *et al.*, 1957), de Farsala (Bornovas et Philippakis, 1969), mais aussi d'Anavra (Marinos *et al.*, 1957).

Si Philippson (1895) signale déjà au Nord de Domokos des *Orbitoides*, et Renz (1927) différents Rudistes, les premières descriptions, quelque peu détaillées, des affleurements des massifs du Xerovouni (976 m) et des Kassidiaris (1 011 m) sont en fait assez récentes (Aubouin, 1959). Enfin, des informations complémentaires sur les calcaires du massif du Xerovouni, près de Domokos, ont été apportées par Courtin (1979), et une étude très fine des affleurements crétacés du secteur de Farsala et des Kassidiaris a été menée par Richard (1980).

b1. Le massif du Xerovouni près de Domokos.

Pour Aubouin (1959), la série crétacée du Xerovouni est surtout constituée de calcaires à Rudistes, entiers ou en débris, d'âge campano-maestrichtien, pouvant débiter localement par quelques bancs conglomératiques et se terminer, avant le passage au flysch, par des niveaux à *Orbitoides media* d'Archiac et *Lepidorbitoides* sp.

Courtin (1979) confirme ces observations et signale, à la base de la série, un niveau à *Caprina* sp. (?) qui pourrait être d'âge cénomanien.

b2. Les affleurements de Farsala et des Kassidiaris.

Aubouin (1959) reconnaît dans les Kassidiaris une série crétacée formée d'une alternance de calcaires fins à *Globotruncana* et de calcaires microbréchiques à débris de Rudistes, reposant sur un conglomérat du Santonien supérieur-Campanien inférieur, d'après la faune de Rudistes signalée par Renz (1927). Les résultats obtenus par Richard (1980) ne permettent pas de préciser l'âge de base de la transgression, qui serait compris entre le Turonien supérieur et le Campanien inférieur.

En revanche, ce même auteur (Richard, 1980) apporte de nombreuses précisions sur les séries des collines de Plaka et de Sourla, situées respectivement à l'Ouest et à l'Est de la ville de Farsala. La base conglomératique et flyschoides de la série du Plaka serait d'âge turonien-sénonien inférieur, d'après la microfaune pélagique, alors que dans les collines de Sourla, la transgression débiterait dès le Cénoomanien ou même avant, les microfossiles benthiques de cet âge, parmi lesquels l'auteur cite *Pseudorhapydionina dubia* de Castro, puis *Pseudorhapydionina casertana* de Castro, *Pseudolituonella reicheli* Marie, étant situés nettement au-dessus de la base de la série.

2. LES AFFLEUREMENTS D'AGE CRETACE-EOCENE INFERIEUR EN BORDURE NORD-ORIENTALE DE LA PLAINE DE TRIKKALA.

Ces affleurements constituent les seuls témoins non métamorphiques de la couverture transgressive d'âge crétacé des zones internes, entre les secteurs de Mikro Vounon-Farsala au Sud, et celui de Kozani et du Vourinos au Nord.

Deux ensembles peuvent être séparés : le premier, situé au Nord-Est de Trikkala, sur les flancs du mont Paliosamarina (713 m), vient directement au contact de marbres pélagoniens, alors que les seconds, plus septentrionaux, sont liés à des masses ophiolitiques (massif de Theopetra-Raxa).

a. LE CRÉTACE SUR LE FLANC OCCIDENTAL DU MONT PALIOSAMARINA (713 m).

Ces affleurements sont signalés sur la carte à 1/50 000 de Trikkala (Savoyat et Lalechos, 1969), sous la forme de bancs à Rudistes et de calcaires en plaquettes, rosés, à microfaune du Sénonien inférieur : *Globotruncana* gr. *lapparenti*, *G.* gr. *arca*, *Hedbergella* sp., *Pithonella* sp.

J'ai, pour ma part, étudié l'affleurement le plus méridional, supposé avoir un pendage horizontal sur la carte à 1/50 000 (*op. cit.*), mais en fait très redressé et limité à l'Est par une faille verticale majeure (fig. 171 A).

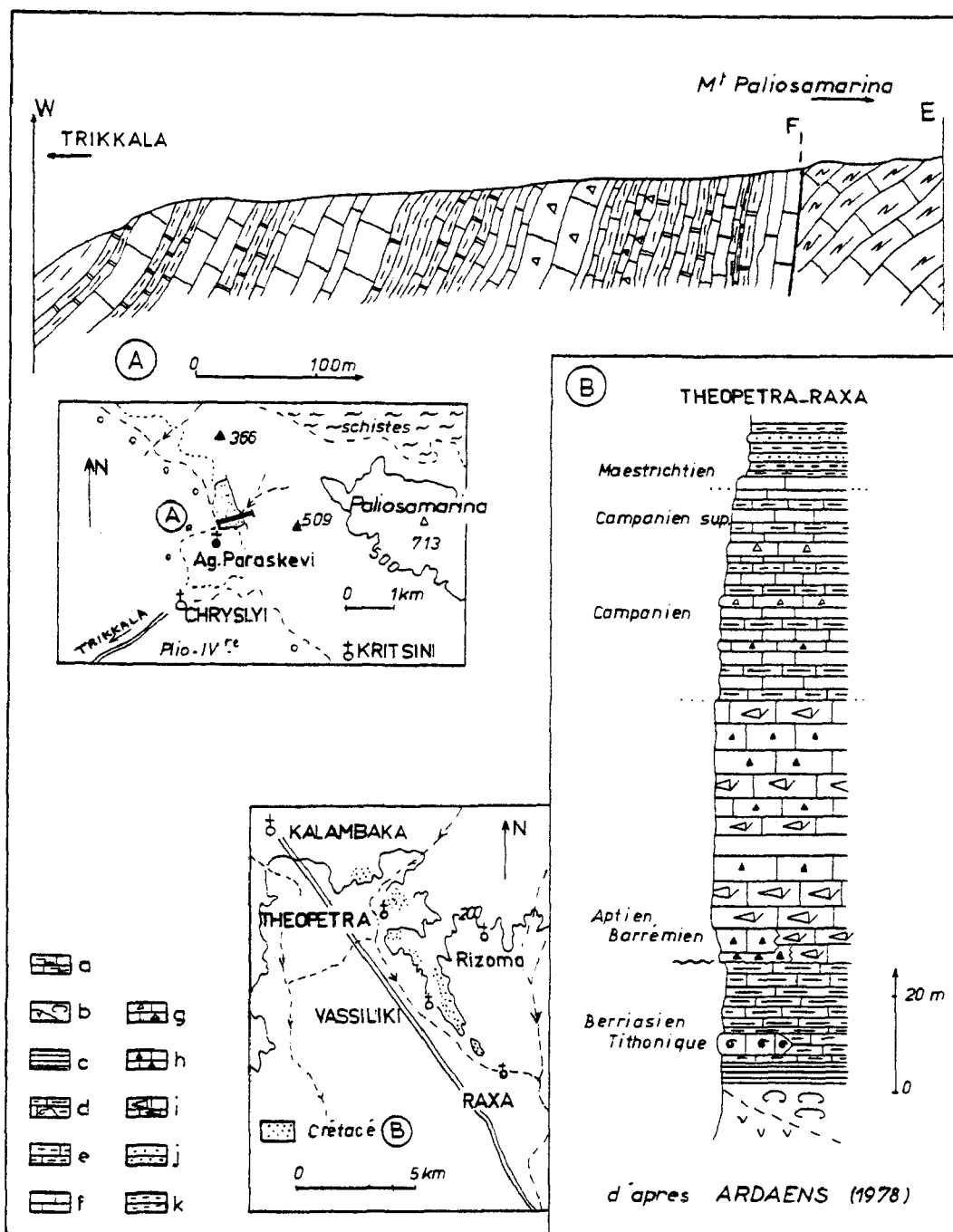


Fig. 171. - Crétacé de la bordure Nord-orientale de la plaine de Trikkala. Coupe sur le flanc occidental du mont Paliosamarina (A) et colonne synthétique (d'après Ardaens, 1978) du Crétacé du secteur Theopetra-Raxa (B). - A. CTr 2, fig. 160. - B. CTr 3, fig. 160.

a. marbres triasico-jurassiques (Pélagonien). - b. ophiolites. - c et d. Jurassique terminal Crétacé basal. - c. niveaux siliceux. - d. calcaires sublithographiques plus ou moins siliceux et ammonitico-rosso à Calpionelles. - e à i. calcaires post-néocomiens. - e. marneux. - f. fins. - g. bréchiques. - h. microbréchiques. - i. à Rudistes. - j. grès. - k. pélites et marnes.

Il s'agit d'une alternance de calcaires massifs ou en plaquettes, gris-noir, microconglomératiques ou bioclastiques, de calcaires fins, gris-noir, et de calcaires marneux, brun-vert :

- les calcaires fins sont des biomicrites à Calcisphères, Pithonelles, Globigérines, *Globotruncana* gr. *stuarti* et *G. cf. elevata*, du Campanien-Maestrichtien ;
- les calcaires bioclastiques à microconglomératiques sont riches en débris de Rudistes, galets de calcaires fins semblables aux niveaux sous-jacents, mais aussi galets de schistes métamorphiques. Outre les Rudistes, existent des Algues Melobésiées et des Foraminifères dont *Cuneolina* sp.

b. LE CRETACE DES COLLINES DE THEOPETRA-RAXA.

Les calcaires du Jurassique terminal-Eocétacé à Calpionelles ont été décrits dans le chapitre précédent, et seuls les niveaux post-néocomiens, apparemment transgressifs sur les précédents, seront analysés ici.

Ces niveaux ont été signalés et parfois décrits successivement par Brunn (1956), Aubouin (1959), Albandakis et Kallergis (1971) et Ardaens (1978). On peut retenir de ces travaux, et plus particulièrement de ceux publiés par Ardaens (1978), que la série post-néocomienne est principalement représentée par une épaisse formation de calcaires massifs, à Rudistes entiers ou en débris d'âge barrémo-aptien à leur base, surmontée de calcaires sublithographiques à intercalations microbréchiques, datés du Campanien par des *Globotruncana*, passant vers le haut au flysch maestrichtien (fig. 171 B).

Remarque : sur la bordure occidentale de la plaine de Trikkala, au droit des collines de Theopetra-Raxa, affleurent, au contact des collines triasico-jurassiques de la série du Koziakas, au pied du Skoumbo (407 m), un flysch jaunâtre déjà signalé sur la carte de Kalambaka ("Kalabaka" ; Savoyat et Lalechos, 1972). Ardaens et moi-même y avons découvert des calcaires fins, rougeâtres, à *Globotruncana*, du Campanien-Maestrichtien, qui rappellent plus ou moins ceux de la série de Theopetra-Raxa. La présence d'une faille verticale entre ces niveaux crétacés et les calcaires triasico-jurassiques du Skoumbo ne permet pas de déterminer si les premiers appartiennent à une unité tectonique indépendante des séries du Koziakas ou à une éventuelle couverture transgressive sur cette série.

F. LE CRETACE INFÉRIEUR P.P.-EOCENE INFÉRIEUR AU NORD DES PLAINES D'ALMYROS ET DE XINIAS : CONCLUSIONS.

Là encore, comme pour les séries crétacées du massif de l'Othrys, les principales colonnes stratigraphiques et cartes paléogéographiques relatives à ce secteur, seront figurées dans les conclusions générales du chapitre consacré à cette période Crétacé inférieur p.p.-Eocène inférieur.

Un fait important est que les affleurements de ce secteur appartiennent à des massifs isolés au sein de formations récentes, et qu'ils sont en général plus recristallisés que ceux du massif de l'Othrys, notamment dans le cas des séries du Chalkodonio et des massifs voisins.

Si de nombreuses incertitudes demeurent, il existe malgré tout suffisamment de fossiles, plus ou moins bien conservés, pour qu'il soit possible de reconstituer divers types de séries crétacées, même dans des secteurs habituellement rapportés à des ensembles métamorphiques tels que le Chalkodonio oriental par exemple.

On peut distinguer quatre types de séries au sein des massifs situés au Nord de la plaine d'Almyros :

- la série d'Eretria, à calcaires bréchiques et microbréchiques assez massifs, calcaires marneux à *Globotruncana* (Turonien p.p.-Sénonien inférieur à la base) et flysch à fossiles maestrichtiens ;

- la série de Velestinon, la plus orientale, à calcaires cénomaniens à Foraminifères benthiques, et surtout calcaires détritiques gris-vert, à débris de roches éruptives, allant de minéraux isolés (amphiboles) à des blocs métriques et probablement même hectométriques à la partie supérieure. Un flysch, apparemment précoce (Campanien-Maestrichtien basal à la base), vient recouvrir l'ensemble précédent ;

- entre les deux, s'intercale tectoniquement, et probablement originellement, la *série du Kastro Deli*, à conglomérats peu épais, à galets de roches vertes à la base et calcaires gris ou verts très épais, bien lités, au sommet. Ces calcaires sont datés localement du Cénomaniens et du Turonien p.p.-Sénonien inférieur ;

- enfin une quatrième série peut être retenue : *celle du Karamboutaki*, caractérisée par un flysch sommital (Maestrichtien-Paléocène), surmontant des calcaires bien lités, parfois bréchiques, très plissés, et surtout des niveaux de base constitués de calcaires fins à *Globigerinelloïdes algerianus*, de l'Aptien.

Les séries situées en bordure orientale et méridionale de la plaine de Trikkala sont très diversifiées, mais souvent très dispersées ; leurs caractéristiques et leurs significations seront abordées dans les conclusions générales du chapitre relatif à la période Crétacé inférieur-Eocène inférieur.

IV. LES AFFLEUREMENTS CRÉTACÉS NON MÉTAMORPHIQUES DU PELION : L'UNITÉ DE LECHONIA (ZONES INTERNES ORIENTALES)

Les terrains décrits dans ce paragraphe représentent les seuls terrains non métamorphiques reconnus dans le massif du Pelion. Ils constituent trois groupes de klippes : celles de Koropi (au Sud), de Lechonia-Gatzea et de Plessidi (au Nord), que je regrouperai sous le terme d'unité de Lechonia, du nom de la klippe qui présente la série la plus complète (fig. 172).

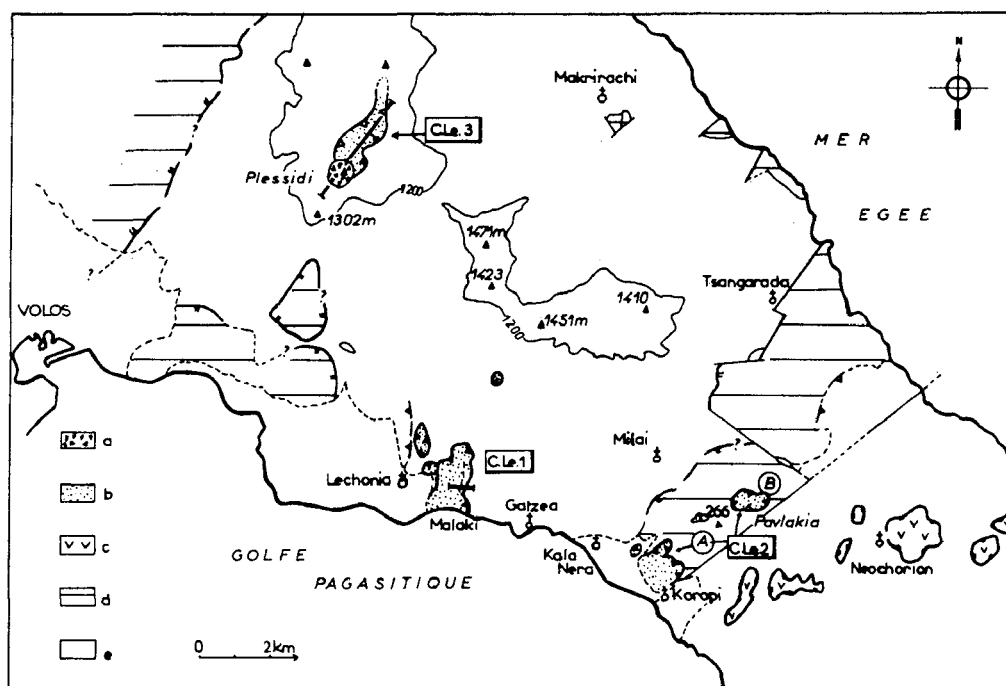


Fig. 172. - Le Crétacé de l'unité de Lechonia (zones internes). Les principaux affleurements.

a. conglomérats à galets calcaires crétacés. - b. klippes de l'unité de Lechonia, essentiellement constitués de terrains d'âge crétacé supérieur. - c. ophiolites. - d. marbres dolomitiques pélagoniens. - e. schistes métamorphiques situés sous les marbres pélagoniens (schistes de Makrinitza) ou sur ces marbres (schistes de l'unité pagasitique orientale).
CLe 1 à 3, principaux groupes d'affleurements distingués dans le texte (C. Crétacé. - Le. Lechonia).

A. HISTORIQUE.

La première découverte de fossiles crétacés dans le Pelion serait due à Renz (*in* Tataris, 1960), qui aurait découvert des restes de Rudistes du type *Hippurites* dans une brèche située sur l'un des sommets (1 618 m).

Tataris (1960) n'apporte aucune précision paléontologique supplémentaire, mais décrit, au niveau des principaux sommets du massif du Pelion, un flysch en contact anormal sur les schistes métamorphiques, surmonté par un conglomérat récent, recouvrant en discordance le flysch et les schistes au mont Plessidi.

Enfin, j'ai moi-même découvert et décrit les séries crétacées des klipptes de Lechonia-Gatzea (Ferrière, 1973 a, b) et de Koropi (Ferrière, 1976 a, b, 1979) et signalé des microfossiles crétacés dans les affleurements du mont Plessidi, tant dans le flysch que dans les galets du conglomérat discordant, permettant ainsi par la suite, de confirmer le caractère tectonique du contact entre le flysch et les schistes métamorphiques sous-jacents (Ferrière, 1973 a, b, 1976 a, b).

B. LA KLIPPE DE LECHONIA-GATZEA : LA SERIE TYPE.

Cette klippe affleure en bordure du golfe pagasitique, entre les villages de Lechonia au Nord-Ouest et de Gatzea au Sud-Est. Elle est traversée par l'ancienne voie ferrée Volos-Lechonia-Milai ; cependant, le contact entre cette klippe et les niveaux métamorphiques sous-jacents ne peut être observé le long de la voie ferrée qui, à cet endroit, emprunte un viaduc pour franchir un vallon relativement important. Une coupe intéressante peut être levée une centaine de mètres au Nord de ce viaduc, selon une direction Est-Ouest ; les principales observations faites le long de cette coupe, décrites antérieurement (Ferrière, 1973 a, b), seront rappelées succinctement.

1. COUPE ENTRE LECHONIA ET GATZEA AU NORD DE LA VOIE FERREE.

D'Est en Ouest et de bas en haut, affleurent successivement (fig. 173) :

- (1) des schistes métamorphiques à quartz, plagioclase (albite), chlorite, épidote, passant progressivement à des marbres gris, épais de 40 m environ, dont les niveaux sommitaux sont mylonitisés ;
- (2) des bancs massifs calcaro-siliceux, de couleur ocre, intensément mylonitisés, apparemment plus siliceux (anciens jaspes ?) au sommet ;
- (3) des roches éruptives très écrasées, comprenant des spilites amygdalaires violacées, et surtout des serpentinites. Des bancs siliceux, rougeâtres ou noirs, qui pourraient correspondre à des radiolarites, surmontent parfois ces roches éruptives, mais ils appartiennent peut-être déjà à la formation suivante ;
- (4) une formation détritique, constituée de pélites, de grès jaunâtres, riches en quartz et micas blancs détritiques, et de conglomérats grossiers à débris de Rudistes et éléments pluri-centimétriques de roches épimétamorphiques et de calcaires fins à microfossiles pélagiques. Parmi ceux-ci, on note la présence de *Globotruncana*, dont certaines formes pourraient être attribuées à *Globotruncana helvetica* Bolli, du Turonien ; ces niveaux conglomératiques ont donc un âge crétacé supérieur, probablement turonien ou post-turonien (sénonien-maestrichtien) ;
- (5) un ensemble de calcaires gris-clair à jaunâtres, massifs ou en plaquettes. Les bancs massifs sont en général bioclastiques ou microbréchiques, alors que les passées en plaquettes sont des micrites à microfossiles pélagiques de très petite dimension. Les calcaires bioclastiques contiennent des débris de Rudistes et de nombreux Foraminifères, dont *Globotruncana* et *Orbitoides media* (d'Archiac), du Campanien-Maestrichtien.

En résumé, cette coupe permet d'observer deux formations lithologiques d'âge crétacé supérieur : une formation détritique à la base (4) et un ensemble calcaire au sommet (5), atteignant le Campanien-Maestrichtien. Ces formations reposent sur des roches éruptives (3) pouvant représenter les restes d'un assemblage ophiolitique. Le caractère mylonitique des niveaux sous-jacents (2 notamment) confirme l'allochtonie de cette série par rapport aux terrains métamorphiques.

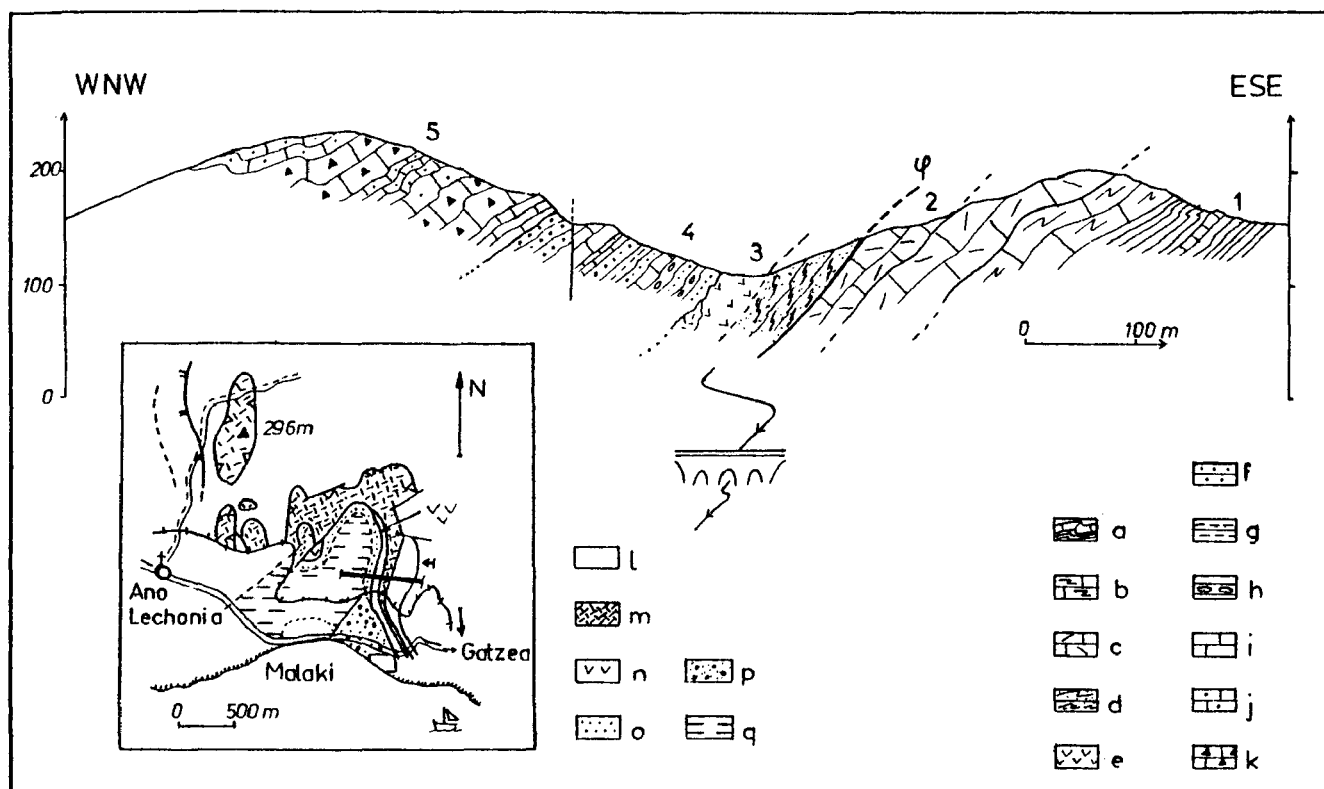


Fig. 173. - Crétacé de l'unité de Lechonia (Pelion). Coupe entre Lechonia et Gatzea. CLe 1, fig. 172.

Coupe. - Numéros : voir texte. - a. schistes et marbres métamorphiques. - b. marbres massifs. - c. marbres mylotinisés. - d. mylonites calcaro-siliceuses de couleur ocre. - e. serpentinites. - f à k. Crétacé supérieur. - f. grès. - g. pélites. - h. conglomérats. - i. calcaires fins. - j. calcaires gréseux. - k. calcaires bioclastiques à microbréchiques.

Carte. - l. terrains métamorphiques de l'autochtone relatif. - m. mylonites calcaro-siliceuses ocres (coupe d). - n. serpentinites. - o. niveaux détritiques grésopélitiques de base. - p. formation flyscholide, équivalent possible des niveaux précédents (o). - q. calcaires crétaqués.

2. PRECISIONS SUR LES DIFFERENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES OBSERVES.

a. LES CALCAIRES GRIS (5, fig. 173).

Ces calcaires peuvent être analysés dans de bonnes conditions, 1 km au Sud-Est de Lechonia, entre la route asphaltée, à l'endroit où celle-ci recoupe les calcaires gris, et la voie ferrée située plus haut sur le flanc de la colline.

De bas en haut, on reconnaît :

- 10 m environ de calcaires massifs, gris, bioclastiques ou microbréchiques, à nodules siliceux dans les bancs supérieurs, affleurant quelques dizaines de mètres en retrait de la route. Ces calcaires contiennent des quartz et des micas blancs détritiques, des débris de roches métamorphiques, des morceaux de Rudistes et de nombreux Foraminifères dont *Globotruncana* sp., *Orbitoides media* (d'Archiac), *Lepidorbitoides* sp. et *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, du Maestrichtien ;
- une alternance de niveaux métriques à décamétriques, de calcaires gris-jaunâtres, fins, et de calcaires bioclastiques ou microbréchiques :
 - les calcaires bioclastiques de base ont livré la même microfaune que les niveaux sous-jacents : *Globotruncana* sp., *Orbitoides media* (d'Archiac) et *Siderolites calcitrapoides* Lamarck ;
 - les calcaires fins sont des micrites à microfossiles pélagiques de très petite dimension, dont des Globigérines et *Globotruncana* sp. Certaines formes

bicarénées, présentes dans les niveaux les plus proches de la voie ferrée, plaideraient en faveur du Sénonien inférieur ;

- des calcaires gréseux et des grès jaunâtres, visibles le long de la voie ferrée. Ils semblent passer progressivement à l'ensemble des calcaires gris.

Il ressort de ces observations que les calcaires gris sont, pour partie au moins, d'âge maestrichtien, mais la série pourrait être, dans ce secteur, inverse ou affectée de plis majeurs.

b. LE PROBLEME DES FORMATIONS DETRITIQUES.

Les coupes décrites ci-dessus mettent en évidence la présence de niveaux détritiques à la base des calcaires gris, mais aussi, peut-être, à leur partie supérieure.

Cette dualité d'interprétations rend douteuse l'attribution à tel ou tel niveau, de formations détritiques dont les rapports avec les calcaires gris ne seraient pas clairement définis sur le terrain. C'est le cas d'une formation de type flysch, gréso-conglomératique, qui affleure au Nord et au Nord-Est du petit camp militaire de Malaki, entre Lechonia et Gatzea (cf. carte, fig. 173) (+).

b1. Description des faciès observés.

La formation ici décrite est constituée d'une alternance de calcaires fins (biomicrites), de pélites, de grès et de conglomérats à éléments pluricentimétriques de roches diverses. Ce caractère rythmique, ainsi que la présence de granuloclasses verticaux et de figures variées (figures de charge et de courants) à la base des bancs de grès, autorisent à utiliser le terme "flysch" pour désigner cet ensemble détritique.

Au microscope, les différents types lithologiques apparaissent ainsi constitués :

- les calcaires fins : ils contiennent toujours une certaine proportion d'éléments détritiques, sous la forme de grains de quartz et de micas blancs. Les microfossiles sont souvent abondants : Pithonelles, Calcisphères et *Globotruncana* ;

- les calcaires gréseux et les grès, de teinte noire ou jaune : ils présentent les mêmes éléments détritiques que les faciès précédents, mais ceux-ci sont de dimension supérieure et en plus grande abondance. Des fragments de roches s'y observent également, notamment des débris de roches métamorphiques, ainsi que des minéraux détritiques isolés, de type mica brun et chlorite verte. Les microfossiles sont, là encore, abondants et de grande dimension ; ce sont surtout des *Globotruncana* qu'accompagnent quelques Gumbelines et Calcisphères ;

- les faciès conglomératiques : les éléments détritiques atteignent fréquemment 1 ou 2 cm, et parfois plus. Parmi ces éléments détritiques, on note des minéraux isolés (quartz, micas, chlorites), des débris de roches métamorphiques (schistes épimétamorphiques, marbres), des fragments de calcaires bioclastiques à Calcisphères et Miliolites, ainsi que des débris de Rudistes.

Age du flysch : un âge maestrichtien peut être attribué à la partie du flysch qui a livré les microfossiles les mieux conservés, à savoir : *Globotruncana arca* (Cushman), *G. cf. stuarti* de Lapparent et surtout *G. contusa* (Cushman), qu'accompagneraient éventuellement *Globotruncana conica* White et *Siderolites* sp.

b2. Interprétation.

Les âges fournis par les microfossiles ne permettent pas de situer précisément le flysch par rapport à l'ensemble des calcaires gris. La position du flysch sur le terrain semble indiquer qu'il correspond à la formation détritique de base (fig. 173) ; cependant, le flysch apparaît beaucoup plus épais et plus fossilifère que cette dernière, telle qu'elle peut être observée en place, entre les roches éruptives ophiolitiques et les calcaires gris. Naturellement, il suffit d'envisager des réductions tectoniques dans un cas et/ou des redoublements dans l'autre, pour expliquer ces différences, ce qui est parfaitement possible dans la mesure où il s'agit d'une klippe.

(+) Les niveaux détritiques affleuraient auparavant en bordure de la route Malaki-Gatzea, mais son élargissement à l'Est de Malaki a entraîné la disparition de la quasi-totalité de ceux-ci.

Toutefois, dans cette interprétation qui postule que les calcaires gris surmontent le flysch, il est étonnant de constater qu'un flysch bien développé, d'âge maestrichtien (pour partie au moins), ne correspond pas au flysch sommital, habituellement présent dans les séries des zones internes. Il est vrai qu'il s'agit de klippes provenant très probablement de la bordure orientale du domaine pélagonien, ou même du domaine vardarien, et que les éléments de comparaison n'existent pas sur la transversale étudiée. Plus au Nord, dans le domaine vardarien (Almopias), Mercier (1968) a décrit des faciès détritiques, d'âge santonien voire campanien, sous des calcaires à débris de Rudistes, eux-mêmes surmontés par le flysch maestrichtien-éocène inférieur ; mais ces niveaux détritiques inférieurs ne semblent pas atteindre le Maestrichtien.

C. LES KLIPPES DE KOROPÍ-PAVLAKIA (KLIPPES MÉRIDIIONALES),

J'ai déjà mentionné l'existence de ces klippes, les plus méridionales de l'unité tectonique considérée, sur un certain nombre de cartes géologiques schématiques, mais ne les ai jamais décrites en détail. Deux groupes de klippes peuvent être distingués : l'un affleure près de Koropi, entre la route de Milai et le village, l'autre, plus au Nord-Est, à proximité du carrefour des routes de Milai et de Neochorion-Tsangarada, sur la crête du Pavlakia (266 m).

1. LA KLIPPE DE KOROPÍ.

Cette klippe, située à la limite septentrionale du village de Koropi, est difficile à mettre en évidence, car les faciès qui la constituent sont surtout des mylonites calcaro-siliceuses, de couleur ocre, semblables à celles qui forment la base de la klippe de Lechonia-Gatzea (C Le 2 ; A, fig. 172).

Une formation grésopélimitique jaunâtre surmonte ces mylonites, confirmant ainsi la présence d'un ensemble détritique flyschoïde -même s'il ne s'agit pas obligatoirement du flysch maestrichtien de Malaki (*cf. supra*) - à la base de la série Crétacé supérieur de l'unité tectonique représentée par les différentes klippes.

Moins d'un kilomètre plus à l'Est, une petite klippe isolée sur le flanc occidental du mont Pavlakia (266 m) montre des calcaires noirs au sein de niveaux de grès : ce sont des calcaires bioclastiques, cataclasés mais non métamorphisés, qui contiennent des articles d'Echinodermes, et peut-être des débris de Rudistes, confirmant l'équivalence de cette klippe avec celle de Lechonia-Gatzea.

2. LA KLIPPE DU PAVLAKIA ORIENTAL.

Elle forme une partie de la crête de Pavlakia (266 m) de direction NE-SW, au Sud du mont Kefales (705 m), trois kilomètres environ au Nord-Est de la klippe de Koropi.

La limite exacte de cette klippe est difficile à situer, car les niveaux détritiques grossiers ou fins viennent directement au contact de schistes métamorphiques recouverts d'une végétation identique, très dense (C Le 2 ; B, fig. 172).

Les principaux faciès observés sont des grès et des pélites jaunâtres, et surtout des conglomérats grossiers à galets roulés pluricentimétriques ; s'y ajoutent de rares calcaires rouges ou noirs, plus ou moins gréseux :

- *les calcaires* : les calcaires noirs contiennent des éléments détritiques fins (quartz, micas blancs), ainsi que de rares microfossiles, dont des Calcisphères qui confirment l'âge crétacé supérieur de ces niveaux. Les calcaires rouges micritiques montrent des fantômes de microfossiles qui rappellent des *Globotruncana* ;

- *les grès fins et les pélites gréseuses* : ils ne présentent pas de particularités spéciales, sinon que les grès échantillonnés sont riches en chlorite détritique ;

- *les conglomérats et les grès grossiers* : parmi les minéraux détritiques isolés, outre les minéraux habituels (quartz, micas blancs ou bruns, feldspath, plagioclase), on peut noter l'existence de microcline et surtout de grenat (abondant). Les débris lithiques sont très divers et proviennent de roches métamorphiques carbonatées (marbres) ou non (schistes épimétamorphiques à quartz et mica blanc surtout), de roches siliceuses rouges (jaspes et radiolari-

tes ?), de roches éruptives et de roches calcaires variées, non métamorphiques. Les fossiles présents dans ces dernières sont rares ; il s'agit d'Algues, mais aussi de Globigérinidés d'âge crétacé.

En résumé, les klippes de Koropi-Pavlaikia présentent les mêmes faciès que celles de Lechonia-Gatzea (grès et pélites jaunâtres et rares calcaires fins ou bioclastiques), mais il existe également un faciès original : celui des conglomérats de Pavlaikia, particulièrement intéressant de par la nature des galets, métamorphiques ou non, qu'il contient.

D. LA KLIPPE DE PLESSIDI SUR LES HAUTS SOMMETS DU PELION.

La présence d'un contact anormal à la base de cet ensemble fut envisagée par Tataris (1960), mais les preuves paléontologiques ne furent apportées que plus récemment (Ferrière, 1973 a, b).

L'analyse de ces terrains ne repose que sur des observations fragmentaires, dans la mesure où cette klippe est située à l'intérieur d'un vaste camp militaire occupant les plus hauts sommets du massif du Pelion.

1. LES PRINCIPAUX FACIES APPARTENANT A LA KLIPPE.

Le long de la piste principale qui traverse le camp militaire, dont l'entrée est située au niveau du mont Plessidi, on rencontre successivement, d'Est en Ouest, sur les schistes métamorphiques (1) dits "schistes de Makrinitza" (fig. 174) :

- (2) des copeaux de marbres gris ou blancs, à nombreux filonnets de calcite ;
- (3) des corps de serpentinite ;
- (4) un flysch gréso-pélitique brunâtre, à minéraux détritiques isolés (quartz, feldspath, mica blanc, mica brunâtre, chlorite) et débris de roches métamorphiques quartzieuses et micacées. Des restes de microfossiles ont été reconnus dans les grès les plus grossiers : de rares Pithonelles, des Foraminifères hyalins non identifiables, des Globigérines, *Globotruncana* sp. et peut-être un test d'*Orbitoides*, indiquant un âge crétacé supérieur, probablement élevé, ou plus récent puisqu'il s'agit d'éléments remaniés.

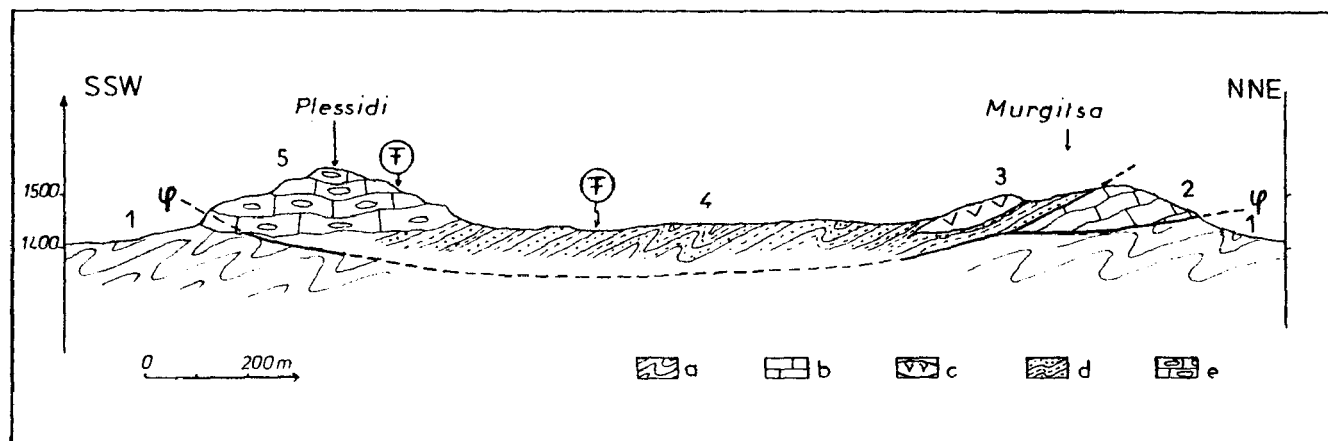


Fig. 174. - Le crétacé de l'unité de Lechonia (zones internes). La klippe de Plessidi. Cle 3, fig. 172. Cette coupe a été levée en grande partie dans le camp militaire situé sur les hauts sommets du Pelion ; de ce fait, l'itinéraire exact n'a pu être déterminé.

a. schistes métamorphiques à glaucophane-lawsonite. - b. marbres dolomitiques (Trias-Jurassique ?). - c. serpentinites. - d. flysch brunâtre. - e. conglomérats de Plessidi à galets de calcaires crétacés.

2. LE CONGLOMERAT DISCORDANT DU MONT PLESSIDI.

Il affleure au niveau du mont Plessidi (5, fig. 174) et forme une tache blanchâtre visible de très loin, depuis Volos par exemple. Ce conglomérat, constitué pour l'essentiel de galets calcaires et plus rarement gréseux, dont la taille peut atteindre 5 cm environ, repose à la fois sur le flysch à *Globotruncana* (cf. supra) et sur les schistes métamorphiques sous-jacents. Je considère, comme Tataris (1960), qu'il s'agit d'un contact stratigraphique et que la formation du conglomérat est donc postérieure à la mise en place de la klippe ; mais je n'ai malheureusement pas pu observer ce contact dans de bonnes conditions, étant donné l'existence du camp militaire.

a. NATURE DES GALETS OBSERVES.

Trois faciès principaux constituent l'essentiel des galets échantillonnés dans ce conglomérat ; dans l'ordre d'abondance croissante :

- des grès à quartz, feldspath et mica blanc ;
- des calcaires bioclastiques, formés d'une accumulation de débris calcitiques provenant très probablement de tests d'organismes, contenant des microfossiles -peut-être remaniés pour certains- dont des Calcisphères, des Miliolites et des *Globotruncana*, d'âge sénonien supérieur-maestrichtien, tels que *Globotruncana* gr. *stuarti* et *G. gr. arca* ;
- des calcaires biomicritiques fins, à petits Globigérinidés et Pithonelles, ou plus grossiers, à Calcisphères, Pithonelles et *Globotruncana* bicarénés, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur.

b. INTERPRETATION.

Le fait le plus surprenant est, bien sûr, de constater que ce conglomérat, supposé non déplacé tectoniquement, est essentiellement formé de galets de calcaires non métamorphiques, inconnus dans le secteur considéré. Par ailleurs, je n'ai pas observé dans les échantillons prélevés, de schistes métamorphiques semblables à ceux qui affleurent dans ce même secteur du Haut-Pelion. Les problèmes à résoudre concernent :

- l'origine des galets : si les grès peuvent provenir du flysch présent dans la klippe de Plessidi, l'origine des galets calcaires est plus hypothétique. Les faciès des galets calcaires rappellent ceux de la klippe de Lechonia-Gatzea (5, fig. 173). On peut donc admettre qu'il existait, avant la formation du conglomérat, dans le secteur de Plessidi, une importante formation de calcaires non métamorphiques liés à la klippe, qui aurait constitué la partie supérieure de la série Crétacé supérieur de cette klippe, dont la base aurait été représentée par le flysch. Cette couverture calcaire aurait été, par la suite, érodée et ne subsisterait plus que sous la forme de galets dans le conglomérat ;

- l'âge du conglomérat : si ce conglomérat est vraiment en place, il est postérieur à la klippe de Plessidi, qui repose elle-même sur les schistes de Makrinitza appartenant à une partie profonde du dispositif structural du Pelion. Il s'agit donc d'un conglomérat plus récent que les principales phases tectoniques tertiaires ; il pourrait être d'âge plio-quadernaire, comme l'envisage Tataris (1960). Cependant, ce conglomérat est à une altitude importante qui plaide en faveur de mouvements au moins verticaux, postérieurs à sa formation.

En résumé, la série Crétacé supérieur de la klippe de Plessidi est principalement constituée par un flysch à *Globotruncana* remaniés ; mais il est probable qu'une (ou plusieurs) épaisse(s) formation(s) de calcaires fins et de calcaires bioclastiques à *Globotruncana*, d'âge turo-nien-sénonien inférieur et/ou sénonien supérieur-maestrichtien, lui ait été associée originellement.

E. CONCLUSIONS RELATIVES AU CRETACE DE L'UNITE DE LECHONIA.

Ces faciès sont intéressants dans la mesure où ils constituent les affleurements crétacés non métamorphiques, les plus internes (orientaux) du secteur étudié. Ils appartiennent même à une unité tectonique qui s'est probablement déplacée du Nord-Est vers le Sud-Ouest..

Malgré certaines incertitudes liées à l'existence possible de réductions tectoniques et de grands plis, ou à des difficultés d'observation locales (présence du camp militaire au mont Plessidi), il semble que la série crétacée de l'unité de Lechonia soit caractérisée par :

- des faciès détritiques, parfois de type flysch, et des calcaires fins à microfossiles pélagiques ou bioclastiques, souvent siliceux, indiquant une zone plutôt déprimée ;

- des âges récents, essentiellement le Campanien-Maestrichtien ; cependant, des galets calcaires fins, à *Globotruncana* plus anciens, du Turonien (?), sont présents dans les formations détritiques de base.

Les éléments de comparaison sont très éloignés, et il n'est pas possible de déterminer si cette série appartient ou non au "sillon crétacé d'Almopias" (Mercier, 1968), comme le laisserait penser sa position structurale... Mais on sait que les bassins crétacés étaient très diversifiés.

V. LE CRÉTACÉ (POST-NEOCOMIEN) EOCÈNE INFÉRIEUR DES ZONES EXTERNES : LES SÉRIES BÉOTIENNES

A. GÉNÉRALITÉS,

La séparation entre les affleurements du Jurassique terminal-Néocomien d'une part, et Crétacé post-Néocomien-Eocène d'autre, est artificielle dans le cas des séries des zones externes telles que les séries béotiennes, qui présentent une série apparemment continue durant la totalité du Mésozoïque.

Un bref historique de la découverte de ces séries béotiennes d'âge mésozoïque a été envisagé dans le chapitre consacré à la période Jurassique terminal-Néocomien. Je ne m'intéresserai ici qu'aux principales acquisitions relatives au Crétacé supérieur-Paléocène :

- pour les séries béotiennes situées au Sud du Sperchios, on peut retenir les travaux de Clément (*in* Celet *et al.*, 1976) et de Wigniolle (1977). Pour le premier, les séries détritiques crétacées de Béotie (?) et des Géranéés sont continues jusqu'au Sénonien, sous le même faciès. Pour Wigniolle, la série d'Iti comprend essentiellement une formation détritique de type flysch d'âge crétacé-éocène inférieur moyen, simplement interrompue par des dépôts carbonatés fins, d'âge sénonien (p.p.) - maestrichtien ;

- pour les séries béotiennes au Nord du Sperchios, les connaissances relatives au Crétacé supérieur-Eocène de ces séries ont surtout été fonction de l'évolution des idées les concernant. L'étape la plus importante fut franchie par Jaeger et Chotin (1978 a, b), Jaeger (1979, 1980) et Courtin (1977, 1979), qui proposèrent de rattacher les séries de type Thimiama, antérieurement décrites par Aubouin (1959), aux séries béotiennes à Calpionelles, de type flysch, découvertes plus récemment. A ce propos, il faut noter qu'une interprétation de même nature avait déjà été proposée par Aubouin (1959), qui considérait que la série de Thimiama, initialement liée à celle du Koziakas, devait s'être désolidarisée de cette dernière au niveau d'une formation flyscholide.

Pour ma part, je n'ai étudié que deux ensembles d'affleurements : ceux d'Archanion et de Dereli, situés en Othrys occidentale, qui permettent d'observer des séries allant jusqu'au Cénoomanien compris (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976). L'étude de ces séries a d'ailleurs été reprise par Courtin (1979), qui a pu apporter certaines précisions, notamment sur les affleurements de Dereli.

B. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS,

1. LES AFFLEUREMENTS D'ARCHANION.

Ils ont été décrits dans le chapitre consacré à l'étude des formations d'âge jurassique terminal-néocomien d'Archanion.

Parmi les niveaux postérieurs à la formation détritique à Calpionelles, seuls les niveaux conglomératiques du Sud de la colline Stathmos ont pu être datés avec une certaine précision de l'Abien supérieur-Cénoomanien, grâce à une microfaune d'Orbitolinidés.

Entre ces niveaux conglomératiques et la formation détritique de base à Calpionelles, affleure un flysch jaunâtre dont l'âge exact n'a pu être précisé (coupe B, fig. 133).

2. COUPE DE DERELI.

Cette coupe correspond à la partie occidentale de celle qui a été décrite dans le chapitre consacré aux formations d'âge jurassique terminal-néocomien (fig. 134). Elle permet d'observer divers affleurements post-néocomiens, qui ont été datés pour partie par moi-même (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976), pour partie par Courtin (1979).

a. DESCRIPTION.

A l'Ouest de l'unité ophiolitique principale (1), en allant de Dereli vers le mont Psilo Kotroni (850 m), soit d'Est en Ouest, on rencontre successivement (fig. 175) :

- (2) la formation détritique rythmique, à Calpionelles, du Berriasien ;
- (3) un copeau de serpentinites ;
- (4) un ensemble de niveaux gréseux, jaunâtres, et de calcaires bioclastiques ou microbréchiques, constitué en fait de deux parties différentes séparées par une faille verticale. Des calcaires marneux, prélevés dans le compartiment oriental (4a), ont livré *Hedbergella* sp., de l'Aptien-Albien (Cénomaniens inférieur ?), alors que des calcaires microbréchiques beiges à débris de Rudistes, provenant du compartiment occidental (4b) ont été datés du Vraconien-Cénomaniens inférieur (Courtin, 1979) par *Orbitolina* sp., *Hedbergella washingtonensis* (Carsey), *Rotalipora* gr. *appeninica* (Renz) et *Pithonella* sp. ;
- (5) des roches éruptives, basiques et ultrabasiques (5a et 5c), surmontant des copeaux de calcaires siliceux à Conodontes (5b) ;

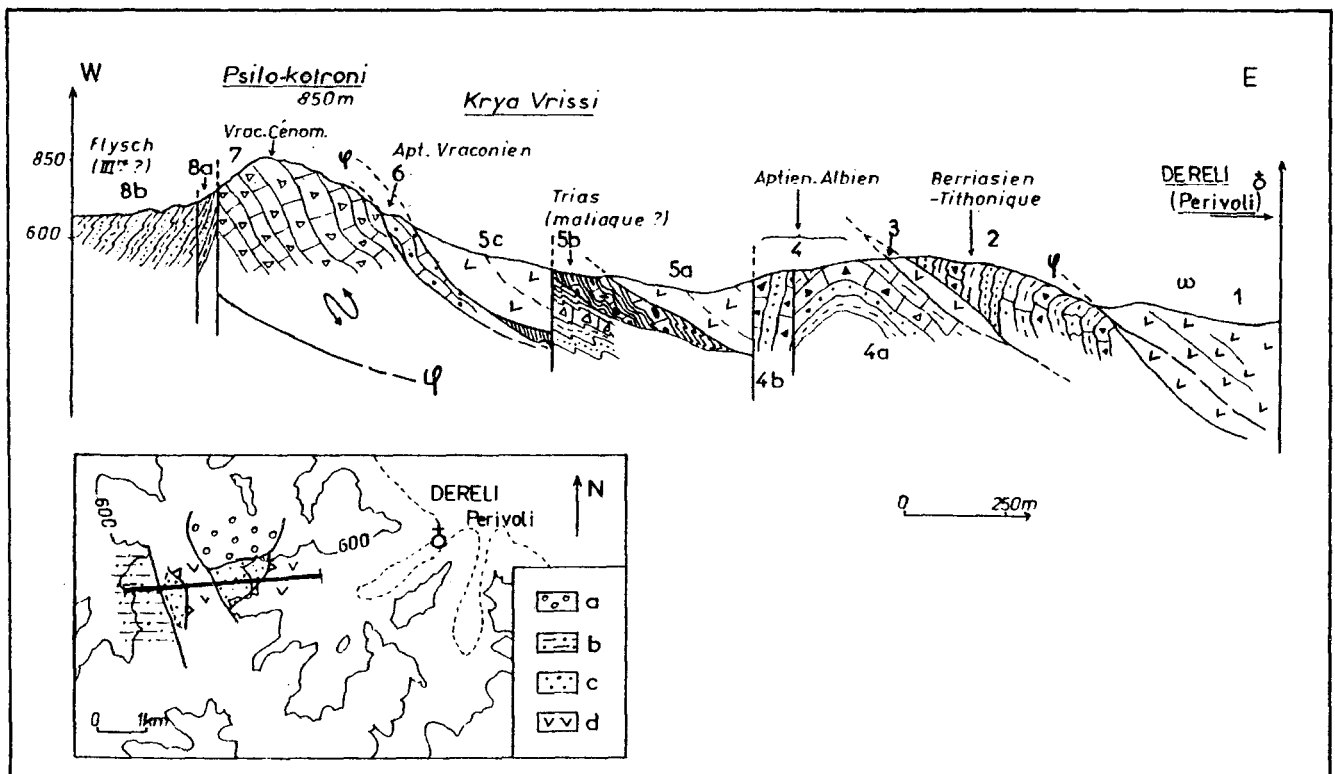


Fig. 175. - Crétacé (post-Néocomien) - Eocène des séries béotiennes. Coupe à l'Ouest de Dereli, Othrys occidentale (en partie d'après Courtin, 1979). Béo 2, fig. 130.

Coupe. - Légende dans le texte. Figurés : fig. 5.

Carte. - a. molasse oligo-miocène. - b. flysch (tertiaire ?). - c. Crétacé de la série béotienne. - d. ophiolites.

- (6) des calcaires plus ou moins gréseux, de couleur lie de vin, dans lesquels Courtin (1979) a découvert *Colomiella recta* Bonnet et *C. mexicana* Bonnet, de l'Aptien supérieur-Vraconien ;
- (7) une masse importante de calcaires blancs, en bancs épais, constituant la crête du Psilo Kotroni. Ce sont des calcaires bioclastiques, à débris de Rudistes, des calcaires microbréchiques ou bréchiques à galets de radiolarites et de roches éruptives, et des biomicrites à Foraminifères. Parmi les fossiles observés, on note : des Orbitolinidés très abondants, des Textulariidés, des Algues et *Trocholina* sp. recristallisée. Les Orbitolinidés sont d'âge vracno-cénomaniens.
Des affleurements, probablement homologues, situés plus au Sud, près de la piste d'Asvestis, ont livré, outre des Orbitolinidés, *Cuneolina* sp. de grande taille et *Nezzazata* sp., qui confirment les âges déduits de l'étude des Orbitolinidés.
Par ailleurs, des calcarénites isolées, prélevées au contact du flysch occidental (8b), au Sud du Psilo Kotroni, ont pu être datées au moins du Campano-Maestrichtien, grâce à la présence de débris d'*Orbitoides media* (d'Archiac), mais il pourrait s'agir de calcaires intercalés dans le flysch ;
- (8) un flysch grésopélimitique jaunâtre (8b), séparé des calcaires précédents par un contact anormal, et des niveaux rougeâtres (8a) qui pourraient représenter la base du flysch supposé d'âge tertiaire, ou, à la rigueur, comme l'envisage Courtin (1979), un équivalent des niveaux à Colomielles (6).

b. INTERPRETATION.

La reconstitution d'une série stratigraphique à partir des différents affleurements décrits ci-dessus, en général séparés par des contacts tectoniques majeurs, nécessite l'utilisation d'un certain nombre d'interprétations qui sont plus ou moins bien étayées :

- les unités de roches éruptives, basiques et surtout ultrabasiques (1, 3, 5a, 5c), appartiennent incontestablement à l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale ;
- les calcaires siliceux triasiques (5b) correspondent probablement à des fragments de série maliaque de type Loggitsion, ou à la rigueur, à des séries de type Koziakas ;
- le problème majeur est de déterminer si les autres niveaux sédimentaires observés appartiennent ou non à la même série que la formation détritique rythmique à Calpionelles (2), à savoir la série béotienne. Après que j'aie soulevé ce problème (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976), Courtin (1979) a admis qu'il s'agissait d'une seule série quasi-continue, correspondant à la série béotienne. Je ferai mienne cette opinion pour les raisons suivantes :
 - + les différents affleurements considérés occupent une position structurale comparable sous les unités appartenant aux zones internes, et notamment les unités ophiolitiques ;
 - + ils ont des âges assez proches, compris entre le Tithonique-Berriasien et le Cénomano-Turonien, mis à part le flysch grésopélimitique (8b), qui pourrait appartenir à une unité plus externe (béotienne ou pindique ?) ;
 - + les faciès représentés sont assez différents des faciès de même âge connus dans les secteurs les plus proches des zones internes (secteur de Lamia-Andinitsa et surtout de Domokos) ;
 - + enfin, la série ainsi reconstituée rappelle celles qui sont proposées par Jaeger et Chotin (1978), Jaeger (1979, 1980) et Courtin (1979), à partir d'observations faites dans des secteurs plus septentrionaux peu éloignés.

Ainsi, d'après les observations faites dans le secteur de Dereli (Perivoli) en Othrys occidentale, on peut admettre qu'il existe, au-dessus de la formation détritique rythmique à Calpionelles, deux ensembles lithologiques différents :

- un ensemble détritique calcaro-gréseux, d'âge aptien-albien ;
- un ensemble essentiellement calcaire, microbréchiq. à bréchiq., d'âge vracno-cénomaniens ou plus récent (Orbitolinidés).

c. CONCLUSIONS.

Les observations faites dans les secteurs d'Archanion et de Dereli (Perivoli) en Othrys

occidentale, permettent d'affirmer qu'une partie des terrains associés à l'ensemble détritique rythmique à Calpionelles ("flysch béotien" p.p.) est d'âge post-néocomien.

Il s'agit essentiellement de niveaux compris entre l'Aptien et le Cénomaniens, avec à la base, des formations détritiques gréseuses ou calcaro-gréseuses, à Colomielles, Hedbergelles, Rotalipores (Dereli) et plus rarement, à Orbitolinidés (Dereli, Archanion), et au sommet, des bancs de calcaires massifs, bioclastiques, à débris de Rudistes et Orbitolinidés abondants (Dereli, Archanion ?).

D'autres formations non datées, de type flysch, surmontées de conglomérats (coupe fig. 133, Archanion), pourraient représenter une période plus ancienne du Crétacé inférieur.

La partie supérieure de cette série n'a pu être déterminée avec certitude dans les secteurs d'Archanion et de Dereli ; cependant, des calcaires à débris d'*Orbitoides media*, du Campanien-Maestrichtien, et le flysch grésopélitique affleurant à l'Ouest du mont Psilo Kotroni (coupe de Dereli) pourraient constituer les termes sommitaux de la série béotienne.

Les observations faites dans les secteurs les plus méridionaux de l'Othrys occidentale (Dereli, Archanion) sur les niveaux post-néocomiens des séries béotiennes, n'aboutissent qu'à des reconstitutions partielles de ces séries, mais celles-ci sont compatibles avec les reconstitutions plus complètes issues de l'analyse de secteurs septentrionaux peu éloignés, proposées par Jaeger et Chotin (1978), Jaeger (1979, 1980) et Courtin (1979).

Ainsi, pour Jaeger (1980), la série béotienne post-néocomienne, située au front des unités du Koziakas, comprend un ensemble flyschoïde anté-cénomaniens et des calcaires plus ou moins bréchiques du Cénomaniens au Maestrichtien, surmonté par le flysch sommital, paléocène à sa base. Des bancs de calcaires bréchiques qui seraient d'âge barrémo-aptien, sont en outre signalés dans l'ensemble détritique de base ; mais ceux-ci n'ont pu être caractérisés clairement dans le secteur étudié.

Des calcaires à Nummulites, d'âge post-yprésien, sont également cités par Courtin (1979), au sein d'un flysch situé sous des calcaires crétacés de type béotien. Si ce flysch est véritablement celui des séries béotiennes, et non pas celui des séries pindiques, cette observation permet de fixer un âge minimum à la première phase tectonique tertiaire affectant la série béotienne au Nord du Sperchios ; mais cette distinction est nécessairement difficile à faire si la zone du Parnasse n'existe pas au Nord du Sperchios.

VI, LA PERIODE CRETACE (POST-NEOCOMIEN) - EOCENE INFÉRIEUR : CONCLUSIONS GÉNÉRALES

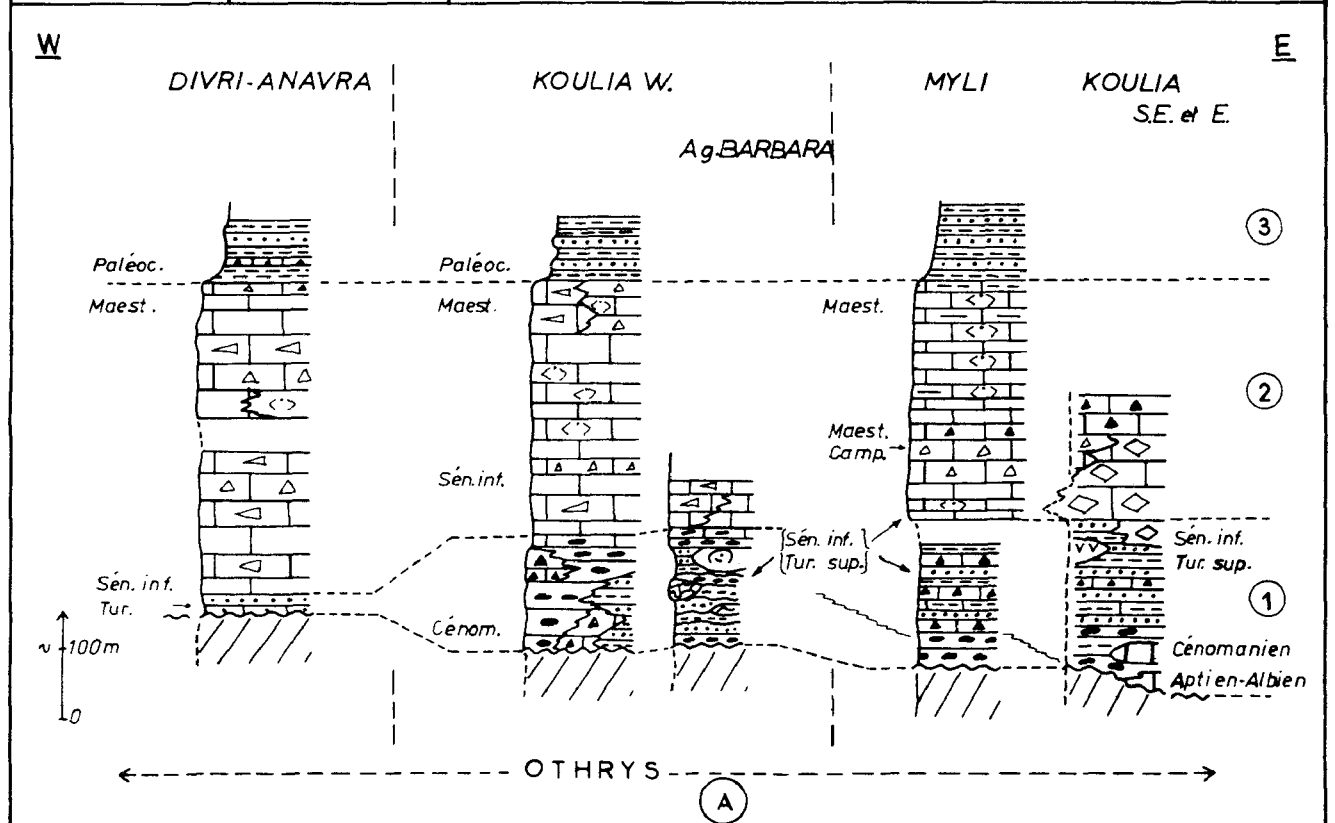
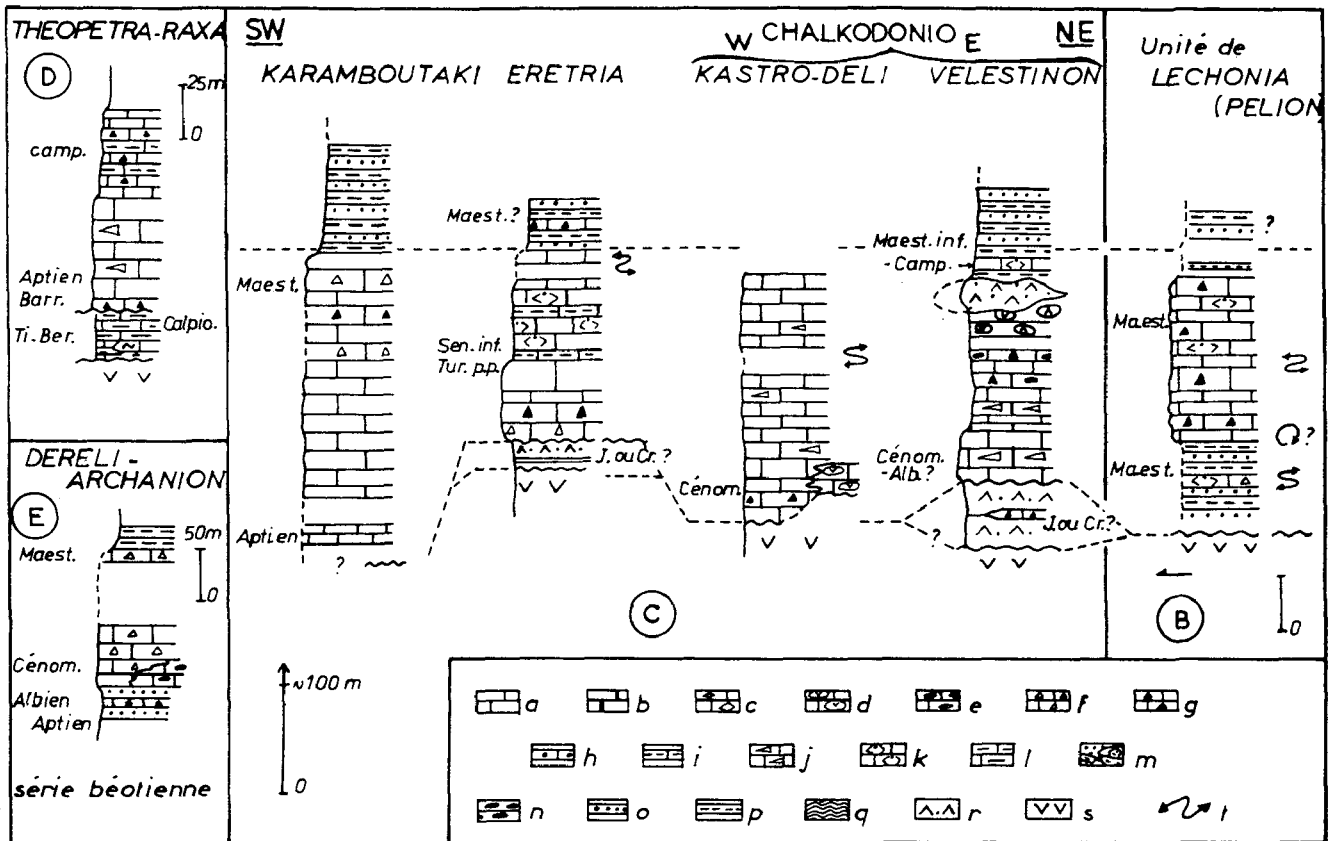
Par rapport aux terrains fossilifères triasico-jurassiques, connus dans les massifs de l'Othrys et du Koziakas, le domaine d'affleurement des niveaux fossilifères, d'âge post-néocomien - anté-lutétien, comprend en outre, l'ensemble des massifs situés au Nord de la plaine d'Almyros et de la ville de Farsala, ainsi que les affleurements de l'unité de Lechonia, dans le Pelion. Cela est dû, au moins dans le cas du massif du Chalkodonio et de ses satellites, au fait que le métamorphisme anté-crétacé supérieur y est plus développé que le métamorphisme tertiaire.

A. LES FACIES OBSERVÉS.

De par la diversité des faciès présents, les recristallisations relativement faibles subies par ceux-ci -sauf en Othrys orientale- et la continuité des affleurements, le massif de l'Othrys reste le massif de référence pour l'analyse de la couverture transgressive crétacée des zones internes dans le secteur étudié (fig. 176).

1. LES FACIES CRETACES D'OTHRYS.

Ils sont résumés très schématiquement sur les colonnes stratigraphiques synthétiques de la figure 176 A.



Trois ensembles principaux peuvent être distingués, de bas en haut :

- (1) un ensemble basal, essentiellement détritique, daté de l'Aptien-Albien au Turonien supérieur-Sénonien inférieur ;
- (2) un ensemble carbonaté intermédiaire, souvent très épais ;
- (3) un ensemble supérieur de type flysch, débutant au Maestrichtien ou au Paléocène, qui termine le cycle de sédimentation précédant les phases majeures de la tectonique tertiaire.

Les deux premiers ensembles lithologiques sont caractérisés par des variations de faciès très marquées, ce qui rend inutile et trompeuse toute terminologie lithostratigraphique trop rigoureuse appliquée à ces ensembles d'ordre supérieur (Smith *et al.*, 1975).

a. LES NIVEAUX DETRITIQUES DE BASE.

D'Est en Ouest, on peut distinguer trois types lithologiques différents, affleurant selon des directions NNW-SSE :

- une formation orientale qui rappelle, par divers caractères (rythmes gréso-pélimitiques, granuloclasses, figures de courant), un flysch typique, mais qui est parfois très riche en niveaux carbonatés plus ou moins massifs (secteur de Gavriani). C'est le "flysch de base" ou "flysch de Kiparission", qui occupe l'espace compris entre les villages de Koffi, au Nord de l'Othrys, et Myli, au Sud. Les schistes jaunâtres observés en bord de mer, à l'Est d'Amaliapolis, pourraient être un équivalent latéral de ce flysch basal.

La base de cet ensemble est datée avec plus ou moins de certitude de l'Aptien-Albien, par des Foraminifères benthiques (coupe du monastère Xenias) ou par des Nérinées et Actaeonelles (près de Gavriani). Des calcaires noirs, à Foraminifères benthiques abondants, du Cénomanién, sont présents dans la quasi-totalité des affleurements, en général près de la base de la formation détritique.

Le sommet du "flysch de Kiparission" a été daté en divers endroits du Turonien supérieur-Sénonien inférieur par des *Globo truncana* ;

- une formation essentiellement conglomératique pluridécamétrique - "conglomérats d'Agia Marina" - riches en galets radiolaritiques et ophiolitiques arrondis, provenant du remaniement des couches sous-jacentes ou voisines (séries maliaques, "Volcano-Détritique" et nappes ophiolitiques s.s.).

Les datations sont peu nombreuses dans ces niveaux particulièrement grossiers ; des âges cénomanién (Nérinées) et Turonien supérieur-Sénonien inférieur (*Globo truncana*) ont été obtenus localement, près d'Agia Marina par exemple ;

- des niveaux peu épais (quelques mètres) de calcaires détritiques, parfois gréseux, intercalés de grès ou de roches détritiques à débris ophiolitiques, affleurant d'Anavra à Lamia. Les couches datées au monastère Andinitza sont du Turonien supérieur-Sénonien inférieur près de la base.

Fig. 176. - La période Crétacé inférieur p.p.-Eocène inférieur. Les principales séries stratigraphiques. Situation des différentes colonnes (cf. fig. 160 et 161).

a à l. Calcaires. - a. fins massifs ou en plaquettes. - b. noirs à Foraminifères benthiques (Aptien à Cénomanién). - c. mégabrèches à blocs de calcaires pélagoniens. - d. à blocs de roches vertes. - e. poudingues souvent riches en galets éruptifs et radiolaritiques. - f. bréchiques à bioclastiques. - g. microbréchiques (triangles seuls) pouvant contenir une proportion importante (figuré mixte) de microgalets de roches éruptives (série de Veletinon). - h. gréseux. - i. marneux. - j. à Rudistes entiers ou en débris. - k. à *Globo truncana*. - l. à silex et Calpionelles du Tithonique-Berriasien (série de Theopetra-Raxa). - m. flysch à olistolithes de laves et de calcaires triasiques de la série de Loggitsion. - n. conglomérats souvent riches en éléments radiolaritiques et éruptifs. - o. grès. - p. pélites et marnes. - q. schistes métamorphiques. - r. tufs et roches éruptives métamorphisées. - s. péridotites plus ou moins serpentinisées. - t. plis importants, épaisseur douteuse pour la série concernée.

Abréviations. - Alb. Albien. - Cenom. Cénomanién. - Tur. Turonien. - Sen. Sénonien. - Camp. Campanien. - Maest. Maestrichtien. - inf. inférieur. - sup. Supérieur.

b. LES CALCAIRES INTERMEDIAIRES.

Les variations de faciès sont importantes au sein de cet ensemble, mais elles sont difficiles à préciser car leur étude suppose des datations suffisamment précises pour établir des corrélations entre les différentes coupes dans ces masses calcaires puissantes et souvent homogènes, épaisses de plusieurs centaines de mètres.

Deux grands types d'affleurements apparaissent clairement :

- un ensemble oriental, riche en calcaires fins, en plaquettes, à *Globotruncana*, et en calcaires microbréchiques, affleurant surtout dans le synclinal de Koulia ;
- un ensemble occidental constitué de calcaires massifs à Rudistes entiers ou en débris, visibles surtout dans le synclinal Divri-Anavra et ses appendices de Stylis et Loggitsion.

Le type oriental possède une particularité remarquable, celle de posséder, à la base de la formation carbonatée, des mégabrèches à blocs de marbres triasico-jurassiques pélagoniens pluridécimétriques et parfois même probablement décamétriques. Le coeur de cet ensemble semble être situé entre Myli et Vrinena, mais des brèches identiques existent près d'Amaliapolis et, nous le verrons, dans le Pelion méridional (cf. 3e partie consacrée aux terrains métamorphiques).

Ces brèches disparaissent assez rapidement vers l'Ouest, au-delà du méridien Vrinena-Myli, et même au Nord de Vrinena, où ne se rencontrent que des microbrèches à éléments de marbres.

Le ciment des brèches a été daté du Sénonien inférieur, mais celles-ci pourraient appartenir localement au Turonien (coupe du Lagovouni, fig. 142 B).

c. LE FLYSCH SUPERIEUR.

Il présente des caractères apparemment comparables dans l'ensemble du massif de l'Othrys, mais une étude sédimentologique détaillée serait nécessaire pour confirmer ou infirmer cette homogénéité d'ensemble.

Les couches de passage au flysch sont plus ou moins épaisses, le passage pouvant même être parfois assez brutal. Ces couches sont souvent facilement repérables sur le terrain du fait de la présence de marnes et pélites rougeâtres et de brèches à Orbitoïdés.

Les âges obtenus pour la base du flysch sont le Maestrichtien -mais il s'agit souvent de fossiles remaniés- ou le Paléocène.

2. LES AUTRES SERIES CRETACEES DES ZONES INTERNES DANS LE SECTEUR ETUDIE.

a. LES MASSIFS SITUES AU NORD DE LA PLAINE D'ALMYROS.

Les affleurements crétacés du massif du Chalkodonio et des massifs voisins sont tous plus ou moins intensément recristallisés. En fonction de critères stratigraphiques, mais aussi en tenant compte de leur position paléogéographique supposée, on peut y distinguer quatre types de séries (fig. 176 C) :

- *la série d'Eretria* : elle est peu représentée à l'affleurement, mais intéressante parce que relativement bien datée (flysch maestrichtien, calcaires en plaquettes à *Globotruncana*, du Turonien p.p. - Sénonien inférieur). Les niveaux microbréchiques de base montrent également des minéraux de métamorphisme isolés tels que des amphiboles, dont le caractère détritique est ici incontestable, ce qui sera plus difficile à démontrer dans les séries plus métamorphiques (cf. 3e partie) ;

- *la série de Kastro Deli*, constituée pour l'essentiel d'une épaisse formation de calcaires gris-vert, bien lités, à débris de Rudistes, datés localement du Cénomaniens par des Foraminifères benthiques (Jermin Aubouin, 1959 et Agnanderi). Des conglomérats à galets serpentineux, présents à la base de cette formation, pourraient atteindre un âge post-cénomaniens localement, impliquant une hétérochronie de la base de l'ensemble carbonaté principal ;

- *la série de Velesinon* : elle présente des faciès très diversifiés : des calcaires fins, à Foraminifères benthiques cénomaniens à la base ; des conglomérats calcaires à éléments,

blocs ou même olistolithes hectométriques de roches éruptives ophiolitiques ; et enfin, un flysch daté à sa base du Campanien-Maestrichtien basal par des *Globotruncana* très déformés. Comme dans la série d'Eretria, affleure, à la base de la série crétacée, un ensemble de tufs et roches éruptives basiques, métamorphisées, pouvant appartenir soit à la couverture transgressive -des conglomérats s'y intercalent près de Veletinon- soit au soubassement, selon un dispositif semblable à celui que l'on peut voir en Othrys orientale, entre le monastère Xenias et le village de Vrinena.

La série de Veletinon est importante dans la mesure où elle représente le dernier jalon vers l'Est de terrains crétacés relativement fossilifères, et constitue donc l'élément de référence pour les comparaisons avec les terrains métamorphiques des massifs du Pelion et de Velanidia ;

- entre les massifs de l'Othrys et du Chalkodonio (et ses satellites) affleurent, au niveau du Karamboutaki, une série intensément plissée, constituée principalement de calcaires bien lités, parfois bréchiques, à éléments détritiques métamorphiques, reposant sur des calcaires en plaquettes à microfossiles pélagiques de l'Aptien (*Globigerinelloides* cf. *algerianus*).

En résumé, les séries des massifs situés au Nord du massif de l'Othrys ont des logiques comparables aux séries de ce dernier, avec des niveaux détritiques à la base, et un flysch sommital surmontant l'ensemble principal carbonaté. La série de Veletinon s'en distingue toutefois par son caractère détritique accentué après le Cénomaniens, et peut-être l'âge précoce de son flysch sommital.

b. LES AFFLEUREMENTS DE LA BORDURE DE LA PLAINE DE TRIKKALA.

N'ayant pas moi-même étudié la totalité des séries crétacées bordant les parties orientales et méridionales de la plaine de Trikkala, je ne rappellerai ici que quelques caractéristiques qui me paraissent intéressantes par rapport aux données précédentes :

- l'âge de la transgression n'est pas toujours déterminé de façon précise, mais il semble variable, même à l'intérieur de secteurs peu étendus : un âge albien (?) - cénomaniens (sûr) a été déterminé par Richard (1980) dans la région de Farsala ;

- certaines des séries peuvent être rapprochées de celles décrites en Othrys : celle du Xerovouni près de Domokos (Aubouin, 1959 ; Courtin, 1979) des séries d'Othrys occidentale ; celle du secteur de Farsala (Richard, 1980) des séries d'Othrys moyenne, et parfois même orientale ;

- enfin, la série crétacée de Theopetra-Raxa, au Nord de Trikkala (Aubouin, 1959 ; Albandakis et Kallergis, 1971 ; Ardaens, 1978) est intéressante dans la mesure où elle montre un hiatus de sédimentation avec changement de faciès entre les calcaires schisteux à Calpionelles du Berriasien et les calcaires massifs à débris de Rudistes datés à leur base du Barrémio-Aptien (fig. 176 D).

c. LES FACIES CRETACES DE L'UNITE DE LECHONIA (MASSIF DU PELION).

Il s'agit principalement de faciès détritiques, parfois flyschoides, et de calcaires fins à *Globotruncana* ou bioclastiques souvent détritiques, d'âge crétacé supérieur élevé, maestrichtien notamment (fig. 176 B).

Des incertitudes demeurent quant à la reconstitution de la série même (problème du flysch sommital), mais aussi quant à l'origine précise de l'unité de Lechonia. Une origine orientale ou nord-orientale semble toutefois probable, à partir de secteurs situés dans le prolongement du domaine vardarien.

3. LES FACIES POST-NEOCOMIENS DE LA SERIE BEOTIENNE.

Je ne les ai étudiés que dans les secteurs d'Archanion et de Dereli (Perivoli) en Othrys occidentale, et leur analyse a été également poursuivie par Courtin (1979).

Les observations faites à l'Ouest de Dereli et d'Archanion sont conformes aux reconstitutions de la série béotienne crétacée affleurant au Nord du Sperchios proposées par Jaeger et Chotin (1978), Jaeger (1980) et Courtin (1979) : des faciès calcaires, plus ou moins conglomératiques, datés du Cénomaniens à leur base (Orbitolinidés nombreux), recouvrent des termes détritiques plus terrigènes atteignant l'Aptien-Albien, et passent au flysch sommital au Maestrichtien ou au Paléocène (présence de calcaires à microfossiles maestrichtiens remaniés).

B. SYNTHÈSE DES DONNÉES.

1. INTERPRÉTATION DES FACIÈS OBSERVÉS.

Les indications fournies par l'étude des faciès crétacés sont variées (*cf. supra*), mais restreintes à des secteurs privilégiés ; certains faciès étant trop recristallisés pour que des enseignements précis aient pu être obtenus.

a. CARACTÉRISTIQUES BATHYMETRIQUES.

Les faciès calcaires à fossiles récifaux (Rudistes) entiers, ou très riches en débris de ces mêmes fossiles, sont incontestablement des faciès de très faible profondeur (du niveau de la mer jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur environ). Cette interprétation est confirmée par la présence de microfossiles tels que *Rhapydionina liburnica* dans les calcaires de Divri, qui indiquerait un milieu très peu profond (Fleury, 1980) (+).

Les calcaires à microfossiles pélagiques, tels que les *Globotruncana*, sont peu significatifs du point de vue bathymétrique ; cependant, l'absence des fossiles récifaux (Rudistes) présents dans d'autres secteurs à la même époque, est probablement due, dans certains cas au moins, à une profondeur d'eau trop importante pour le développement de ces formes récifales.

Les faciès détritiques terrigènes sont eux aussi difficiles à interpréter de ce point de vue, mais leur répartition peut donner une idée de l'évolution des profondeurs à un instant donné. Ainsi, en Othrys, l'aire de dépôt des conglomérats à galets radiolaritiques et éruptifs s'intercale entre celle des termes calcaro-gréseux peu épais, surmontés de calcaires à Rudistes (faible profondeur), à l'Ouest, et celle des faciès flyschoides recouverts de calcaires bréchi-ques ou à *Globotruncana* (plus grande profondeur), à l'Est. Cette interprétation est confirmée par l'analyse des âges de transgression, qui se révèlent être, en Othrys, plus précoces à l'Est qu'à l'Ouest.

Une valeur absolue de cette profondeur maximale ne peut être proposée, mais elle semble malgré tout peu importante, dans la mesure où les faciès de type flysch sont associés à des calcaires riches en Foraminifères benthiques, indice de faible profondeur, même si des granuloclasses verticaux et des figures de courant par exemple s'y observent comme dans certaines formations de type flysch supposées s'être formées dans des milieux beaucoup plus profonds.

De la même façon, j'admettrai que la série de Veletinon, très riche en éléments détritiques, est le témoin d'une zone déprimée où ces éléments s'accumulaient, de profondeur supérieure à la zone où se dépose la série de Kastro Deli, essentiellement carbonatée à débris de Rudistes. Mais là encore, la dépression correspondant à la série de Veletinon ne devait pas être un "sillon" fondamental puisque cette série débute par des calcaires à Foraminifères benthiques et débris de Rudistes.

b. INDICATIONS FOURNIES PAR L'ANALYSE DES ÉLÉMENTS DÉTRITIQUES.

L'analyse des particules détritiques présentes dans les différentes formations crétacées du secteur étudié, montre qu'il existe un lien étroit entre la nature de ces particules et l'environnement immédiat des formations considérées. Ainsi, les conglomérats à galets radiolaritiques et effusifs d'Othrys centrale recouvrent des séries maliaques de type Garmeni-Pirgaki ou de Loggitsion, et ceux des séries crétacées situées au Nord de la plaine d'Almyros, riches en éléments éruptifs et métamorphiques, surmontent des ensembles ophiolitiques et des séries métamorphiques dont certaines ont été métamorphosées avec certitude avant le Crétacé supérieur (*cf.* coupe de Mikro Vounon). L'analyse de ces éléments permet, par exemple, d'affirmer que les séries pélagiennes de la "fenêtre d'Othrys centrale" n'affleuraient pas au Crétacé.

La taille des éléments détritiques présents est également une source d'informations intéressante. En dehors de l'analyse des granuloclasses horizontaux susceptibles d'apporter des indications sur l'évolution des profondeurs (*cf. supra*), je m'intéresserai ici à l'étude des formations détritiques les plus grossières, caractérisées par des blocs ou des olistolithes parfois décamétriques, qui sont relativement abondantes dans le secteur étudié.

(+) A ce propos, il est intéressant de noter que ce fossile, surtout caractéristique des zones externes (Fleury et Godfriaux, 1974), est présent dans les zones internes, près de Lamia, mais aussi près de Farsala (Richard, 1980).

Trois groupes de séries présentes de telles caractéristiques :

- la coupe de *Spartia* (Othrys, fig. 149) montre un ensemble de corps décamétriques appartenant aux séries voisines de type Loggitsion, resédimentés dans le flysch de la série créta-cée : il s'agit là d'éléments constitués d'un matériel souple (calcaires siliceux et radiolari-tes notamment), ayant subi des glissements (par gravité) au moment où la mer revenait en trans-gression ;

- le cas de la série de *Veletinon* (fig. 168, 169) est assez voisin, mais le phénomè-ne se produit assez tardivement, bien après le début de la transgression. Un corps hectométrique de roches diverses, dont des roches basiques plus ou moins métamorphisées, semble être resédi-menté juste avant le dépôt du flysch sommital, sous l'effet peut-être de phénomènes de soulève-ment localisés sur les zones bordières ;

- enfin, un cas quelque peu différent est celui des mégabrèches à blocs de marbres triasico-jurassiques pélagoniens d'Othrys orientale (fig. 141, 142). La formation de ces brèches est postérieure au dépôt du "flysch de Kiparission" ; il ne s'agit donc pas d'une reprise simple d'éléments émergés antérieurement à la transgression. Il est nécessaire d'envisager la naissan-ce, au cours du Sénonien inférieur, d'une structure particulière surélevée (horst ?) au sein d'une zone initialement profonde (au Cénomaniens-Turonien). Du fait de la présence de ces méga-brèches près d'Amaliapolis et dans le Pelion méridional, on doit admettre qu'il s'agissait d'une structure transverse par rapport aux directions dinariques, qui aurait pu être à l'origine, par la suite, de l'accident tangentiel tertiaire de Gavriani, à enracinement complexe. La présence de corps de serpentinites à la partie supérieure du flysch de Kiparission, sous les mégabrèches à éléments de marbres, est conforme à l'ordre d'érosion attendu dans le cas de la formation brutale d'une structure surélevée, à partir d'un soubassement peu érodé, possédant en-core ses termes supérieurs ophiolitiques. Il est d'ailleurs à remarquer qu'en Othrys orientale, en dehors du cas ambigu du mont Taramas (fig. 142 A), le Crétacé transgressif ne repose jamais sur les marbres triasico-jurassiques pé-lagoniens, ce qui prouve que la structure à l'origine des mégabrèches est actuellement disparue, soit par érosion, ou mieux, lors du raccourcissement tectonique correspondant à l'accident de Gavriani.

c. LES PROBLEMES LIES A LA GENESE DU FLYSCH MAESTRICHTIEN-PALEOCENE.

N'ayant pas effectué une étude exhaustive des termes de passage au flysch et du flysch lui-même -ce qui aurait permis de situer précisément dans le temps les arrivées détritiques quartzieuses fondamentales par exemple- il ne m'est pas possible de discuter en détail les résul-tats obtenus par Fleury (1980) sur le flysch de la zone du Pinde et des zones adjacentes, pour lequel il admet une alimentation longitudinale dès le Maestrichtien, du Nord au Sud, dans l'axe de la zone pindique, au moins pour les termes lithologiques inférieurs. Cependant, un certain nombre de remarques peuvent être faites :

- en Othrys, les arrivées gréseuses semblent être assez tardives, puisque les couches de passage au flysch -souvent de teinte rouge- peuvent être d'âge paléocène (secteur de Divri, fig. 159 ; secteur du Tsatali, fig. 155 C). Dans le Chalkodonio oriental cependant, les quelques mètres de couches rouges, situées sous un flysch jaunâtre grésopélitique, seraient du Campanien-Maestrichtien basal (fig. 168). Cette ob-servation, si elle était confirmée -les *Globotruncana* analysés sont en effet très abimés- impli-querait des sources d'alimentation internes, qui ne pourraient être uniquement septentrionales ;

- il a souvent été envisagé que l'alimentation des flyschs du domaine pélagonien et des zones plus externes, béotienne et pindique, aient pu se faire à partir des restes émergés de la "zone pélagonienne" (Aubouin, 1959 ; Mercier, 1968). Cela me semble insuffisant ; en ef-fet :

- + les séries créta-cées connues sont surmontées de flyschs sommitaux, aux carac-téristiques apparemment peu dissemblables, quelle que soit leur position au sein du domaine pélagonien, et peut-être même de celui du Vardar (Almopias ; Mercier, 1968) ;
- + certains secteurs ne possèdent pas de séries créta-cées transgressives, tel ce-lui qui est présent autour de l'Olympe ; ils pourraient par conséquent repré-senter ces "restes émergés" susceptibles d'alimenter le flysch ; mais on cons-tate :
 - . que les marbres triasico-jurassiques recouvrent très souvent les schistes (paléozoïques) et qu'il existe même des restes de couverture créta-cée mé-tamorphique reposant sur des ophiolites (Godfriaux et Pichon, 1980) ;
 - . que les zones d'affleurement de schistes anciens n'ont acquis leur carac-tère de zone surélevée que récemment, du fait de la surrection de l'Olym-pe d'une part, et du secteur de Florina d'autre part, de part et d'autre de l'"ensellement de Kozani", où des klippes de la nappe du Vermion sont conservées ;

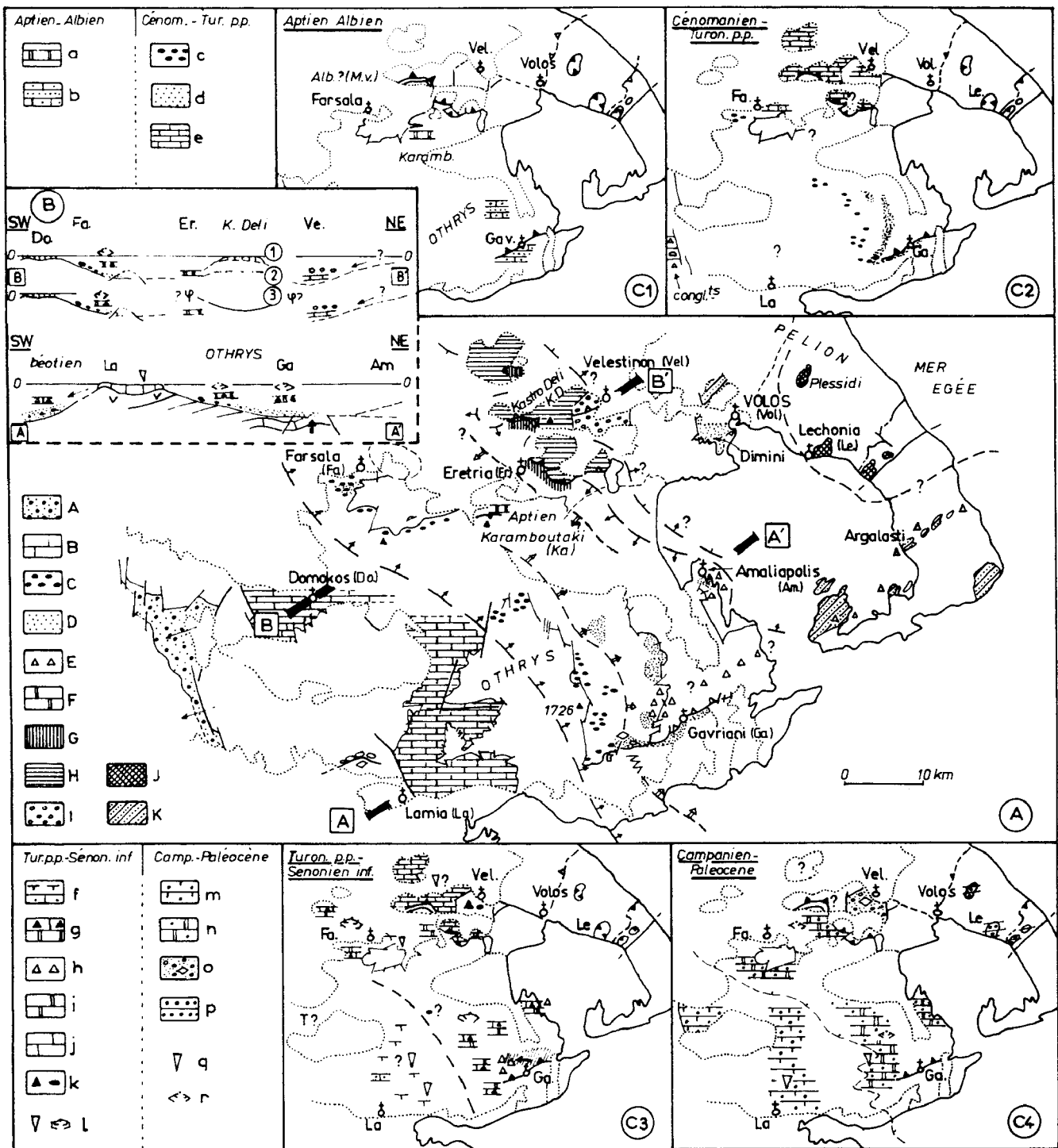


Fig. 177. - La période Crétacé inférieur p.p.-Eocène inférieur. Evolution paléogéographique.

Légende des schémas paléogéographiques de détail (figurés classés du SW au NE).

Aptien Albien. - a. calcaires aptiens à microfossiles pélagiques. - b. calcaires à Foraminifères, grès et pélites.

Cénomaniens-Turonien p.p. - c. conglomérats à galets radiolaritiques et éruptifs. - d. formation de type flysch à niveaux carbonatés à Foraminifères benthiques. - e. calcaires fins à Foraminifères benthiques.

Turonien p.p.-Sénonien inférieur. - f. calcaires à Rudistes sur calcaires gréseux et grès peu épais. - g. alternance de calcaires microbréchiques ou bréchiques et de calcaires fins à Globotruncana. - h. mégabrèches à éléments de marbres triasico-jurassiques pélagoniens. - i. calcaires fins à Globotruncana. - J. calcaires lités à débris organiques non datés. - k. niveaux détritiques brèches et conglomérats, à éléments éruptifs ophiolitiques (datation douteuse par encadrement). - l. principaux types de fossiles rencontrés : Rudistes et Globotruncana, non exclusifs l'un de l'autre.

Campanien-Paléocène. - m. flysch sommital paléocène reposant sur des calcaires massifs à Rudistes. - n. flysch sommital maestrichtien (?) - paléocène, reposant sur des calcaires à Globotruncana et des calcaires bioclastiques à débris organiques divers (Rudistes etc...). - o. formations détritiques à flysch sommital d'âge Campanien-Maestrichtien basal reposant sur des termes éruptifs probablement resédimentés (olistolithe:losange). - p. calcaires fins ou bioclastiques et formation déritique parfois de type flysch d'âge maestrichtien. - q. Rudistes dans les

+ c'est donc plutôt vers des zones plus internes que je serai tenté de rechercher cette source de matériel quartzeux abondant (Peonias, Serbo-macédonien, Rhodope). Cette hypothèse n'exclut pas que l'alimentation ait débuté, conformément à l'hypothèse de Fleury (1980), par les Hellénides septentrionales, mais elle implique que ce soit là un phénomène mineur.

B. LES PRINCIPALES ETAPES DE L'ÉVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ENTRE L'APTIEN ET L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR.

1. LA PÉRIODE ANTE-APTIENNE.

Des sédiments détritiques se déposent sur la marge externe des zones internes (séries béotiennes), alors que celles-ci subissent une érosion importante.

Les traces d'altération ne sont pas importantes en Othrys, mais le matériel siliceux et calcaro-siliceux des séries maliaques se prêtaient sans doute beaucoup moins bien à une telle altération que le matériel péridotitique ou les calcaires pélagoniens par exemple (Guernet, 1971 ; Clément, 1976).

Des sédiments se sont probablement déposés entre le Berriasien et l'Aptien, au Nord de Trikkala (série de Theopetra), mais les érosions barrémo-aptiennes ont certainement supprimé une partie de ces témoins de l'histoire anté-aptienne des zones internes.

2. L'APTIEN-ALBIEN (fig. 177, C1).

Alors que la sédimentation détritique flyschoidé se poursuit dans le bassin où se déposent les séries béotiennes, la transgression s'amorce sur les zones internes.

Des sédiments détritiques, de type flysch, associés à des calcaires à Foraminifères benthiques (mal datés), s'installent en Othrys orientale, alors que les calcaires fins, à microfaune pélagique, sont présents à l'Aptien, au niveau du Karamboutaki.

Des niveaux détritiques, d'âge albien douteux, sont également cités (Richard, 1980) au Sud de Mikro Vounon (Mv, fig. 177), dans le massif du Kaloyeros.

3. LE CÉNOMANIEN-TURONIEN P.P. (fig. 177, C2).

Cette période est marquée par le développement de la transgression : des calcaires à Foraminifères benthiques permettent de dater le Cénomanién en de nombreux endroits. Les faciès sont détritiques en Othrys orientale (flysch) et moyenne (conglomérats), mais surtout carbonatés dans le massif du Chalkodonio.

calcaires campano-maestrichtiens. - r. fossiles essentiellement représentés par des Globotruncanas associés à des Foraminifères benthiques et des débris de Rudistes.

Schéma paléogéographique d'ensemble. Les principales "zones" de sédimentation au Crétacé supérieur (figurés classés du SW au NE).

Carte. - A. série béotienne. - B. haut-fond d'Othrys occidentale. - C. zone des conglomérats à éléments radiolaritiques et effusifs recouverts de calcaires microbréchiques et à Globotruncana. D. bassin de Gavriani à flysch basal recouvert de calcaires microbréchiques et à Globotruncana. - E. mégabrèches à éléments de marbres pélagoniens (structure transverse). - F. calcaires aptiens à microfossiles pélagiques du Karamboutaki. - G. série d'Eretria. - H. série de Kastro-Deli (haut-fond ?). - I. série détritique de Veletinon. - J. série de l'unité de Lechonia. - K. Crétacé transgressif métamorphique du massif du Pelion.

Coupes paléogéographiques au Sénomanién inférieur. - AA'. coupe de Lamia (SW) à Amaliapolis (NE) montrant le haut-fond d'Othrys occidentale et la zone déprimée d'Othrys orientale (bassin de Gavriani).

Dans le soubassement sont indiqués les ophiolites (V) et les calcaires ou marbres pélagoniens. - Les faciès crétacés sont ceux de la carte, avec en outre des calcaires bréchiques et fins à Globotruncana à l'Est du haut-fond, et des calcaires bréchiques sur un flysch crétacé inférieur pour la série béotienne. - B B'. coupe de Domokos (SW) à Veletinon (NE). Cette reconstitution est très hypothétique, notamment en ce qui concerne la série du Kastro Deli (faciès très recristallisés). - 1. haut-fond à faciès subbréchi-faux intercalé entre les bassins de Farsala-Gavriani au SW et de Veletinon au NE. - 2. série calcaire en position identique mais plus profonde. - 3. série de Kastro Deli chevauchant sur les séries d'Eretria et de Veletinon primitivement liées (peu probable).

Dans les zones externes (séries béotiennes), s'installe également une sédimentation carbonatée, mais celle-ci a souvent un caractère bréchiq, et est riche en Orbitolinidés indiquant des milieux de sédimentation peu profonds ; l'abondance et la conservation de ces formes sont telles qu'il ne peut s'agir de microfossiles transportés sur de longues distances.

4. TURONIEN P.P. - MAESTRICHTIEN P.P. (fig. 177, C3 et C4).

Cette période est caractérisée par la présence de faciès essentiellement calcaires, que ceux-ci soient massifs à Rudistes, fins à *Globotruncana*, ou microbréchiq-bréchiq à éléments variés.

Les microfossiles permettent surtout de dater la période Turonien p.p. - Sénonien inférieur et la période Campanien-Maestrichtien p.p. :

- *la première période* (Turonien p.p. - Sénonien inférieur ; fig. 177, C3) est marquée par une instabilité tectonique importante, avec naissance de surélévations locales (horsts ?) conduisant à la formation de mégaconglomérats à éléments pélagoniens (Othrys orientale) ou ophiolitiques (série de Velestinon) ;

- *la seconde période* (Campanien-Maestrichtien p.p. ; fig. 177, C4) semble plus calme, la sédimentation calcaire peu perturbée donne alors une image de la paléogéographie de cette époque (celle-ci a été figurée -fig. 177, C4- sur le même schéma paléogéographique que la période suivante). Seule la série de Velestinon, et peut-être celle de Lechonia, semble soumise à des décharges détritiques continues durant cette période.

5. MAESTRICHTIEN P.P. - EOCENE INFÉRIEUR : LE FLYSCH SOMMITAL (fig. 177, C4).

C'est la période de dépôt du flysch sommital qui s'installe en général de façon progressive, mais les surfaces indurées s'observent localement à la partie supérieure de la masse calcaire sous-jacente. L'installation du flysch se fait au Paléocène ou au Maestrichtien p.p., mais dans ce dernier cas, cela n'est pas une certitude, car les microfaunes sont souvent remaniées. Localement, cette installation pourrait être plus précoce, dans le cas de la série de Lechonia (mais cela reste hypothétique), et serait même d'âge campanien-maestrichtien basal au niveau de la série de Velestinon.

C. LE PROBLEME DES ZONES ISOPIQUES CRETACEES.

L'indépendance des paléogéographies triasico-jurassique et post-néocomienne est particulièrement évidente dans le massif de l'Othrys ; en revanche, il n'est pas possible d'y préciser les relations avec celle de la période Jurassique terminal-Crétacé basal, dans la mesure où ces terrains n'existent pas dans ce massif. Cette indépendance des paléogéographies conduit à rechercher de nouvelles zones isopiques pour cette période Crétacé inférieur p.p. - Eocène inférieur.

L'établissement de ces différentes zones isopiques se heurte à divers obstacles tels que la diversité des faciès au sein d'une même série, la difficulté d'interprétation de certains de ces faciès et la présence de structures transverses par rapport aux directions paléogéographiques d'ensemble. Ces difficultés semblent être liées au fait que, contrairement à la période triasico-jurassique, les bassins de sédimentation présents dans le secteur étudié sont des bassins relativement peu profonds, installés sur un soubassement hétérogène, très instable.

Il est nécessaire tout d'abord d'établir une distinction d'ordre supérieur correspondant aux notions de zones internes et externes (Brunn, 1956) à Crétacé discordant ou non. La seule série appartenant aux zones externes ainsi définies est la série de Dereli-Archonion ou série béotienne (Celet *et al.*, 1976), encore que son soubassement triasico-jurassique ne soit pas connu avec certitude. Ce pourraient être les séries du Koziakas présentes plus au Nord (Jaeger et Chotin, 1978 b ; Jaeger, 1980 ; Papanikolaou et Sideris, 1979). Le fait majeur concernant l'évolution de cette série béotienne est l'apparition des faciès carbonatés, même s'ils sont encore pour partie détritiques, au Cénomani.

S'agissant des zones internes, j'ai proposé (Ferrière, 1974 b, 1976 d) de distinguer trois domaines différents en fonction des faciès de base, à savoir, d'Ouest en Est : celui des calcaires gréseux ou à Rudistes, des conglomérats à éléments éruptifs et radiolaritiques, et du flysch ; les différences de faciès notés au sein des calcaires sus-jacents (calcaires massifs à Rudistes à l'Ouest, bréchiens et fins à *Globotruncana* à l'Est) confirmant l'importance des subdivisions retenues.

Cette distinction me semble toujours valable et la signification des différents ensembles reconnus assez évidente, avec une zone peu profonde à l'Ouest et une zone déprimée à l'Est, la zone intermédiaire des conglomérats de direction NNW-SSE assurant la transition entre ces deux ensembles. Aubouin (1959) était arrivé à une conclusion assez proche, pour les affleurements compris entre Domokos et le massif du Chalkodonio. Il faut toutefois reconnaître que les faciès du soubassement jouent un rôle dans l'alimentation de la couverture sus-jacente puisque le domaine à galets radiolaritiques correspond aux affleurements maliaques.

Il est à remarquer que la zone la plus profonde au Crétacé est située sur un soubassement de type pélagonien, alors que la zone la plus élevée correspond au secteur ophiolitique et maliaque ; cela prouve bien l'indépendance des paléogéographies successives.

Extension des subdivisions paléogéographiques reconnues en Othrys :

- l'extension de ces subdivisions vers le Nord-Ouest paraît plausible :
 - + le massif du Xerovouni (Aubouin, 1959 ; Courtin, 1979), près de Domokos, représenterait la suite, vers le Nord-Ouest, du haut-fond d'Othrys occidentale ;
 - + les affleurements de Farsala (Richard, 1980), à conglomérats et passées flyschoides à la base, constitueraient le prolongement de la zone des conglomérats d'Othrys centrale ;
 - + enfin, la série du Karamboutaki pourrait être le témoin de la zone profonde, semblable à celle d'Othrys orientale, dans la mesure où des niveaux aptiens, donc précoces, à microfaune pélagique, y sont connus ;
- en allant vers le Nord-Est (massif du Chalkodonio et ses satellites), les interprétations deviennent de plus en plus hypothétiques du fait de la rareté des fossiles et de la recristallisation des faciès crétacés :
 - + la série d'*Eretria* est ambiguë, mais on peut au moins affirmer qu'il ne s'agit pas d'un haut-fond très peu profond, puisqu'elle est surtout constituée de faciès détritiques (à la base) et de calcaires fins à *Globotruncana* ;
 - + la série de *Velesinon* s'est probablement formée dans une zone déprimée, au moins après le Cénomaniens, recueillant d'abondants apports détritiques. Sa logique, inverse de celle des séries du bassin de Gavriani en Othrys orientale (biomicrites cénomaniennes puis faciès détritiques pour la série de *Velesinon* ; flysch puis calcaires microbréchiens ou fins à *Globotruncana* pour ceux de Gavriani) fait penser qu'il ne s'agit pas du prolongement vers le Nord du bassin de Gavriani ;
 - + la série de *Kastro Deli* est mal datée, mais ses faciès sont peu détritiques (sauf à la base), et correspondent surtout à des calcaires à Foraminifères benthiques et débris de Rudistes. Bien que ces calcaires soient bien lités et peu massifs -effet de la schistosité pour partie ?- ils pourraient témoigner d'un haut-fond (1, fig. 177 B) séparant les bassins de Gavriani (Othrys orientale) et de *Velesinon* (Chalkodonio oriental). Cependant, d'autres hypothèses sont envisageables (2 et 3, fig. 177 B), tant sur le plan de l'interprétation des microfaciès (2) qui sont intensément recristallisés, que sur le plan structural (problème des positions originelles des séries de *Kastro Deli* et de *Velesinon* (3)).

Nous verrons, en étudiant les terrains métamorphiques, que le problème est encore plus complexe, les faciès du bassin de Gavriani pouvant réapparaître dans la fenêtre de Dimini, près de Volos, alors que les mégabrèches à éléments pélagoniens dessinent une structure transverse (selon les affleurements actuels), de direction SW-NE, allant de Pelasgia (Othrys) à Argalasti (Pelion).

Les autres affleurements des zones internes :

Il n'est pas possible, étant donné l'importance du hiatus d'observation, de rechercher des équivalences avec les séries crétacées situées au Nord et à l'Est de Trikkala ; toutefois, on peut remarquer que là encore, les faciès, riches en Rudistes entiers ou en débris, recouvrent un soubassement de nature ophiolitique (série de Theopetra-Raxa), bien que celui-ci soit également surmonté par une couverture "pélagique" précoce de calcaires siliceux à Calpionelles du Tithonique-Berriasiens. Par ailleurs, des faciès détritiques et des calcaires fins surmontent les marbres pélagoniens à l'Est de Trikkala (série de Paliosamarina).

La même remarque peut être faite pour la série de Lechonia, quant à l'incertitude de ses relations avec les séries d'Othrys, dans la mesure où elle appartient à une unité tectonique indépendante (Klippes) d'origine probablement plus interne. Certaines séries, présentes dans la "zone d'Almopias" (Mercier, 1968), à niveaux détritiques du Santonien et calcaires fins campano-maestrichtiens, pourraient représenter un terme de comparaison, mais il s'agit là d'affleurements bien lointains pour de telles comparaisons de faciès, étant donné la nature des faciès considérés.

Enfin, il faut insister sur le fait que les formations décrites dans ce chapitre représentent une part essentielle des affleurements crétacés des zones internes (en dehors du domaine vardarien) situées au Nord du Sperchios. L'autre ensemble important de terrains crétacés transgressifs affleure dans l'"ensellement de Kozani", selon une direction SSW-NNE, allant du massif du Vourinos au Sud à celui du Vermion au Nord.

EOCENE MOYEN - QUATERNAIRE

I. GENERALITES

Je n'ai pas étudié en détail ces formations postérieures à la première phase tectonique majeure d'âge tertiaire, qui reposent en discordance sur le flysch maestrichtien-paléocène (éocène inférieur ?) ou les termes lithologiques sous-jacents. En conséquence, je signalerai simplement, d'après les données bibliographiques, les faits qui me paraissent avoir une importance, tant sur le plan paléogéographique, que sur celui de la datation des phases tectoniques. J'y ajouterai par ailleurs une description succincte des roches volcaniques récentes, présentes en Othrys orientale mais aussi dans le domaine métamorphique (massifs de Velanidia et du Pelion).

De nombreux auteurs se sont intéressés à ces niveaux récents dans les Hellénides, mais les travaux synthétiques restent rares ; on peut citer ceux de Brunn (1956) et Desprairies (*in* Dercourt *et al.*, 1977 et 1979) pour le sillon méso-hellénique de Grèce septentrionale, d'âge éocène moyen-supérieur à Miocène p.p. ; ceux de Guernet (1978) et de Keraudren (1970, 1972 et 1975) respectivement pour le Miocène et le Plio-quaternaire des Hellénides. Une synthèse des événements relatifs à la période Miocène-Quaternaire, s'adressant plus particulièrement à la partie méridionale des Hellénides, a été développée récemment par Angelier (1979) ; on y trouvera de très nombreuses indications bibliographiques.

Pour ma part, je ne m'intéresserai qu'aux formations des Hellénides orientales comprises entre le Sperchios au Sud et Kalambaka au Nord. Les publications utilisées seront signalées à l'occasion de la description de chacune des formations lithologiques décrites.

La carte (fig. 178) permettra de situer les principaux affleurements signalés dans le texte.

II. LE PALEOGENE

Bien que je n'ai pu moi-même caractériser l'Eocène inférieur dans le secteur étudié -seul le Paléocène a été mis en évidence- on peut admettre, par comparaison avec les régions voisines (Eubée, Locride et Attique ; Renz, 1955 ; Guernet, 1971 ; Degardin, 1972 ; Clément, 1976), que le flysch terminant le cycle sédimentaire antérieur à la phase tectonique tertiaire pouvait atteindre l'Eocène inférieur dans l'ensemble des zones internes.

Les formations paléogènes, postérieures à l'Eocène inférieur, ne sont bien datés dans le secteur considéré que dans la partie septentrionale, à l'Est de Trikkala-Kalambaka, c'est-à-dire au niveau de l'extrémité méridionale du sillon méso-hellénique (Brunn, 1956).

A. LES AFFLEUREMENTS PALEOGENES DU SILLON MESO-HELLENIQUE.

1. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS (fig. 179 A).

Un historique des découvertes paléontologiques relatives aux terrains paléogènes de cet ensemble figure dans les mémoires de thèse de Brunn (1956) et d'Aubouin (1959). A la suite des travaux de Brunn (1956), qui distingua les principales formations lithologiques et data l'Eocène supérieur à la base de l'ensemble (avec un doute toutefois), de Bizon *et al.* (1968) et de Savoyat *et al.* (légende des cartes de Trikkala, 1969 et Kalambaka, 1972) qui datèrent l'Eocène moyen-supérieur, de Desprairies (*in* Dercourt *et al.*, 1977 et 1979), et à moindre titre, d'Ardaens (1978), il apparaît que les formations paléogènes, présentes dans le sillon méso-hellénique, plus particulièrement au Sud de Kalambaka, sont les suivantes :

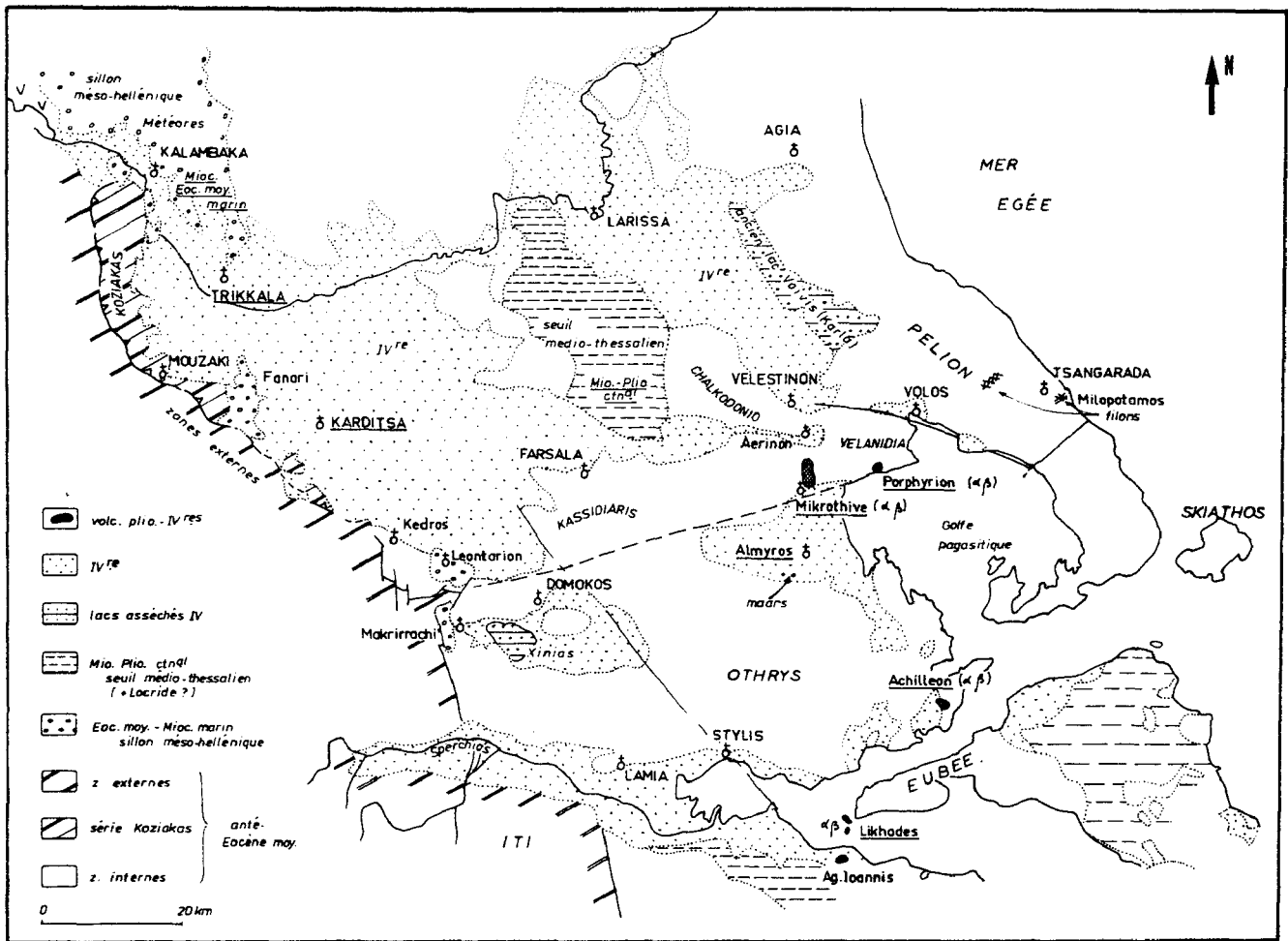


Fig. 178. - La période Eocène moyen-Quaternaire. Les principaux domaines d'affleurements.

- les calcaires organogènes de Vassiliki et les marnes de Rizoma, d'âge éocène moyen (lutétien supérieur) et éocène supérieur, d'après Bizon *et al.* (1968). Dans ces calcaires de Vassiliki, Ardaens (1978) a découvert, près du village de Vassiliki : "*Nummulites millecaput*", *N. biarritzensis*, *N. discorbinus*, *Grzybowskiella reticulata*, *Discocyclina cf. discus*, *D. sella*, *Asterocyclina sp.*, *Assilina gr. exponens* évoluée, *Fabiana sp.* et *Alveolina cf. fusiformis*, du Lutétien supérieur voire terminal (biozone biarritzienne) qui confirme, selon Blondeau, l'âge lutétien supérieur déjà proposé par Bizon *et al.* (1968) ;

- les marnes de Rizoma, finement silteuses, ont livré des microfossiles pélagiques abondants et bien conservés dont *Globorotalia sp.* et *G. centralis* (carte Kalambaka ; Savoyat *et al.*, 1972). Ces marnes correspondent, pour partie, à la formation de Krania (1 500 m) située au NW de Kalambaka et datée de l'Eocène supérieur (Brunn, 1956 ; Desprairies *in* Dercourt *et al.*, 1977) ;

- la formation d'Heptakorion (400 m sur la carte de Kalambaka) du Sannoisien-Stampien (Savoyat *et al.*, 1972), formée de conglomérats surmontés de marnes (au Nord) ou de grès et d'argilites versicolores (au Sud).

2. INTERPRETATION.

Les formations rappelées ci-dessus sont des formations marines essentiellement détritiques, en dehors des calcaires de base, d'âge lutétien supérieur.

La formation d'Heptakorion est discordante sur celle de Krania (marnes de Rizoma) et cache le contact de la nappe des zones internes et du Kozias sur la série pindique (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Desprairies *in* Dercourt *et al.*, 1977 et carte de Kalambaka, Savoyat *et al.*, 1972).

Les calcaires de Vassiliki et les marnes de Rizoma, ou la "Formation de Krania", d'âge lutétien supérieur-éocène supérieur, sont discordants sur différents niveaux des séries des zones internes : ophiolites près de Vassiliki (Savoyat *et al.*, 1972), marbres pélagoniens triasico-jurassiques sur la carte de Trikkala (Savoyat *et al.*, 1969). Par ailleurs, Desprairies (*in* Der-court *et al.*, 1977), reprenant les observations de Brunn (1956), indique que la formation de Krania est antérieure à la mise en place finale des structures tangentielle (chevauchement du flysch du Pinde par la nappe des roches vertes subpélagoniennes). Cependant, l'analyse des affleurements des zones internes présents sur la carte de Kalambaka montre que les terrains de l'Eocène moyen-supérieur n'ont pas été plissés de façon importante avant le dépôt des terrains oligocènes.

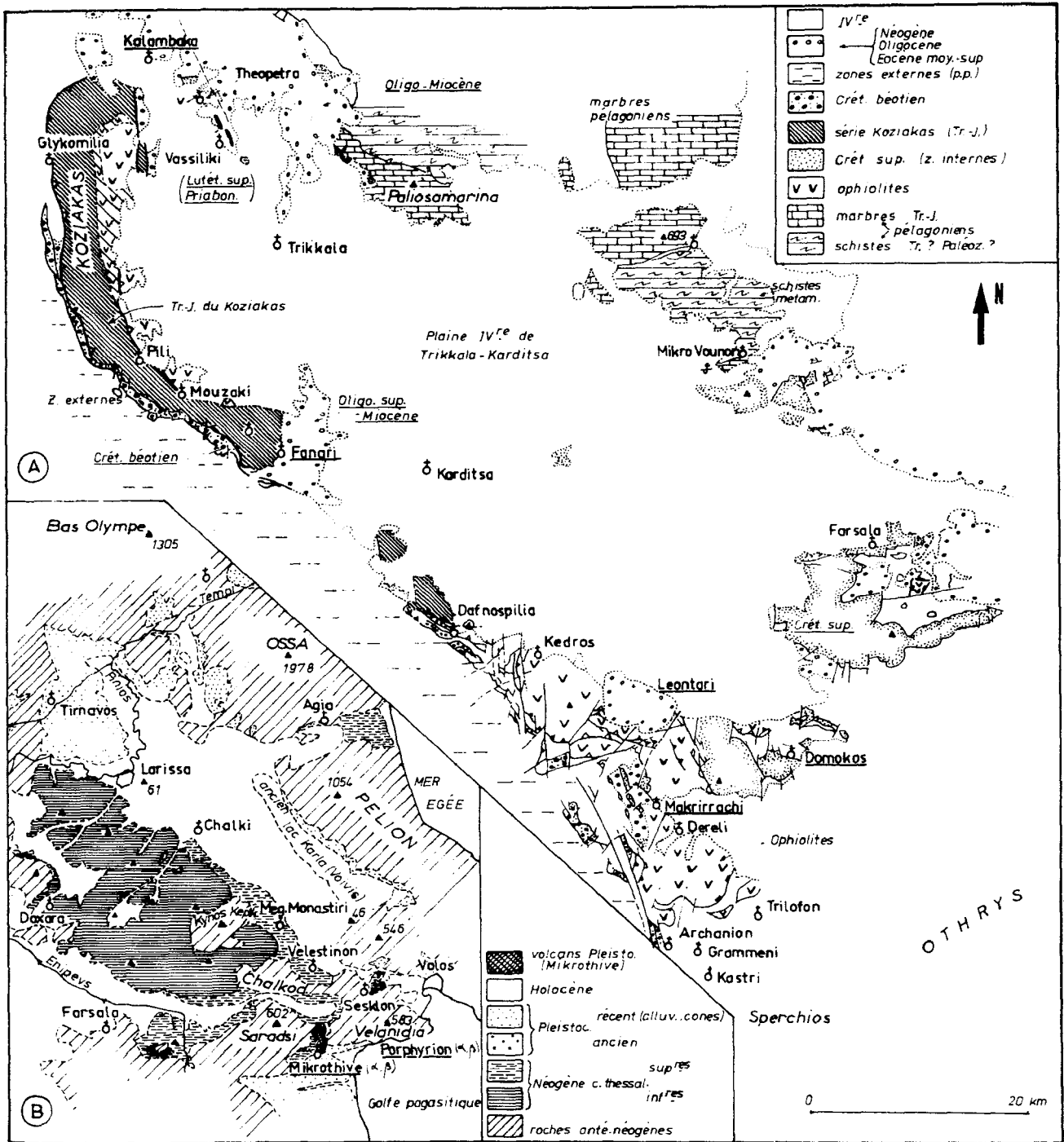


Fig. 179. - La période Eocène moyen-Quaternaire. - A. Détail des bordures de la plaine de Trikkala. - B. le seuil médio-thessalien d'après Schneider (1972, 1979).

B. AUTRES AFFLEUREMENTS.

1. LES AFFLEUREMENTS DE PHANARION (FANARI) (fig. 179 A).

Ces "molasses" situées à l'Ouest de Karditsa sont discordantes sur les séries de type Koziaikas ou le flysch plus occidental. Elles ont été attribuées au Stampien par Aubouin (1959), et à l'Aquitainien-Burdigalien par les auteurs de la carte de Karditsa à 1/50 000 (Savoyat *et al.*, 1969 b).

Jaeger (1979) a confirmé la présence du Miocène (série de Fanari) mais aussi de l'Oligocène supérieur sous la forme de calcaires organogènes, dits "couches de base", à *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Asterigerina* sp., *Nephrolepidina* sp. et *Amphystegina* sp.

Il s'agit incontestablement, comme le note Aubouin (1959), du prolongement des séries du sillon méso-hellénique vers le Sud.

2. LES AFFLEUREMENTS A L'OUEST DE DOMOKOS (fig. 179 A).

Les molasses discordantes sur le flysch et/ou sur les ophiolites des zones internes, forment deux petits bassins d'une dizaine de kilomètres de long chacun, centrés sur les villages de Leontarion au Nord et de Makrirachi au Sud.

Elles ont été attribuées à l'Oligocène ou à l'Oligo-Miocène sur la carte à 1/50 000 de Leontarion (Marinos *et al.*, 1962), sans argument paléontologique convaincant. Courtin (1979) fournit quelques précisions sur les grès et les conglomérats de cette série mais n'apporte aucune indication stratigraphique complémentaire.

Les auteurs de la carte de Leontarion (*op. cit.*) signalent des niveaux à "charbon bitumineux" mais aussi des Mollusques appartenant aux genres *Arca*, *Natica* et *Cardium*, indiquant un milieu probablement marin de très faible profondeur, au moins passagèrement.

III. LA PERIODE RECENTE : NEOGENE ET QUATERNAIRE

A. LES AFFLEUREMENTS DU SILLON MESO-HELLENIQUE : LE MIOCENE.

Les travaux des auteurs précédemment cités (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Savoyat *et al.*, 1969 a, b, 1972 ; Desprairies *in* Dercourt *et al.*, 1977 ; Desprairies, 1979) ont conduit à la mise en évidence de différentes formations lithologiques néogènes, dans le sillon méso-hellénique lui-même ou dans ses prolongements méridionaux (secteur de Phanarion et peut-être de Leontarion-Makrirachi) (fig. 179 A).

De bas en haut, ces auteurs (Brunn, Desprairies, *op. cit.*) reconnaissent :

- la "Formation de Pentalofon", d'âge aquitainien (4 000 m d'épaisseur maximum), constituée de conglomérats, grès et pélites, essentiellement d'origine pélagonienne ;
- la "Formation de Tsotilion", d'âge aquitainien-burdigalien (500 à 2 000 m), formée de marnes, de grès et de détritiques terrigènes grossiers provenant de cônes de déjections fluvio-deltaïques ;
- la "Formation d'Odria" (ou Ondria), d'âge burdigalien (20 à 50 m), dont les grès, calcaires et marnes n'affleurent que dans la partie nord-ouest du bassin ;
- la "Formation d'Orlias" enfin, de l'Helvétien (100 m), qui est elle aussi représentée par des grès et calcaires organogènes et occupe une surface réduite au centre du bassin.

Ces formations, qui sont toutes caractérisées par la présence de fossiles marins, correspondent à la succession la plus complète connue dans le sillon méso-hellénique ; dans sa partie méridionale, au Sud du parallèle de Kalambaka, qui nous intéresse plus particulièrement ici, on note quelques variations de faciès ou lacunes indiquant qu'il s'agit là, probablement, de bordures de ce "sillon" ; ainsi :

- les "conglomérats des Météores" (Brunn, 1956 ; Savoyat *et al.*, 1972) ont été paralélisés, en raison de leur faciès grossier et de leur position sur des marnes stampiennes, avec la Formation aquitanaise de Pentalofo. Des blocs de "gneiss" d'origine pélagonienne, atteignant 1 à 2 m³ sont signalés dans les affleurements les plus orientaux de ces conglomérats ;

- des niveaux brudigaliens sont figurés sur la carte de Trikkala (Savoyat *et al.*, 1969) sous la forme de calcaires organogènes (10 à 15 m), à grands Foraminifères (*Miogypsina*, *Lepidocyclina*, *Heterostegina*) surmontés de marnes bleues, silteuses et micacées. Ces niveaux reposent en transgression sur les "conglomérats des Météores supérieurs", des restes de calcaires créta-cés, des marbres triasico-jurassiques et les schistes sous-jacents du domaine pélagonien ;

- à l'Ouest de la plaine récente de Trikkala-Karditsa, affleure la "série de Fanari" (cf. paragraphe Paléogène) qui est attribuée, sur la carte de Karditsa (Savoyat *et al.*, 1969 b) à l'Aquitainien-Burdigalien grâce à une microfaune essentiellement pélagique. Les niveaux intermédiaires sont représentés par des conglomérats polygéniques à caractère continental ou fluviale, à galets provenant des ophiolites ou du soubassement pélagonien (schistes, gneiss).

B. LES FORMATIONS CONTINENTALES NEOGENES DU SEUIL MEDIO-THESSALIEN.

La description de ces terrains et la notion même de seuil médio-thessalien sont dues à Schneider (1962, 1972, 1979 a, b) à qui j'emprunterai les résultats exposés ci-dessous (fig. 179 B).

Entre les plaines récentes de Larissa et de Trikkala, réapparaissent des petits massifs de terrains anté-tertiaires tels que ceux du Chalkodonio (725 m) et du Mavrovouni (ou Kynos-Kephalae, 726 m) au Sud-Est, et celui de Mikro Vounon au Nord-Ouest. Ces massifs sont réunis entre eux par des formations néogènes qui dessinent un axe nord ouest - sud est, le "seuil médiotessalien" (Schneider, 1972, 1979).

Deux ensembles, qui se sont révélés être d'origine continentale, ont été distingués par cet auteur, au sein des séries néogènes du seuil médio-thessalien (fig. 179 B) :

- les couches thessaliennes inférieures ("Lower Thessalian Member"), de couleur claire et d'origine limnique-fluviale. Un âge miocène à pliocène (miocène supérieur ?) leur est attribué avec quelques réserves. Il s'agit de silts, de grès et de sédiments carbonatés. Ces couches affleurent sur des surfaces importantes, entre le massif du Chalkodonio au Sud-Est et la vallée du Pinios (à l'Ouest de Larissa) au Nord-Ouest ;

- les couches thessaliennes supérieures ("Upper Thessalian Member"), de couleur rougeâtre, d'origine fluviale ou purement terrestre, qui serait d'âge pliocène à pleistocène inférieur. Ce sont des sédiments silteux, des conglomérats et des limons bruns à intercalations d'éboulis, pouvant atteindre 60 m d'épaisseur. Leurs faciès sont très variés et leur sédimentation fortement influencée par les conditions locales. Ces couches affleurent naturellement en bordure des plaines quaternaires, sur les couches thessaliennes inférieures, mais elles reposent également directement sur les massifs anté-tertiaires tels que ceux du Chalkodonio, du Saradsi ou de Velanidia, plus à l'Est.

Une étude plus générale des "niveaux rouges" d'âge tertiaire récent ou quaternaire, présents dans les Hellénides, a été publiée récemment par Schneider (1979 b).

C. AUTRES FORMATIONS NEOGENES : LES AFFLEUREMENTS DU MASSIF DE L'OTHRYIS.

En dehors des bassins occidentaux de Leontarion et de Makrirachi supposés oligo-miocènes et qui pourraient à la rigueur représenter des témoins méridionaux du sillon méso-hellénique, différents affleurements, présents dans le massif de l'Othryis ou sur ses bordures, ont été attribués au Néogène (fig. 178).

Ces terrains constituent une partie des plaines qui découpent ou limitent le massif de l'Othryis, mais certains affleurements, de plus petite dimension en général, sont situés à des altitudes plus importantes.

Dans la légende des cartes à 1/50 000 de l'Othrys (Marinos *et al.*, 1957 à 1967), deux faciès sont distingués au sein des terrains attribués (sans certitude) au Néogène et principalement au Pliocène : un faciès continental d'eau douce, et un faciès marin. Malheureusement, il s'agit d'une légende commune à toutes les cartes et les rares fossiles cités ne sont donc pas obligatoirement présents dans les terrains signalés sur l'une quelconque de ces cartes.

Les faciès néogènes considérés sont formés d'argilites, de marnes, de calcaires marneux, de sables, de graviers et de conglomérats. Les deux faciès reconnus sont :

- des dépôts d'eau douce à lignites et *Limnaea*, *planorbis*, *Melanopsis* et *Vivipara* ;
- des dépôts marins côtiers à *Ostrea* et *Cardium*.

Les faciès marins semblent être surtout présents dans le secteur de Pelasgia, où le Néogène marin mais aussi continental, constitue les basses collines situées au Sud de l'accident tertiaire de Gavriani.

Le Néogène marin n'est signalé (carte de Myli ; Marinos *et al.*, 1957) qu'à proximité du bras de mer qui sépare l'Eubée de l'Othrys, indiquant qu'il s'agit là, très probablement, d'un trait ancien déjà différencié au Néogène p.p., si les datations sont exactes.

Les dépôts néogènes (?) continentaux sont plus largement répandus en Othrys. On connaît des faciès d'eau douce à plus de 300 m d'altitude à l'Ouest de Pelasgia (carte de Myli ; Marinos *et al.*, 1957), des faciès continentaux à 450 m d'altitude environ près d'Agios Ioannis au Sud de Vrinena, enfin des conglomérats grossiers (néogènes ?) atteignant 700 m d'altitude sur le revers méridional des monts Kassidiaris où ils recouvrent le flysch maestrichtien-paléocène (carte Domokos ; Marinos *et al.*, 1957 et Richard, 1980).

Sur les cartes à 1/50 000 de Myli (au Sud de Paleokerassea) et de Lamia (au Nord d'Agrilia) sont figurés des affleurements pour partie (Myli) ou totalement (Lamia) conglomératiques, attribués au Crétacé supérieur. D'après la nature des faciès observés sur le terrain (faciès vacuolaire, couleur, dureté des roches) et malgré la présence de fossiles crétacés (remaniés), il me semble qu'il pourrait s'agir, dans ces deux cas, de terrains néogènes.

D. LES PLAINES QUATERNAIRES.

Ces plaines occupent de vastes surfaces dans le secteur étudié avec (fig. 178) :

- au Nord, les plaines de Trikkala et de Larissa et leurs appendices méridionaux (plaine d'Aerionon...) ;
- au centre, les plaines d'Almyros et de Xinias, reliées entre elles par le synclinal de flysch maestrichtien-paléocène qui assure également la transition entre les massifs de l'Othrys et des Kassidiaris. La plaine d'Almyros est en fait un appendice du golfe pagasitique, qui lui-même ne correspond avec la mer ouverte que par une passe étroite de 5 km de large environ au niveau de Trikkeri ;
- au Sud, les plaines quaternaires sont plus étroites, elles bordent le bras de mer situé entre l'Othrys et l'Eubée, et se poursuivent vers l'Ouest par les sédiments quaternaires du Sperchios.

Les sédiments qui remplissent ces bassins quaternaires sont en général des sédiments continentaux, en dehors de quelques affleurements côtiers comme ceux de l'embouchure du Sperchios dont les variations ont été récemment analysées en détail pour la période historique (Zamani et Maroukian, 1979).

Il s'agit naturellement de graviers, de sables, d'argiles et de conglomérats qui, pour ceux qui présentent un caractère continental, sont d'origine terrestre, fluviatile ou limnique. De tels lacs n'existent plus dans les secteurs de la Phtiotide ou de la Thessalie étudiés dans ce mémoire, mais ils figurent -ou des restes de ces lacs figurent- encore sur des cartes récentes : c'est le cas de l'ancien lac Voivis-Karla (40 m d'altitude) au Nord de Volos, et l'ancien lac Xinias (450 m d'altitude environ) au Nord-Ouest de Lamia.

La position de ces plaines récentes est incontestablement indépendante des structures tectoniques tangentielles, d'âge tertiaire, et même semble-t-il des premiers mouvements positifs ou négatifs néogènes. Ainsi, l'ensemble néogène de Pelasgia n'a pas évolué en plaine quaternaire, même s'il est ouvert sur un bras de mer actuel. Le problème se pose également pour des ensembles de tailles plus importantes, tels que le sillon méso-hellénique (Eocène moyen-supérieur

à Miocène p.p.) et la plaine quaternaire de Trikkala : pour Brunn (1956), cette dernière serait la suite "logique" du sillon méso-hellénique, alors que pour Aubouin (1959), il s'agit de deux ensembles indépendants, la plaine de Trikkala n'étant qu'un élément particulier d'un système de bassins répartis selon une logique nouvelle propre aux failles quaternaires.

E. LE VOLCANISME RECENT,

1. LES PRINCIPAUX ENSEMBLES EFFUSIFS RECENTS.

Les principaux ensembles de roches effusives, d'âge récent (plio-quaternaire très probablement), figurent déjà sur la carte à 1/50 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954). Il s'agit des coulées d'Achilleion en Othrys orientale, au Sud du mont Tragovouni, et de Mikrothive dans l'angle sud-ouest du massif de Velanidia (fig. 178).

Les laves de Mikrothive ont été reconnues depuis très longtemps puisque quelques analyses figurent déjà dans les travaux de Lepsius (1893) et surtout de Ktenas (1927). Des laves, proches de celles-ci, ont été signalées par la suite à l'Est de Nea Anchialos (laves de Porphyrion-Kadiraga) par Georgiades (1958).

Les premiers travaux importants concernant les laves d'Achilleion en Othrys orientale semblent être ceux de Marinou (1958). Des structures volcaniques particulières (maars) furent ensuite mises en évidence sur le bord méridional de la plaine d'Almyros (Marinou et Papakis, 1965) et des roches effusives, souvent en filons, signalées dans le massif du Pelion (Georgiades, 1937 ; Tataris, 1960).

Pour ma part, en dehors d'observations ponctuelles sur les ensembles déjà cités, j'ai découvert un certain nombre de filons subverticaux non signalés par Tataris (1960) mais correspondant très probablement au même ensemble, sur le bord oriental du massif du Pelion près de la plage de Milopotamos-Tsangarada, par exemple (fig. 178).

2. SIGNIFICATION DU MAGMATISME RECENT D'OTHRYS ORIENTALE ET DES MASSIFS DU PELION-VELANIDIA.

a. AGE DES LAVES.

Les laves d'Othrys orientale (Achilleion) et de la bordure du massif de Velanidia (Mikrothive, Porphyrion) semblent être liées à celles du Nord de l'Eubée (Iles Likades) et d'Agios Ioannis près de Kamena Vourla. Ces différents ensembles sont attribués au plio-quaternaire en raison de leurs rapports avec les terrains récents ou de leur liaison avec l'arc hellénique (Ninkovitch et Hays, 1972 ; Pe et Panagos, 1976 ; Fytikas *et al.*, 1976).

Celles du Pelion sont moins bien étudiées, et c'est essentiellement pour des raisons de proximité et peut-être d'affinité chimique avec les laves précédentes, qu'elles peuvent être considérées comme des témoins de l'activité effusive récente.

Des laves liées à l'arc égéen ont pu être datées dans des secteurs plus méridionaux, de 2,7 MA (Fytikas *et al.*, 1976) et de 2,5 MA (Angelier *et al.*, 1977), respectivement à Crommyonia et à Milos.

b. NATURE ET SIGNIFICATION DES LAVES.

Les laves récentes (Achilleion, Kadiraga-Porphyrion) du secteur étudié ont été analysées en détail par Pe et Panagos (1976). Selon ces auteurs, ces laves correspondent aux types lithologiques suivants :

- Kadiraga-(Porphyrion) : andésite latitique ;
- Mikrothive : andésite et andésite latitique ;
- Achilleion : andésite et andésite latitique.

Il ressort de ces études que les laves se rapprochent des séries shoshonitiques et qu'elles constituent, comme l'ont également envisagé d'autres auteurs (Ninkovitch et Hays, 1972 ; Fytikas *et al.*, 1976), la terminaison nord-occidentale de l'arc volcanique calco-alcalin plio-quaternaire.

Si cette interprétation paraît vraisemblable, d'après le "parallélisme" observé sur carte entre cet arc volcanique interne -y compris les volcans d'Othrys- et le dessin des fosses helléniques (cf. Angelier, 1979 ; fig. 261, p. 363, par exemple), en revanche, certaines particularités ne s'expliquent pas aisément ; ainsi :

- Pe et Panagos (1976) notent l'existence de particularités pétrographiques et géochimiques pour les laves du Nord de l'Eubée et d'Othrys orientale-Velanidia : ces laves montreraient, par rapport aux autres laves quaternaires de l'arc sud-égéen, des indices de différenciation très élevés pour des pourcentages de silice équivalents. Ils considèrent, par ailleurs, que le magma parent de ces laves (N-Eubée et E-Othrys) a dû subir une contamination, probablement différente d'une simple contamination crustale, faisant intervenir de l'eau, pouvant provenir des sédiments subductés ;

- Angelier (1979, p. 366) note qu'"une rotation Afrique-arc hellénique de 30° autour d'un pôle approximatif à 40° N - 18° E rend compte de la distribution de la sismicité intermédiaire égéenne... et que cette rotation s'accorde avec la position des principaux volcans. Ne font exception que les petits pointements volcaniques de Thèbes (Mikrothive), Achilleion et Likhades".

Cet auteur ajoute : "la distribution des séismes intermédiaires suggère il est vrai que le panneau plongeant ne parvient pas sous cette région" et constate en conséquence que le pôle de rotation retenu n'est pas le bon ou bien que le volcanisme considéré n'est pas lié à la subduction.

Il y a là une ambiguïté certaine, que des travaux plus approfondis sur l'âge et le chimisme des laves ou sur l'ampleur et la forme du panneau subducté permettront peut-être de résoudre ;

- les termes semi-effusifs du Pelion ont une distribution plus dispersée (nombreux filons) et les analyses chimiques (Tataris, 1960), comme les lames minces, révèlent leur richesse en silice ou en quartz, ainsi qu'en amphiboles.

La proximité de l'accident majeur qui limite à l'Ouest la mer Egée et se poursuit vers le Nord dans la zone du Vardar, incite à la prudence quant aux liaisons éventuelles entre ces laves et l'arc égéen.

F. LES PHASES TECTONIQUES NEOGENES ET QUATERNAIRES.

De nombreux travaux récents portent sur l'étude de ces phases récentes dans l'ensemble des Hellénides, en liaison notamment avec l'évolution de l'arc égéen (Mercier, 1979 ; Angelier, 1979). En ce qui concerne le secteur étudié, on peut retenir les études faites pour les bordures du Sperchios et en Eubée (Pechoux *et al.*, 1973 ; Mercier *et al.*, 1976 ; Philip, 1976).

Des synthèses claires de ces événements dans le secteur égéen interne (mer Egée) ont été publiées par Mercier (1979) et Angelier (1979). Pour Mercier, deux phases de compression importantes sont retenues : à la limite Miocène supérieur-Pliocène (5-7 MA) d'une part, dans le Pleistocène ancien (après 3 MA et avant 0,7 MA) d'autre part. Ces phases de compression sont séparées par des périodes où l'extension domine. Pour Angelier, il existerait une phase compressive antérieure (10-12 MA), mais la période plio-quaternaire serait cependant essentiellement caractérisée par une extension dominante dans ce secteur de l'Egée interne, en dehors de quelques pulsions compressives près du golfe maliaque (Lemeille, 1977 *in* Angelier *op. cit.* ; Lemeille *et al.*, 1977). Il s'agit là d'analyses portant en général sur des accidents subverticaux ou inverses, à faible rejet horizontal ; cependant, des chevauchements importants affectant le Miocène inférieur et peut-être moyen, ont également été signalés dans les Cyclades, à Naxos par exemple (Jansen, 1973 ; Angelier *et al.*, 1978 ; Angelier, 1979).

De tels chevauchements majeurs ne semblent pas affecter les terrains miocènes marins (sillon méso-hellénique) ou continentaux (seuil médio-thessalien) du secteur considéré.

III. LA PERIODE EOCENE-ACTUEL : CONCLUSIONS GENERALES

Les faits exposés dans ce chapitre correspondent, pour une faible part, à des observations personnelles et pour l'essentiel, à des résultats provenant de la littérature.

A. BILAN DES OBSERVATIONS.

1. LES SEDIMENTS MARINS.

L'essentiel de ces sédiments est représenté dans le secteur étudié par les affleurements méridionaux du sillon méso-hellénique, qu'ils soient encore en liaison directe avec les affleurements du sillon (cas des terrains situés près de Kalambaka et Trikkala) ou séparés de ceux-ci par les plaines récentes quaternaires (série de Phanarion-Fanari et peut-être de Leontarion-Makrirachi en Othrys occidentale). L'existence de faciès de bordure et l'absence constante de ces sédiments en d'autres lieux montrent que ce sillon était cantonné à la partie occidentale des zones internes au Nord du Sperchios.

Les principaux faciès reconnus au Sud de Kalambaka appartiennent : au Lutétien supérieur-Priabonien, à l'Oligocène, et au Miocène (Aquitarien à Helvétien).

D'autres sédiments, d'âge néogène, ont livré quelques fossiles marins, notamment dans le secteur de Pelasgia en Othrys orientale (Marinos *et al.*, 1957).

2. LES SEDIMENTS CONTINENTAUX.

Ils sont mal datés mais semblent en général plus récents que ceux du sillon méso-hellénique.

Le Néogène est présent avec certitude au niveau du seuil médio-thessalien (Schneider, 1972) d'une part, et des différentes plaines ou basses collines d'Othrys, d'autre part (Marinos *et al.*, 1957 à 1967). Il s'agit de formations limniques ou fluviatiles passant vers le haut à des formations terrestres, d'âge plio-quaternaire.

Les sédiments quaternaires sont également d'origine continentale sauf en bordure des rivages marins actuels (embouchure du Sperchios et partie occidentale du golfe pagasitique...). Ce sont des sédiments fluviatiles, limniques, mais aussi terrestres (éboulis, etc...). Ils occupent de vastes surfaces à basse altitude (plaines de Trikkala, de Larissa, d'Almyros), mais parfois des plaines plus élevées, de petite dimension, comme la plaine de Xinias au Sud de Domokos (450 m d'altitude environ).

3. LES ROCHES EFFUSIVES RECENTES.

Trois pointements de laves récentes de type latite et andésite latitique (Pe et Panagos, 1976) affleurent dans la partie orientale du secteur considéré (laves d'Achilleion ; laves de Mikrothive et de Porphyrion).

Ces ensembles seraient de nature shoshonitique (Pe et Panagos, 1976). Ils pourraient constituer avec les affleurements de laves du Nord de l'Eubée (Ile Likades) et de Kamena Vourla sur le continent (Agios Ioannis) la partie nord-occidentale de l'arc volcanique égéen (Ninkovitch et Hays, 1972 ; Vilminot et Robert, 1974), mais des différences géochimiques existent par rapport aux laves de la partie méridionale, la plus caractéristique, de l'arc (Pe et Panagos *op. cit.*) et des anomalies apparaissent au niveau de la répartition des séismes intermédiaires observés sous ces volcans et par rapport à certaines reconstitutions du panneau subducté (Angelier, 1979).

Un quatrième groupe de laves récentes, d'âge non précisé, affleure dans le Pelion, mais ces laves diffèrent des ensembles précédents.

B. SIGNIFICATION DES AFFLEUREMENTS OBSERVES.

1. PRINCIPALES PHASES TECTONIQUES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES D'APRES L'ETUDE DES SEDIMENTS.

- La première phase importante affectant les zones internes est comprise entre la fin du dépôt du flysch maestrichtien-paléocène et le Lutétien supérieur nettement discordant.

La présence d'Eocène inférieur à la partie supérieure du flysch en Eubée (Guernet, 1971) et en Attique-Locrie (Renz, 1955 ; Degardin, 1972 ; Clément, 1976), au Sud du Sperchios il est vrai, conduit à admettre que cette phase est comprise entre l'Yprésien p.p. et le Lutétien terminal. Cette phase n'affecterait que les zones internes (phase transverse ?).

Les affleurements d'Eocène moyen-supérieur ne reposant que très localement sur les terrains du cycle crétacé-éocène inférieur, les possibilités de déterminer les caractéristiques de cette phase (types de plis, direction...) sont très limitées.

- Le second événement tectonique tertiaire est marqué par la discordance de l'Oligocène sur les niveaux sous-jacents du Lutétien supérieur-Priabonien et leur soubassement, mais aussi sur les contacts anormaux séparant les séries du Koziakas ou les ophiolites du flysch éocène des zones externes, qui dans la zone du Pinde atteint, au moins dans certains secteurs, le Priabonien.

C'est la première phase majeure de tectogenèse des zones externes qui se développera ensuite de façon plus ou moins progressive vers l'extérieur. Il s'agit ici d'une phase de direction dinarique.

- Les épisodes tectoniques suivants résultent essentiellement de l'analyse de déformations cassantes ; elles ont abouti, pour l'Egée interne, à la reconstitution d'une succession de "phases" de compression et d'extension depuis le Miocène (Mercier, 1979 ; Angelier, 1979).

Les phases de compression ne seraient importantes qu'au Miocène dans ce secteur, alors qu'au Plio-Quaternaire, l'extension par failles normales serait prédominante et ne serait interrompue que par des compressions modestes (Angelier, 1979), notamment sur les bords du golfe maliaque (Philip, 1976 ; Lemeille *et al.*, 1977).

Ce calendrier ne s'applique qu'à la région étudiée, les autres secteurs helléniques étant soumis à des régimes de contraintes quelque peu différents.

2. REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES.

Au moment de la première phase tectonique tertiaire, après le dépôt du flysch maestrichien-paléocène (éocène inférieur ?), la mer se retire des zones internes. Elle ne revient qu'à la fin du Lutétien et au Priabonien, époque à laquelle naît le sillon méso-hellénique, mais celui-ci est limité à la partie occidentale des zones internes. La mer revient d'ailleurs également dans le domaine vardarien, à l'emplacement de la zone de Peonias, à l'Eocène supérieur (Mercier, 1968).

Après une nouvelle phase tectonique, la mer transgresse à l'Oligocène, toujours dans ce même secteur occidental des zones helléniques internes. Jusqu'à l'Helvétien, on note ensuite des variations relativement moins importantes (différence d'étalement du sillon, variations de l'origine et de la granulométrie des apports).

Un des problèmes qui subsistent est de déterminer si ce sillon méso-hellénique se prolongeait loin vers le Sud. On sait qu'il atteignait le secteur de Phanarion (Fanari) et peut-être l'Othrys occidentale, mais certains auteurs (Bornovas, 1960) considèrent qu'il existe des prolongements de ce sillon dans l'intérieur même de la zone du Parnasse, au Sud du Sperchios.

Enfin, la mer se retire au cours de la partie supérieure du Miocène, puisque des gisements de cet âge, à fossiles continentaux, sont signalés sur les faciès marins (Brunn, 1956).

C'est ensuite une évolution de type continental pour la quasi-totalité du secteur considéré, avec localement en bordure de certains rivages marins actuels, quelques dépôts marins néogènes (pliocènes ?) connus dans le secteur de Pelasgia (Marinos *et al.*, 1957). Ceux-ci appartiendraient à la zone du Pliocène marin, à faciès épicontinental, avec îles nombreuses, développée dans la partie septentrionale du bassin égéen (Keraudren, 1975).

L'image actuelle des côtes ne serait acquise que très tardivement au Quaternaire (Keraudren, 1975).

CONCLUSIONS GENERALES

I. BILAN DES OBSERVATIONS

A. LES FORMATIONS LITHOLOGIQUES.

1. AGE DES TERRAINS.

Les terrains sédimentaires les plus anciens ont été datés, en Othrys centrale et orientale, du Permien supérieur. Des amphibolites situées sous ces formations permienues ont livré un âge (K/Ar) de l'ordre de 310-320 MA.

Les périodes les mieux représentées correspondent au Trias, au Jurassique et au Crétacé supérieur, et des lacunes importantes existent dans certaines séries au Crétacé inférieur et au cours du Tertiaire.

2. NATURE DES FACIES SEDIMENTAIRES ET DES ROCHES ERUPTIVES RENCONTREES.

Ces faciès montrent une grande diversité (fig. 180).

Les formations carbonatées sont abondantes, mais pas obligatoirement dominantes :

- des calcaires massifs, de plate-forme, existent au Werfeno-Anisien dans les séries maliaques, au Trias-Jurassique dans les séries pélagoniennes et au Crétacé supérieur en Othrys occidentale par exemple ;

- parmi les formations carbonatées plus "pélagiques", on peut retenir les calcaires siliceux à Conodontes du Trias (séries maliaques) et les calcaires noduleux de type "Ammonitico-Rosso", eux-aussi d'âge triasique, très souvent présents à l'état d'olistolithes, en bordure du Sperchios notamment, ou d'âge jurassique supérieur (Theopetra) ;

- les niveaux carbonatés détritiques sont bien représentés tant dans le Crétacé supérieur (Othrys centrale et orientale) que dans le Jurassique (séries maliaques de transition, séries du Koziakas).

Les formations détritiques terrigènes correspondent surtout à des faciès rythmiques de type flysch, connus dans le Crétacé inférieur (séries béotiennes), le Crétacé supérieur basal (Othrys orientale) et naturellement, le Maestrichtien-Paléocène (flysch sommital de la plupart des séries étudiées).

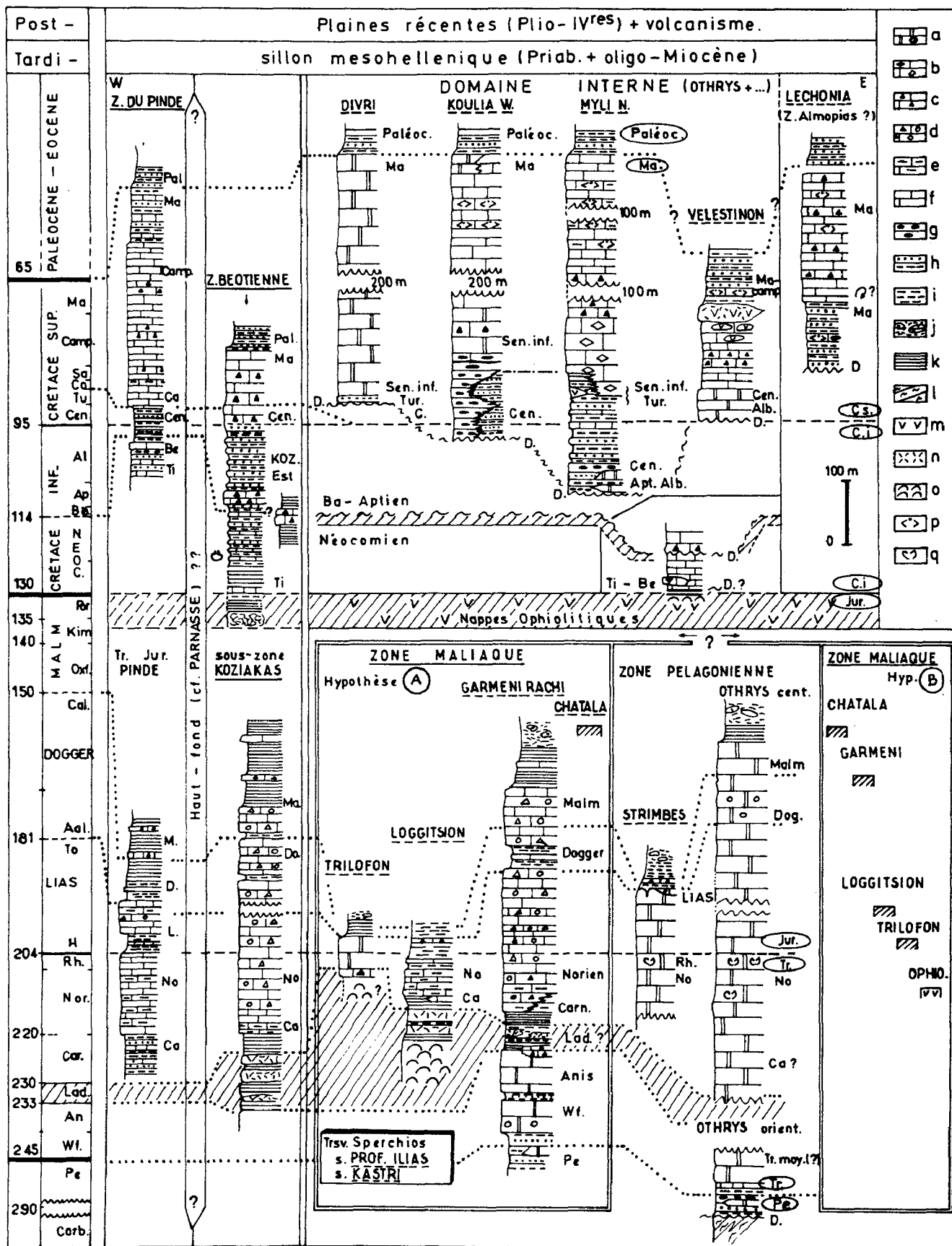
Les autres ensembles terrigènes correspondent à des formations gréseuses et conglomératiques (Permien), des formations pélitiques (Jurassique des séries maliaques de Loggitsion) et parfois même, des formations chaotiques ("Volcano-Détritique" du Malm, wildflyschs crétacés d'Othrys orientale méridionale, olistolithes du Chalkodonio, etc...).

Les radiolarites et les roches éruptives sont surtout connues en Othrys centrale et occidentale :

- les radiolarites sont surtout développées au Ladinien (?) - Carnien et au Jurassique supérieur (séries maliaques, séries du Koziakas et même séries pélagoniennes au Malm) ;

- les ensembles éruptifs reconnus appartiennent aux ophiolites (péridotites et pillow-lavas surtout, en Othrys occidentale), mais aussi à un épisode effusif daté du Trias moyen et caractérisé par des pillow-lavas (série transitionnelle à tendance alcaline).

Cette impression de développement très important des formations radiolaritiques et éruptives est renforcée par le fait que ces roches sont également présentes dans des formations chaotiques telles que le "Volcano-Détritique" du Malm ou dans des ensembles détritiques du Crétacé supérieur.



3. SIGNIFICATION DES FACIES.

Le détail de l'analyse de ces faciès figure dans les conclusions des différents chapitres précédents (chapitres I à VI) et des données générales seront exposées dans le paragraphe relatif à l'évolution des zones étudiées (*cf. infra*, paragraphe II).

B. LES SERIES.

Les principales séries lithologiques non métamorphiques reconnues dans le secteur étudié sont reportées sur la figure 180.

L'analyse détaillée des successions de faciès montre qu'il existe des périodes de relative stabilité, limitées par des coupures importantes marquées par des lacunes, des discordances angulaires ou des conglomérats de transgression.

Au cours de chacune de ces périodes, on note soit une certaine homogénéité des faciès (séries pélagoniennes), soit des variations faciologiques importantes (séries de Loggitsion et de Garmeni Rachi par exemple).

Ces coupures majeures et ces variations de second ordre permettent de définir un certain nombre d'étapes dans l'évolution paléogéographique du secteur étudié (*cf. infra*, paragraphe II).

Les évolutions faciologiques reconnues au sein de chacune des périodes considérées gardent en général une signification globale assez constante, ce qui permet de déceler les différences fondamentales qui peuvent exister entre les séries.

Il est ainsi possible de regrouper les séries en zones isopiques représentant les éléments paléogéographiques caractéristiques de chacune des périodes.

L'apport du travail ici présenté porte principalement (*cf. infra*, paragraphes II et III) sur :

- la définition de la zone isopique maliaque ;
- la notion de zone isopique pélagonienne ;
- des réflexions sur les définitions des zones et sous-zones ultra-pindiques et béotiennes, et des zones du domaine vardarien.

II. LES ETAPES DE L'ÉVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE D'APRES LES SERIES ETUDIEES

A. QUELQUES TEMOINS DES EVENEMENTS HERCINIENS.

Sous les terrains datés du Permien supérieur, affleurent, en Othrys orientale, des schistes ocellés et des amphibolites homogènes qui ont été datées de 332 ± 11 MA à 314 ± 10 MA (ou 325 ± 11 MA à 307 ± 10 MA, selon les constantes utilisées) par la méthode K/Ar sur les hornblendes vertes.

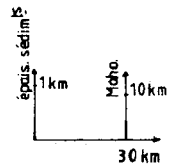
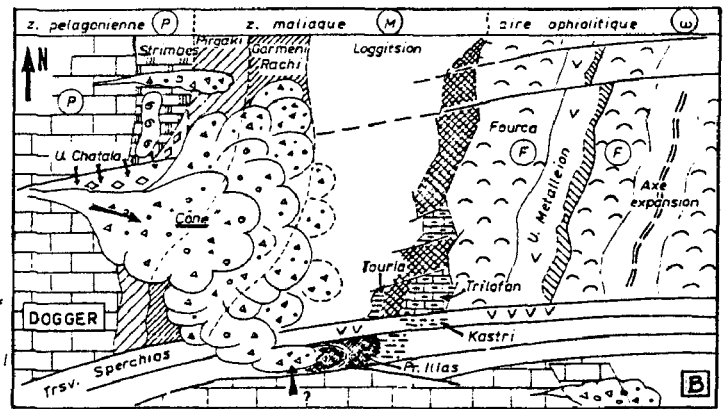
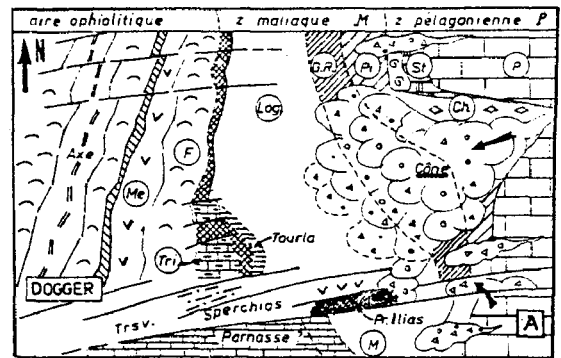
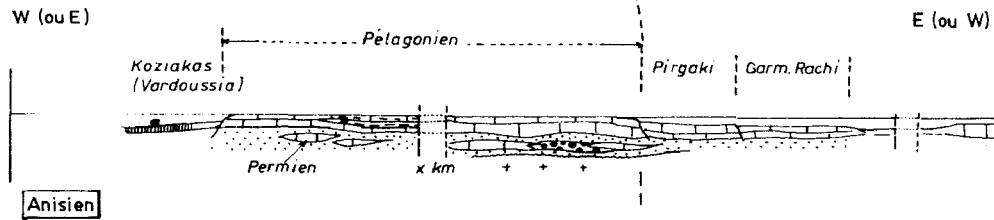
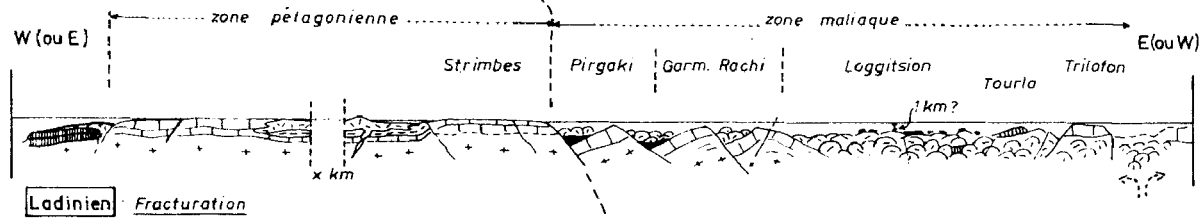
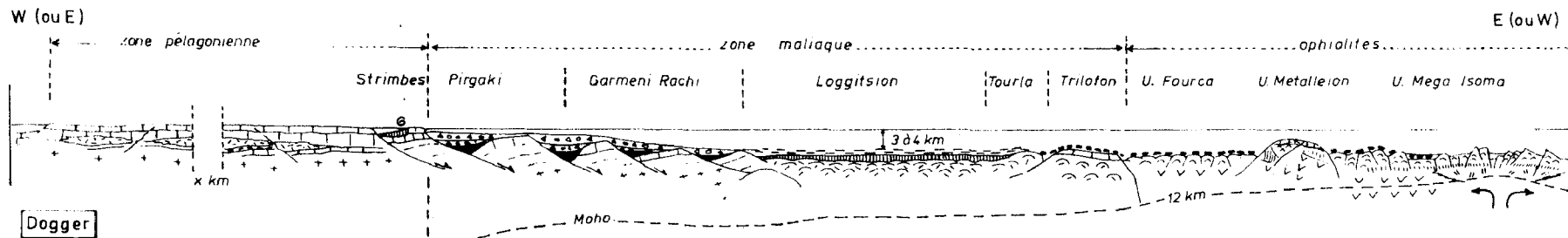
Fig. 180. - Schéma des principales colonnes stratigraphiques.

a. calcaires massifs "néritiques", parfois à oolithes (cercles). - b. mégabrèches calcaires. - c. calc. bréchiques ou microbréchiques. - d. calc. allodapiques (turbidites à oolithes et lithoclastes, etc...). - e. calc. siliceux. - f. calc. fins en bancs peu épais. - g. conglomérats à galets arrondis. - h. grès et pélites, parfois flysch. - i. formations pélitiques rouges (Loggitsion, Pinde). - j. formations chaotiques "volcano-détritiques" du Malm. - k. radiolarites. - l. schistes ocellés (hercyniens). - m. ophiolites. - n. laves diverses. - o. pillow-lavas. - p. Globotruncana. - q. Megalodon.

Série du Pinde d'après Fleury (1980) ; série crétacée béotienne en partie d'après Courtin (1979) et Jaëger (1979) ; série crétacée du Koziakas-Est d'après Jaëger (1979).

Echelle des temps d'après Odin et Kennedy (1982).

Remarque : les deux hypothèses relatives à la position de la zone isopique maliaque par rapport à la zone isopique pélagonienne ont été schématisées. Les ophiolites n'ont été figurées que dans le cadre D.



Ces formations pourraient être pour partie d'origine sédimentaire et pour partie d'origine éruptive (granites et diorites transformées en orthogneiss avant le Permien ?).

B. DU PERMIEN A L'ANISIEN.

Au Permien, on note la présence de grès et arkoses, plus ou moins métamorphiques (certains donnant des schistes ocellés), de conglomérats à éléments siliceux et de lentilles calcaires à Fusulines, indices de dépôts à faible profondeur.

Au Trias inférieur et à l'Anisien, s'installent des faciès carbonatés massifs, à Algues et oolithes, caractéristiques d'une plate-forme également située à faible profondeur (fig. 181).

Il n'existe pas de discordance entre le Permien et le Trias dans ce secteur.

C. LA PERIODE LADINIENNE (ANISIEN TERMINAL-CARNIEN P.P.) : FRACTURATION (RIFTING).

Cette fracturation est marquée par l'apparition d'un volcanisme effusif important, représenté par des pillow-lavas riches en amygdales de calcite appartenant à une lignée transitionnelle évoluant vers des termes peralcalins de type trachyte (fig. 181).

Les sédiments associés sont des brèches calcaires (éléments paléozoïques à anisiens), des radiolarites et des argiles noirâtres, témoignant probablement d'un milieu confiné (série de Garmeni Rachi).

Les trachytes semblent être alignés selon deux axes privilégiés qui pourraient correspondre à deux éléments majeurs des zones isopiques qui prennent naissance à cette époque (cartes ; fig. 181) :

- un axe Est-Ouest : la "Transversale du Sperchios" ;
- un axe NE-SW passant par la colline de Tourla, en Othrys occidentale.

Fig. 181. - Quelques étapes de l'évolution des zones pélagonienne et maliaque.

- Coupes. Interprétations schématiques. - a. calcaires massifs néritiques. - b. calcaires pélagiques parfois noduleux à Ammonites. - c. faciès détritiques fins ou grossiers du Permien. - d. formations "syn-rift" argiles, radiolarites, brèches. - e. calcaires allodapiques à lithoclastes et oolithes remaniées. - f. pélites rouges (Loggitsion) et calcaires marneux. - g. radiolarites. - h. pillow-lavas triasiques. - i. coulées et tufs triasiques. - j. croûte et manteau anormal de la zone d'expansion. - k. croûte océanique. - l. socle ancien (hercynien). Les épaisseurs des sédiments sont nettement exagérées (voir échelle).

A. à l'anisien présence d'une plate-forme présentant quelques différenciations locales (variations d'épaisseur etc...). - B. Ladinien : période de fracturation marquée par un volcanisme sous-marin abondant. - C. au Dogger le bassin s'est agrandi par amincissement crustal et rotation de blocs le long de failles listriques ; apparition de croûte océanique.

- Cartes correspondant à la période Dogger. - Deux hypothèses sont proposées selon que le bassin maliaque se trouve à l'Est (B) ou à l'Ouest (A) de la zone pélagonienne. Les deux schémas ne sont pas symétriques en raison des problèmes liés à la transversale du Sperchios et de l'existence ou non de la zone du Parnasse au Sud de celle-ci dans les secteurs représentés. La reconstitution (A) explique plus simplement la disposition des éléments observés en Othrys tels que la position des faciès condensés de l'unité du Strimbès (figuré Ammonite) ou les variations de faciès de l'unité de Chatala ; mais pour des raisons d'ordre général l'hypothèse (B) sera également développée (cf. 4^e et 5^e partie).

Par ailleurs, il est possible que des différenciations anté-ladiniennes aient servi de guide lors de cette fracturation : ainsi, on constate que l'unité de Pírgaki, proche de la plate-forme pélagonienne, possède des niveaux werféno-anisiens beaucoup plus épais que ceux de l'unité de Garmeni Rachi, plus distale.

La série néritique de Trilofon, du Ladinien-Carnien, est le témoin de l'existence de blocs surélevés à la limite non pélagonienne du bassin maliaque naissant.

Dans le secteur correspondant aux séries du Koziakas, les roches effusives, très porphyriques, apparaissent différentes de celles de l'Othrys (étude en cours).

Quoi qu'il en soit, il s'agit là incontestablement d'une période de fracturation majeure du bâti initial, qui engendre la formation de bassins et de zones surélevées qui donneront les principales zones isopiques.

D. LA PREMIERE PALEOGEOGRAPHIE ALPINE ; TRIAS SUPERIEUR-MALM (100 MA environ).

1. GENERALITES.

Cette période, relativement longue, est marquée par une certaine permanence des faciès, tant dans la zone pélagonienne que dans la zone maliaque, notamment pendant le Jurassique. Un modèle d'évolution de la marge, par distension, est proposé pour expliquer la nature et la distribution des faciès (fig. 181).

Durant cette période, la zone pélagonienne correspond globalement à une plate-forme néritique en fait assez peu subsidente, comparée aux plates-formes plus externes (Gavrovo-Tripolitza, Paxos-Zanthe : Thiébault, 1982). La période de subsidence la plus active semble correspondre au Trias supérieur (calcaires à Involutinidés).

Les évolutions faciologiques de la série de Loggitsion s'expliquent assez bien, en faisant intervenir les fluctuations de la C.C.D. et l'enfoncement du bassin (fig. 182). Il n'en est pas de même des séries maliaques de transition qui sont caractérisées par la présence d'une épaisse formation de calcaires allodapiques, dans lesquels s'intercalent des niveaux de calcaires à Radiolaires et parfois des lits pélitiques. Ces calcaires "redéposés" sont riches en oolithes remaniées et lithoclastes provenant de la plate-forme pélagonienne (surtout les éléments à Involutines du Trias supérieur). Cette formation correspond très probablement à un cône sous-marin (Price, 1977) ; ceci expliquerait qu'on ne la retrouve pas, ailleurs, dans les Hellénides internes.

Les faciès du Koziakas rappellent ceux des séries maliaques de transition, mais ici les unités ne montrent pas d'évolution importante d'épaisseur ou de nature des calcaires "redéposés" à extraclastes, en allant du Nord au Sud.

Le problème principal est posé par l'apparition des radiolarites à la base du Trias supérieur (Carnien ?) dans les séries maliaques et au sommet des différentes séries jurassiques. Ces problèmes ont été signalés dans les conclusions des chapitres II et III et seront abordés ci-dessous (paragraphe D 2).

En ce qui concerne les pélites, des données préliminaires ont montré que des séries atypiques, telles que celles de Profitis Ilias, appartenaient bien (au Malm) au même bassin que les séries de Loggitsion. Cette série de Profitis Ilias est caractérisée par une lacune complète du Norien et du Lias (Dogger p.p. ?). Cette particularité paraît être liée à la présence d'une activité importante au niveau de la "Transversale du Sperchios" au cours du Trias-Jurassique.

Cette période se termine par une homogénéisation des faciès qui deviennent pélito-radiolaritiques au cours du Malm. Comme à l'Anisien dans les séries maliaques, quelques bancs bréchiques ou à "filaments" séparent les calcaires pélagoniens néritiques des radiolarites sus-jacentes au Malm.

2. APERCU SUR LES ESTIMATIONS BATHYMETRIQUES.

L'évolution bathymétrique de chacun des bassins sédimentaires n'a pu être estimée très précisément dans le secteur étudié. Des tentatives intéressantes, fondées sur des travaux récents,

ont été effectuées par Thiébault (1982) sur les séries des zones externes, beaucoup mieux connues sur le plan stratigraphique que les séries des zones internes.

Dans la mesure où les séries maliaques présentent une succession de faciès comparable à celle des séries pindiques au moins au Trias, il m'a paru intéressant d'utiliser, à titre d'hypothèse, ces courbes "pindiques" pour analyser l'évolution des séries maliaques (fig. 182).

a. SERIE DE LOGGITSION.

Si l'on tient compte de la quantité importante et de la nature de l'effusif triasique dans cette série, d'une part, et du lien probable de celle-ci avec une croûte océanique (au moins à partir d'un "certain" Jurassique) d'autre part, il est logique d'admettre que le taux d'amincissement (β) est, au moins, aussi important que celui proposé pour les séries pindiques ; j'admettrai donc : $\beta \gg 3$.

Deux problèmes me paraissent devoir être discutés (fig. 182).

a1. Les radiolarites du Carnien (Ladinien à Norien inférieur).

Les courbes retenues, en fonction du point de départ de la période de fracturation (rifting) ou de la série considérée (Loggitsion ou Garmeni Rachi) indiquent des profondeurs atteignant au maximum 1 000 m. Cette dernière valeur correspond à celle proposée par Thiébault (1982) pour les jaspes carnien du Vardoussia décrits par Ardaens (1978).

Pour Thiébault (1982), le phénomène ne serait pas lié à l'époque considérée mais caractériserait plutôt la période juvénile des bassins nés par extension puisqu'un phénomène identique est observable dans le sillon ionien au Dogger-Malm. Cette comparaison avec le sillon ionien souffre toutefois du fait que la C.C.D. semble particulièrement peu profonde au Dogger-Malm, même si l'on tient compte d'observations faites sur des bassins évolués (fig. 182).

Par ailleurs, le rôle de "réservoir de nourriture et de silice" (Thiébault, *op. cit.*) que joueraient éventuellement les bassins de type océanique existant à cette époque (Téthys et Mésogée) n'a de valeur que si l'on admet la présence d'une "Téthys permanente" et d'une Mésogée différenciée dès cette époque, à proximité des zones helléniques (échanges dus à des courants de surface et de profondeur) : ceci reste à démontrer.

La multiplicité des causes envisageables ne permet pas, me semble-t-il, de déterminer la nature du facteur prédominant dans l'installation de ces faciès radiolaritiques triasiques précoces. Cependant, on peut remarquer que chacune des caractéristiques reconnues constitue un facteur favorable à l'installation de ces faciès : abondance du volcanisme (richesse des eaux en SiO_2 ?) ; étroitesse des bassins néoformés (position de la C.C.D. élevée dans ces types de bassins, quelle qu'en soit la cause principale) ; modifications de la courantologie, puisque cette période de fracturation est connue non seulement dans les zones helléniques, mais aussi dans les chaînes voisines (Dinarides s.s., Taurides, etc...).

a2. Evolution de la C.C.D. au Lias (fig. 182).

L'absence de calcaires fins après le Norien dans les séries de Loggitsion constitue une différence importante avec les séries pindiques où sont connues les calcaires de Drimos (Der-court *et al.*, 1973). La constance de ces faciès à l'échelle de la zone pindique (Fleury, 1980) semble indiquer qu'il ne s'agit pas uniquement de calcaires "redéposés" correspondant à des turbidites distales, mais pour partie au moins, de calcaires significatifs du bassin considéré.

Dans ces conditions : ou bien le bassin maliaque était plus profond à cette époque que le bassin pindique (courbe A3) ou bien la C.C.D. était plus profonde dans ce dernier.

Si l'on admet que les séries maliaques se trouvaient à cette époque en bordure d'une croûte océanique (courbes E1 à E3), ce bassin maliaque devait être plus profond que le bassin pindique (amincissement crustal important entraînant la subsidence de la marge profonde).

b. LA CROUTE OCEANIQUE (OPHIOLITES).

Les courbes de subsidence des croûtes océaniques sont relativement bien connues à l'heure actuelle (Parsonset Sclater, 1977). Le problème qui se pose est surtout celui de la détermination de la période de genèse de cette croûte océanique correspondant aux (futurs) ophiolites.

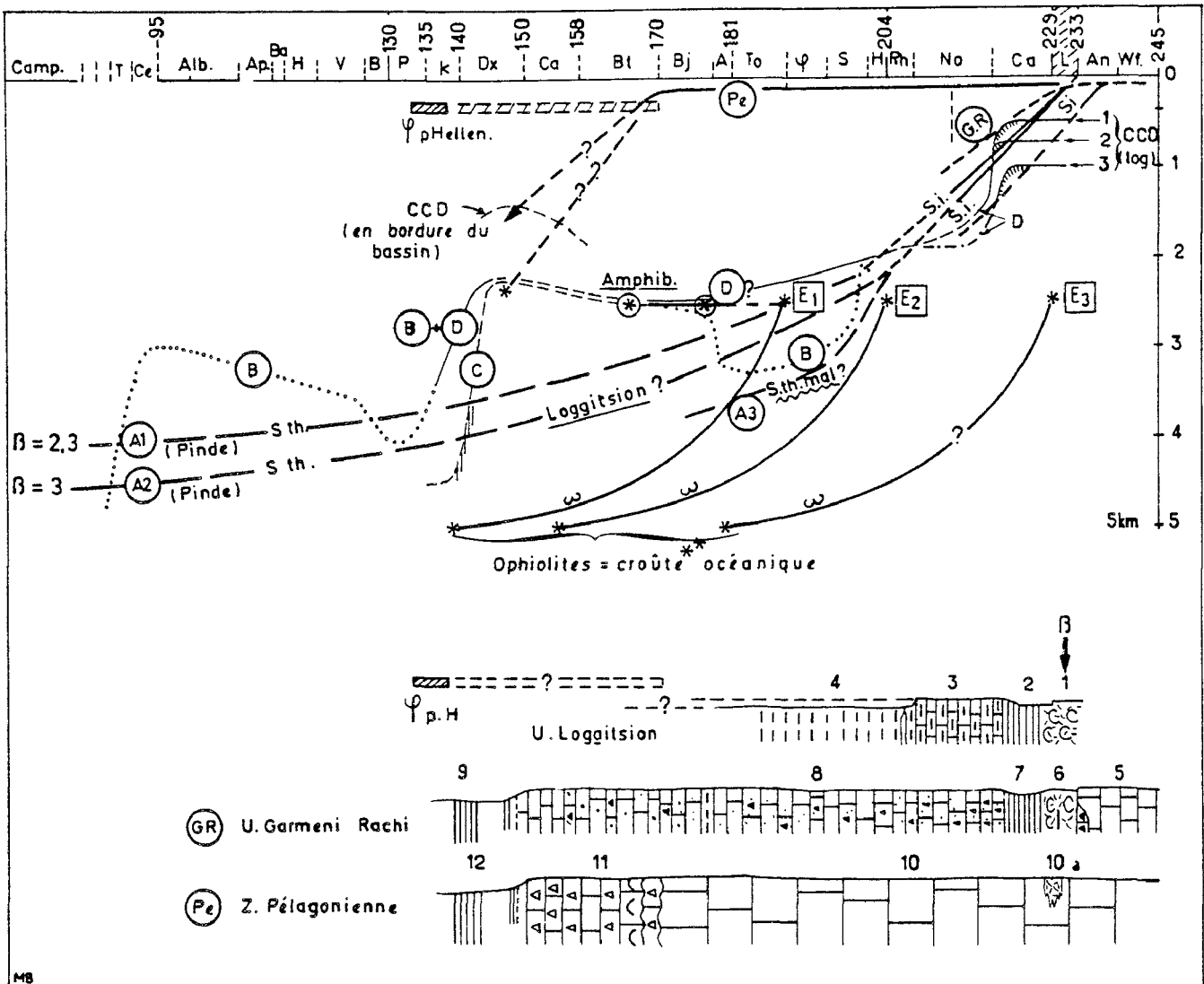


Fig. 182. - Quelques propositions relatives à la bathymétrie des bassins sédimentaires étudiés au cours de la période triasico-jurassique (explications dans le texte).

A₁ et A₂ = Courbes d'évolution bathymétrique du fond du sillon pindique proposées par Thiébaud (1982). La subsidence instantanée (Si) correspondant à la période de "rifting" est relayée par une période de subsidence tectonique-thermique (Sth) liée au taux d'amincissement de la lithosphère (A₁ : β = 2,3 . A₂ : β = 3). Le rôle des sédiments, jugés peu épais, est négligé. B . position de la C.C.D. d'après l'analyse de la série pindique (Thiébaud, 1982). - C. position de la C.C.D. d'après l'analyse des séries des Alpes méridionales et des ophiolites ligures (Winterer et Bosellini, 1981).

Une courbe de type A2 peut être retenue pour les séries maliaques de Loggitsion : l'évolution de la C.C.D. déduite de l'analyse de ces séries correspond à la courbe D. les courbes Pe et G.R. symbolisent l'évolution bathymétrique de la surface de la plate-forme pélagonienne (Pe) et les pentes minimales retenues pour le développement de turbidites calcaires dans la série de Garmeni Rachi (G.R.) d'après Winterer et Bosellini, 1981).

Les courbes E₁ à E₃ représentent l'évolution bathymétrique de la croûte océanique (ophiolites) en fonction des différentes hypothèses concernant l'âge de formation de cette croûte (E₂ paraît être l'hypothèse la plus raisonnable).

Les astérisques cerclés (amphib) indiquent l'âge radiométrique d'amphibolites liées aux ophiolites d'Othrys.

Sur les colonnes stratigraphiques sont représentés les temps de dépôt de chacune des formations et non leurs épaisseurs.

1, 6 et 10a. formations effusives. - 2, 7, 9 et 12. Radiolarites. - 3. calcaires siliceux à Conodontes. - 4. pélites rouges. - 5 et 10 calcaires néritiques à Algues. - 8. calcaires allodapiques (turbidites...). - 11. calcaires bréchiques et parfois filaments (Dogger ?).

Les arguments retenus sont les suivants :

- datations radiométriques (K/Ar) des laves de Fourca (par Delaloye); les laves les plus typiques et les plus fraîches (OT 11b, OT 12, OT 14) donnent des âges cohérents compris entre $164 \pm 21,4$ MA et $187 \pm 23,1$ MA ; tabl. II 16).

La courbe E1 (fig. 182) a été placée à 187 MA (âge le plus ancien obtenu), mais la marge d'incertitude -importante- n'a pas été figurée ;

- datations des amphibolites associées à des unités péridotitiques supposées appartenir aux ophiolites : 170 ± 27 MA (ou 166 ± 26 avec les anciennes constantes) (Montigny) ; 177 ± 4 MA (Spray et Roddick, 1980).

On peut penser qu'il s'agit là d'un âge minimal pour la croûte océanique (trace des mouvements liés à l'expansion ?, premiers écaillages compressifs ?) ;

- calcul à partir du taux d'expansion : connaissant la largeur minimale des unités ophiolitiques charriées et en appliquant un taux d'expansion moyen, il est possible de calculer un âge "minimum" pour la genèse de la croûte océanique correspondant aux ophiolites.

L'incertitude liée à chacun des paramètres est telle que cette méthode n'a pas été retenue ici : les durées minimales d'expansion nécessaires pour créer les "ophiolites" sont en effet très faibles (10 MA par exemple), mais des durées beaucoup plus longues peuvent naturellement être envisagées pour l'ensemble de la croûte océanique.

J'ai reporté sur la figure 182, trois courbes (E1, E2, E3) en fonction de trois points de départ différents :

- E1 : d'après l'âge des laves ;

- E2 : d'après les différences de faciès observés entre les séries maliaques et pindiques, à partir de la limite Trias-Jurassique : à l'apparition de la croûte océanique serait liée une subsidence plus importante dans le bassin maliaque (A3, fig. 182) que dans le sillon pindique et donc des faciès différents ;

- E3 : en admettant que la période de distension a été suivie très rapidement par l'apparition de croûte océanique. La comparaison avec des modèles de type mer rouge montre que cela est peu probable (Lowell et Genik, 1972).

c. LES AUTRES SERIES.

La présence de calcaires "redéposés", dont une partie au moins s'est mise en place par des courants de turbidité, a été utilisée par certains auteurs pour fixer la profondeur minimale du bassin parcouru par ces courants (Winterer et Bosellini, 1981).

Ce calcul est encore très imprécis puisque fondé sur la distance parcourue par les éléments et la valeur minimale supposée de la pente. J'ai esquissé une ligne pointillée pour les "turbidites calcaires" du Norien des séries de Garmeni Rachi-Pirgaki (G.R., fig. 182).

Les profondeurs obtenues sont moins importantes que pour les séries de Loggitsion, ce qui est normal dans les reconstitutions proposées.

La série pélagonienne (Pe, fig. 182) : la courbe figurée n'est là que pour rappeler le problème posé par l'existence des radiolarites au Malm, sur une série de calcaires massifs néritiques.

D'après l'analyse de la série du Flambouri, la période de stabilité de la plate-forme néritique se termine au cours du Dogger (Malm). On note l'apparition de calcaires à filaments, de brèches plus ou moins bien classées, de faciès fins à rares lits siliceux.

Malheureusement, l'âge exact de cette perturbation n'est pas connue : dans le cas du Flambouri, il s'agit probablement du Dogger p.p. mais elle est parfois très précoce comme dans le cas de la série du Strimbes (Lias).

Ces perturbations indiquent incontestablement une évolution bathymétrique de la plate-forme elle-même, mais l'enfoncement de celle-ci ne doit pas être fixée par rapport à la C.C.D. pindique ou maliaque, puisque celle-ci est plus profonde au centre des bassins que sur les bordures. Quoi qu'il en soit, la subsidence de la plate-forme paraît ici très rapide, suffisante en tout cas pour que les organismes constructeurs ne compensent pas cette subsidence.

E. LA PERIODE PRE-OPHIOLITIQUE (5 à 10 MA).

Cette étape est représentée par les sédiments non carbonatés qui surmontent les calcaires pélagoniens du Malm. Dans les séries maliaques, ces faciès non carbonatés, pélagoniques et radiolaritiques, sont naturellement plus difficiles à délimiter précisément.

On pourrait, à la limite, y intégrer la période de formation des brèches calcaires présentes sous les radiolarites, dans la zone pélagonienne (Flambourí par exemple).

Cette série pré-ophiolitique, qui correspond à peu près à la base du Malm (Oxfordien-Kimmeridgien ?), se termine par l'apparition de formations chaotiques dites volcano-détritiques (cf. 2e partie, chapitre IV). Ces formations chaotiques à olistolithes, d'origine maliaque (?) et ophiolitique, reposent ici en contact normal sur leur soubassement, mais le caractère chaotique est accentué par les phases tectoniques successives.

La genèse du "Volcano-Détritique" correspond sans aucun doute à l'arrivée des nappes ophiolitiques (cf. conclusions 4e partie) ; celle des formations périto-radiolaritiques sous-jacentes peut s'expliquer de diverses manières : l'une d'entre elles est d'admettre que la subsidence des séries maliaques et pélagoniennes augmente brutalement sous l'effet, soit d'une création rapide de croûte océanique sur la bordure de la marge pélagono-maliaque (dans ce cas, non découplée), soit d'une mise sous tension annonciatrice des futurs charriages ophiolitiques.

L'existence d'une activité accrue à cette époque peut être notée également en bordure du Sperchios, où des olistolithes de calcaires noduleux triasiques affleurent dans les formations périto-radiolaritiques du Malm de la série de Profitis Ilias.

F. LES OPHIOLITES ET LA FORMATION DU DISPOSITIF STRUCTURAL PALEOHELLENIQUE (KIMMERIDGIEN-TITHONIQUE ?).

La genèse de ce dispositif, constitué du haut vers le bas d'unités ophiolitiques, maliaques et pélagoniennes, sera décrite ultérieurement (conclusions de la 4e partie, voir aussi 2e partie, chapitre IV).

Sur le plan paléogéographique, l'un des problèmes qui reste à résoudre est celui de l'âge de formation de la croûte océanique ayant donné naissance aux ophiolites (cf. *supra*, paragraphe D).

Les âges obtenus se regroupent dans le Jurassique, sans que l'on puisse préciser clairement si le début de l'expansion créatrice de croûte océanique suit immédiatement la période de rifting ladinienne, ou si cette période est tardive (Dogger-Malm ?). Des âges plus anciens que le Ladinien ont été avancés par divers auteurs (Roddick *et al.*, 1979).

G. LA PERIODE JURASSIQUE TERMINAL-CRETACE BASAL (15 à 20 MA).

Durant cette période s'installe une paléogéographie nouvelle qui sera en partie modifiée au cours de la période crétacée post-barrémienne (fig. 180 et 183).

Ces séries post-ophiolitiques du Tithonique-Néocomien sont rares dans mon secteur d'étude : elles n'affleurent que sur les bordures de ce dernier.

Les séries dites béotiennes qui se déposent à la limite externe des zones tectonisées au Jurassique terminal, correspondent à l'accumulation de matériel détritique, en grande partie ophiolitique, provenant des zones internes. Il est possible que les séries triasico-jurassiques du Koziakas aient constitué le soubassement de ces flyschs béotiens.

Dans les zones internes, la série étudiée est celle de Theopetra : elle révèle notamment la présence de calcaires à Calpionelles et Ammonitico-Rosso sur des laves (ophiolitiques ?). Cette série, qui rappelle la couverture des ophiolites des Alpes et des Apennins (Ricou, 1977, auteurs cités), est ici probablement discordante et postérieure au charriage des ophiolites puisqu'une couverture discordante néritique de même âge est présente plus au Nord, dans le Vourinos et le Zygosti (Pichon, 1976).

Un élément de réflexion important est constitué par les faciès du Crétacé inférieur de la bordure orientale du Koziakas, qui seraient, selon Jaeger (1979, 1980), comparables à ceux des séries béotiennes.

H. LA PERIODE BARREMIEN-EOCENE MOYEN : LA DEUXIEME PALEOGEOGRAPHIE ALPINE FONDAMENTALE (durée : 70 MA).

Les niveaux de cet âge constituent une couverture discordante dont les faciès ont une signification totalement différente de celle des séries sous-jacentes : ainsi, les faciès de plate-forme sont situés en Othrys sur les ophiolites et les séries pélagiques de Loggitsion, alors que les séries flyschoides et à calcaires fins reposent sur les séries pélagoniennes d'Othrys orientale, notamment.

En dehors de ces évolutions bathymétriques (approfondissement d'Ouest en Est), propres au secteur pélagono-maliaque d'Othrys, on peut penser que la zone béotienne continue d'exister à l'Ouest (faciès assez constants), et qu'un bassin d'accumulation du matériel détritique fin se développe à l'Est (série de Lechonia correspondant au sillon d'Almopias ? de Mercier, 1968).

Les principales étapes reconnues dans les zones internes seraient les suivantes :

- du Barrémien au Cénomaniens p.p., la transgression hésite ; de nombreuses lacunes sont présentes et des conglomérats ou des flyschs se déposent ;

- à partir du Cénomaniens p.p., la transgression s'accroît, puis un dispositif paléogéographique assez stable s'installe : divers types de calcaires se déposent selon les profondeurs et l'environnement. Des olistolithes majeurs se forment cependant dans certains secteurs (Othrys orientale, Chalkodonio, etc...) ;

- enfin, un flysch sommital du Maestrichtien-Paléocène, recouvre les différentes séries.

S'agissant des séries béotiennes, on note surtout le passage d'une sédimentation essentiellement terrigène à une sédimentation plus carbonatée, à partir du Cénomaniens.

Enfin, il faut retenir qu'une activité non négligeable règne dans certaines régions puisque des mégabèches liées à des failles anciennes réactivées(?) se forment localement (au Nord de Myli en Othrys orientale, par exemple).

I. LA PERIODE POSTERIEURE AU LUTETIEN MOYEN : LA TROISIEME PALEOGEOGRAPHIE ALPINE FONDAMENTALE (40 MA environ).

Une première étape correspond au dépôt de sédiments marins du Lutétien supérieur-Eocène supérieur, entre Trikkala et Kalambaka, en discordance sur les terrains ophiolitiques et crétacés, antérieurs (1re phase tertiaire ; cf. conclusions 4e partie).

Une seconde étape est marquée par le développement du sillon molassique oligo-miocène mésohellénique discordant sur les niveaux précédents et sur le contact entre les zones internes et externes (2e phase tertiaire ; cf. conclusions 4e partie).

La période terminale est caractérisée par le dépôt de terrains continentaux du Miocène supérieur-Pliocène (seuil médio-thessalien de Schneider, 1972), la formation des plaines plio-quadernaires (tectonique en extension) et l'existence d'un volcanisme situé approximativement dans le prolongement de l'arc hellénique volcanique interne lié à la subduction sous l'arc égéen.

Ce volcanisme pose cependant un certain nombre de problèmes dans cette hypothèse : sur le plan du chimisme (Pe et Panagos, 1976), de la position géographique par rapport au(x) centre(s) de rotation supposé(s) pour l'extension (Angelier, 1979), mais aussi de sa position dans l'arc interne volcanique même, puisqu'un hiatus majeur existe au niveau des pointements volcaniques récents entre la région d'Athènes et l'Othrys orientale ou l'Eubée septentrionale, c'est-à-dire sur la transversale où est connue la zone du Parnasse (lien de causalité ou non ?).

III. LES ZONES ISOPIQUES DES HELLENIDES

A. REMARQUES SUR LA NOTION DE ZONE ISOPIQUE.

1. DE L'UTILITE DE CETTE NOTION AU PLAN METHODOLOGIQUE.

La terminologie actuellement retenue pour les zones helléniques est fondée sur une nomenclature relativement ancienne, dont les premiers jalons remontent à la fin du siècle dernier (Philippon, 1895, notamment). C'est Aubouin (1959) qui a fixé des règles précises à cette nomenclature, en s'attachant à définir les zones sur des critères homogènes (critères de faciès = zones isopiques), alors que d'autres auteurs avaient choisi de distinguer des ensembles présentant des caractères communs mais divers (zones "isopiques-tectoniques" de Brunn, 1956, et Mercier, 1968, par exemple).

Aubouin (*op. cit.*) a, en outre, différencié des grandes périodes caractérisées par une paléogéographie particulière (périodes géosynclinale, tardi-géosynclinale et post-géosynclinale). La méconnaissance de l'importance des phases paléohelléniques à cette époque a cependant conduit cet auteur à retenir des "durées de vie" trop longues pour les zones isopiques des zones internes. Des propositions nouvelles ont donc été formulées depuis ces premières définitions des zones isopiques (Aubouin, 1973 ; Ferrière, 1974 b, 1976 d ; Calet et Ferrière, 1978).

Constatant également les limites de l'analyse par "éléments conjoints" (zones isopiques-tectoniques), Ricou (1973) a proposé de restreindre, voire de supprimer, -à tort à mon avis- la notion même de zone isopique, au profit d'une analyse en "éléments disjoints" fondée sur la reconnaissance de "fils directeurs" correspondant à des événements de durée très limitée, mais reconnaissables sur de grandes distances.

Il est clair que ces deux notions (zones isopiques et "fils directeurs") ne sont pas incompatibles et qu'elles apparaissent même complémentaires, puisque la base de toute analyse géologique est d'envisager l'évolution des phénomènes, à la fois dans le temps et dans l'espace.

La notion de zone isopique correspondant à une aire sédimentaire précise me paraît être, par son côté synthétique, plus riche d'informations et donc plus susceptible de caractériser l'évolution d'une partie de la lithosphère pendant une période donnée, que la notion de "fils directeurs", même si cette dernière doit être utilisée à l'occasion (exemple : analyse du domaine de répartition du flysch maestrichtien-paléocène).

Naturellement, pour éviter toute ambiguïté, il est nécessaire de définir précisément les limites paléogéographiques et les "durées de vie" de ces zones isopiques (*cf.* discussion *in* Ferrière, 1976 d).

Dans les conclusions de la quatrième partie, figurent des cartes de répartition des phases de métamorphisme ("zones métamorphiques") et des phases tectoniques majeures ("zones structurales"). Pour éviter toute confusion, j'utiliserai le terme "d'Unité tectonique" dans le dernier cas et n'associerai aucun nom particulier aux zones de métamorphisme.

2. CRITERES DE DEFINITION D'UNE ZONE ISOPIQUE.

Ces définitions reposent naturellement sur l'analyse des faciès qui doivent être différents à un instant donné entre zones adjacentes et si possible correspondre à un domaine de sédimentation bien individualisé durant une longue période. Toutefois, même dans les cas où les zones ont des significations "durables" (rides ou sillons), des variations faciologiques peuvent se produire (sillons surtout).

Les problèmes qui se posent correspondent donc : à la reconnaissance des limites sur le plan horizontal (problème des relais, par exemple) d'une part, à la détermination de la durée de vie qui doit être suffisamment longue, pour que la zone soit significative.

3. LES ZONES ISOPIQUES : ELEMENTS D'ORDRE INFERIEUR (SUBDIVISIONS) ET SUPERIEUR (GROUPEMENTS) ..

a. NOTION DE SOUS-ZONES.

Un certain nombre de sous-zones a été décrit dans les Hellénides, sans que cette notion n'ait été véritablement définie. L'usage montre que ces sous-zones correspondent, soit à des éléments paléogéographiques de petites dimensions (exemple : sous-zone d'Almopias, d'ailleurs distinguée sous le nom de zone à l'origine ; Mercier, 1968), soit à des séries de transition entre zones isopiques fondamentales (sous-zone ultra-pindique ; Aubouin, 1959).

Il me semble préférable de réserver la notion de sous-zone à ces ensembles de transition, l'appréciation de la dimension d'un élément géologique tectonisé étant souvent subjective. Pour les zones de faciès de durée limitée ou de dimension horizontale très faible, on peut envisager d'appliquer une autre terminologie, qui reste à définir (zone de second ordre, infra-zone...).

b. GROUPEMENT DE ZONES ISOPIQUES (DANS L'ESPACE).

Il n'est probablement pas inutile d'envisager cette possibilité de regroupement de zones isopiques, puisque certains éléments géologiques fondamentaux tels que les marges montrent de telles associations (voir les notions de marges apulienne et européenne, par exemple, pour les Hellénides).

De tels regroupements ont déjà été tentés dans les Hellénides : ainsi, Brunn (1956) a distingué des zones internes et des zones externes. Malheureusement, le critère choisi est d'ordre structural (présence des phases paléohelléniques dans les zones internes) : certains zones isopiques pourront donc théoriquement appartenir aux deux ensembles ainsi définis. Il suffit pour cela que les phases tectoniques aient un développement oblique par rapport aux directions paléogéographiques antérieures. Cette notion de zones internes et externes me semble cependant devoir être conservée ; il suffit d'en connaître les limites d'application.

Une notion nouvelle est apparue dans les Dinarides puis dans les Hellénides : celle de "domaine médian" ou de "zones intermédiaires" entre les zones internes et externes (Blanchet, 1973 ; Charvet, 1978 ; Fleury, 1980 ; Thiébaud, 1982). Cet ensemble comprendrait, dans les Hellénides au moins, les zones isopiques qui enregistrent au niveau de leurs séries les effets des phases tectoniques précoces, caractéristiques des zones internes.

Comme je l'ai déjà dit (*cf.* 1^{re} partie), il me semble qu'il s'agit là d'éléments hétérogènes puisque les "zones intermédiaires" ne sont apparemment pas tectonisées au Jurassique terminal et qu'elles correspondent donc à une partie des zones externes.

Si l'on veut conserver cette notion de "zones intermédiaires", qui a peut-être son utilité, il faut donc établir une hiérarchie des caractères et considérer qu'il s'agit d'un sous-ensemble des zones externes. Ces zones externes orientales pourraient être différenciées des zones externes occidentales par l'existence du flysch sommital d'âge maestrichtien-éocène, par exemple. Naturellement, cette notion de "zones intermédiaires" présente en outre les mêmes limites d'utilisation que celles qui ont été signalées à propos des zones internes et externes (différenciation sur des critères structuraux), si l'on admet leur appartenance aux zones externes.

Afin de ne pas compliquer la terminologie, j'ai utilisé, pour désigner ces groupements de zones isopiques, les appellations consacrées ("zones internes") ou des expressions simples telles que "domaine interne", domaine ayant ici son sens (géographique) habituel. Dans certains cas, on peut employer une terminologie plus précise, par exemple : marge apulienne, ensemble arc-mer marginale.

4. PROBLEME DES PALEOGEOGRAPHIES SUPERPOSEES.

La notion même de paléogéographies superposées implique l'existence de modifications majeures des zones isopiques, dues aux phases tectoniques par exemple, qui se caractérisent le plus souvent par une obliquité des organisations paléogéographiques successives.

Un certain nombre de problèmes se posent alors quant à la terminologie nécessaire pour désigner ces ensembles géologiques qui présentent des séries caractéristiques de zones isopiques successives, indépendantes, sur une même verticale.

Une étape nécessaire et fondamentale dans le raisonnement consiste à donner un nom aux différentes zones isopiques de chacune des périodes distinguées. On peut ensuite envisager les solutions suivantes :

- donner une signification à chacune des périodes considérées par une nomenclature particulière. C'est la solution retenue par Aubouin (1959), qui distinguait les périodes géosynclinales, tardi ou post-géosynclinales. Toutefois, la période géosynclinale a une durée de vie telle, par rapport aux deux autres, que l'usage a surtout retenu le nom des zones isopiques correspondant à cette période. La subdivision de cette période géosynclinale en deux périodes de durée comparable, séparées par les phases paléohelléniques dans la partie orientale des Hellenides, fait que cette solution -qui est, rappelons-le, une étape nécessaire du raisonnement- n'est peut-être pas suffisante ;

- proposer des noms composés, formés à partir des noms des zones isopiques successives rencontrées sur une verticale. Cette solution conduit très vite à des résultats complexes ;

- retenir le nom des zones isopiques de la période paléogéographique la plus caractéristique et désigner les autres terrains par rapport à ces zones.

C'est ainsi que, dans les zones internes, on définira les zones isopiques au Trias-Jurassique : zones pélagonienne et maliaque. On utilisera alors les termes "Crétacé pélagonien" ou "Crétacé du domaine ou de l'ensemble pélagonien", et non pas "Crétacé de la zone pélagonienne", pour nommer les terrains crétacés surmontant les séries triasico-jurassiques caractéristiques de la zone pélagonienne.

Des précisions peuvent ensuite être ajoutées à cette dénomination ; exemple : domaine pélagonien à Crétacé de type néritique à Rudistes.

Cette solution ne résoud pas tous les problèmes : ainsi, il existe parfois, sur une même verticale, des témoins de deux zones isopiques différentes (séries pélagoniennes et maliaques par exemple), appartenant à la période paléogéographique principale.

Quoi qu'il en soit, il ne s'agit là que d'un problème de terminologie qui n'a peut-être qu'une importance secondaire, l'essentiel étant de distinguer clairement les paléogéographies successives. Les schémas des zones isopiques proposées dans ce mémoire montrent la difficulté qu'il y a, d'ailleurs, à représenter ces zones isopiques sur des cartes respectant la position actuelle des unités tectoniques (fig. 184 A et B).

5. REMARQUE : "SCIENCES ET SEMANTIQUE".

A une époque où les études océanographiques nous invitent à utiliser des termes adaptés à la connaissance des bassins sédimentaires actuels, il peut paraître surprenant et inutile de fixer des règles de nomenclature pour les zones isopiques qui soient indépendantes de ces notions modernes.

Cela n'est pas le cas, semble-t-il, car les termes issus des études des bassins marins actuels impliquent une interprétation précise des bassins correspondant aux zones isopiques, ce qui n'est pas toujours possible, même si c'est le but vers lequel doit tendre finalement l'analyse de ces zones isopiques.

Cette nécessité de fixer des règles de nomenclature pour les zones isopiques étant admise, il faut faire la part entre les propositions qui correspondent à une amélioration du langage servant à définir les ensembles complexes caractérisés par des paléogéographies superposées -ce qui n'a qu'un intérêt limité- et les propositions fondamentales concernant la nécessité de préciser les différentes organisations paléogéographiques propres à chacune des périodes reconnues. Il suffit pour s'en convaincre de se reporter (*cf. infra*) aux problèmes de définition des zones isopiques ultra-pindique et béotienne, ou maliaque et subpélagonienne, ou encore des "zones vardariennes".

B. LES ZONES ISOPIQUES DES HELLENIDES ORIENTALES.

Je ne distinguerai ici que deux périodes majeures (fig. 184 A et B), séparées par les phases paléohelléniques entre le Permien et l'Eocène inférieur, mais il faut garder à l'esprit que

les paléogéographies décrites correspondent en fait aux périodes Ladinien-Kimméridgien et Barrémien-Eocène inférieur. Des organisations quelque peu différentes caractérisent les autres périodes, mais les terrains qui les représentent sont rares (Tithonique-Néocomien) et/ou témoignent de paléogéographies peu différenciées (Permien-Anisien).

1. PALEOGEOGRAPHIE ANTE-OPHIOLITIQUE (ANTE-CRETACEE).

a. LA ZONE ISOPIQUE (PLATE-FORME) PELAGONIENNE.

Cette zone a été définie par Aubouin (1959) en tant que zone isopique, après que Kossmat (1924) eût proposé l'expression "Massif pélagonien". Une définition adaptée aux connaissances récentes a été proposée par Celet et Ferrière (1978).

a1. Définition.

Cette zone a valeur de plate-forme subsidente au cours du Trias-Jurassique. Les calcaires néritiques massifs qui la représentent affleurent, en Grèce, de la Macédoine au Nord, à l'Attique au Sud : il s'agit donc d'une zone fondamentale dans les Hellénides orientales.

Certains auteurs ont opposé les ensembles pélagoniens situés au Nord et au Sud du Sperchios en admettant qu'ils étaient initialement séparés (Vergely, 1979). Si cette hypothèse s'avérait exacte - ce qui ne me paraît pas évident dans l'état actuel des connaissances - il faudrait conserver le qualificatif de "pélagonien" pour les affleurements septentrionaux, afin de respecter la définition première de Kossmat (1924).

a2. Les affleurements du secteur étudié (Othrys) (fig. 181 et 183).

Les séries triasico-jurassiques pélagoniennes, non (ou peu) métamorphiques, ne sont connues qu'en Othrys orientale et centrale (unités du Messovouni et de Prosilia).

Ces séries sont intéressantes car elles correspondent aux seules séries bien datées au Nord du Sperchios, ce qui a permis de mettre en évidence des variations latérales de faciès (cf. série du Strimbes, fig. 180).

Le soubassement des calcaires triasiques pélagoniens est représenté en Othrys orientale par des niveaux gréseux ou des calcaires à Fusulines recouvrant des schistes ocellés. Aucun épisode effusif triasique n'a pu être caractérisé en Othrys (sauf peut-être près de Glifa ?). En revanche, dans le domaine métamorphique (massif du Pelion et secteur de Mikro Vounon: cf. 3e partie), le soubassement pourrait posséder un effusif triasique plus important. Cela pourrait être l'indice de l'existence de deux unités pélagoniennes (paléohelléniques) correspondant à des parties différentes de la plate-forme pélagonienne.

a3. La zone isopique pélagonienne au sein des Hellénides.

J'admettrai que les séries triasico-jurassiques carbonatées de type plate-forme, situées de part et d'autre de la "Transversale du Sperchios", appartiennent à la zone pélagonienne, en dehors des séries parnassiennes, pour les raisons suivantes : les faciès sont comparables, y compris pour les termes du Permien ou du Malm qui encadrent les niveaux carbonatés massifs, et les séries ont des histoires ultérieures semblables. Ainsi, entre les ophiolites d'Eubée centrale et les séries pélagoniennes sous-jacentes, s'intercalent des unités maliaques (Katsikatsos, 1979 ; et observations personnelles).

La détermination des limites orientale et occidentale de cette plate-forme reste encore incertaine :

- vers l'Est, la plate-forme du Paikon (Mercier, 1968) est séparée des affleurements pélagoniens par la "zone d'Almopias", dont on ne connaît pas très précisément les faciès triasico-jurassiques. Des différences lithologiques existent entre ces deux plates-formes mais elles concernent plus particulièrement le Jurassique supérieur, c'est-à-dire la période qui voit la première paléogéographie alpine fondamentale se terminer. Des faciès effusifs et radiolaritiques anté-crétacés ont été signalés dans la zone d'Almopias (Mercier et Vergely, *in* Dercourt et al., 1977), mais rien ne prouve qu'il s'agisse là de témoins

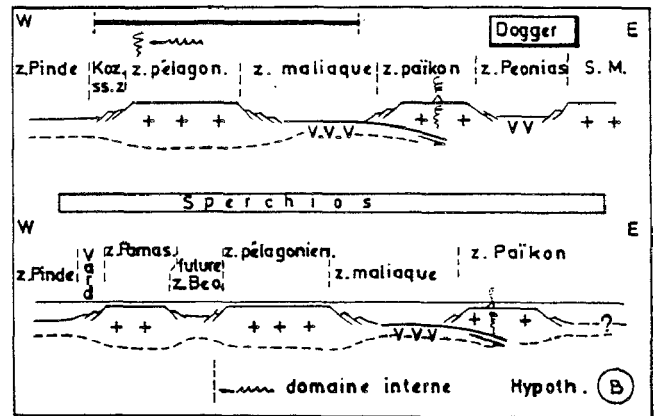
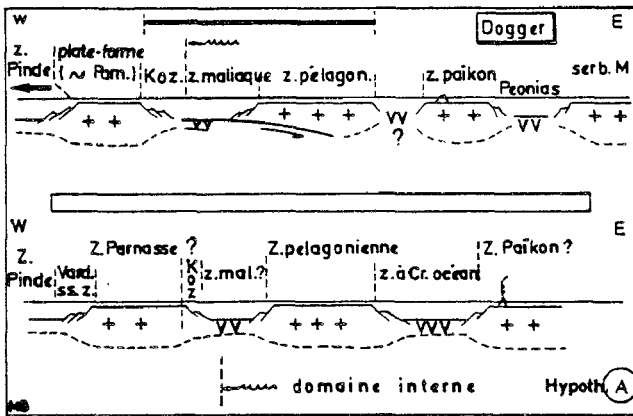
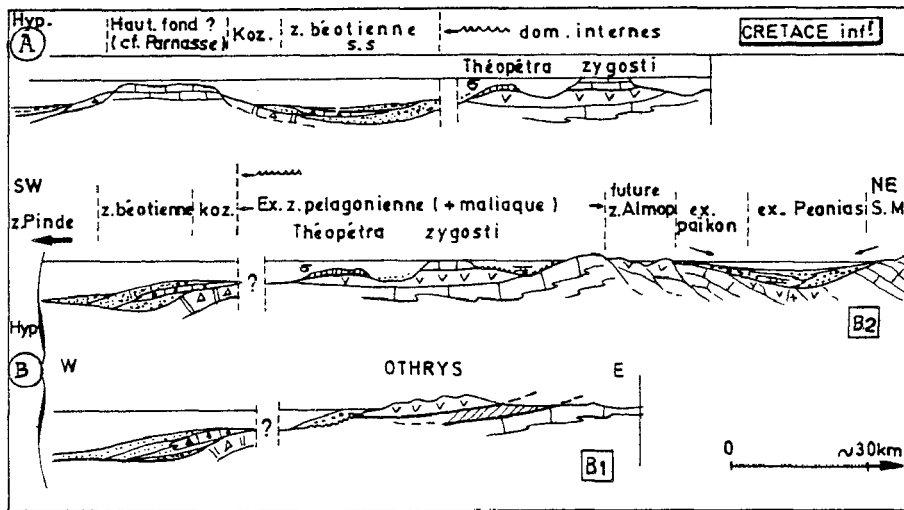
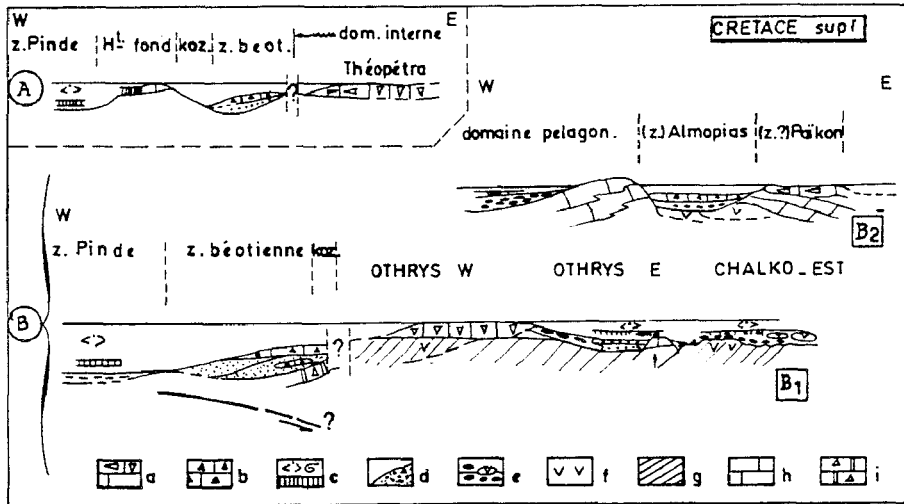


Fig. 183. - Les zones isopiques.

• Paléogéographie principale (Trias jurassique).

Au Dogger. - Les schémas correspondent à deux hypothèses différentes (A et B) et comprennent chacune deux coupes situées de part et d'autre du Sperchios (sans échelle).

Les deux hypothèses correspondent aux deux positions possibles de la zone maliaque par rapport à la zone pélagonienne. La présence des séries du Koziakas supposées externes implique l'existence d'une plate-forme supplémentaire entre les zones pindique et maliaque dans l'hypothèse A. Dans cette hypothèse (A) les schémas envisageables pour la coupe située au Sud du Sperchios sont nombreux.

• Paléogéographie au Crétacé inférieur et supérieur.

Les nouvelles zones paléogéographiques sont figurées sur les coupes. En dehors des zones externes il s'agit de zones isopiques mineures. - A et B désignent les deux hypothèses vues au Dogger. - B1 et B2 correspondent à des coupes faites en Othrys (B1) et plus au Nord, du Koziakas au Vardar (B2).

a. calcaires à Rudistes (en position de vie ou brisés). - b. calcaires microbréchiq. - c. calcaires pélagiques à Ammonites-Calpionelles ou Globotruncana. - d. formations détritiques terrigènes de type flysch. - e. conglomérats localement à olistolithes ophiolitiques. - f. Ophiolites. - g. Unités maliaques. - h. séries pélagoniennes. - i. séries du Koziakas.

d'un bassin profond différencié au cours du Trias-Jurassique. Ces faciès pourraient, par exemple, être analogues à ceux du Malm des séries pélagoniennes d'Othrys. En contre partie, rien ne s'oppose à ce que ce soit là les restes d'éventuelles séries du bassin maliaque (cf. *infra*) ;

- vers l'Ouest, la plate-forme parnassienne triasico-crétacée vient s'intercaler entre les séries pélagoniennes et pindiques. Les séries détritiques béotiennes séparent les ensembles pélagoniens et parnassiens, mais ce sont là des séries crétacées (fig. 183).

Les seuls témoins tangibles de l'existence d'une zone déprimée entre les deux plates-formes correspondent aux niveaux radiolaritiques et parfois de type Ammonitico-Rosso, du Dogger-Malm du soubassement des séries béotiennes en Béotie (Clément *in* Celet *et al.*, 1976).

La plate-forme parnassienne pourrait donc représenter un élément de la plate-forme pélagonienne, qui se serait séparé tardivement, au Dogger-Malm, de cette dernière (Celet et Ferrière, 1978 ; Fleury, 1980). Cependant, la présence de séries de type maliaque sur la transversale où affleurent les séries parnassiennes oblige à s'interroger sur une éventuelle présence du bassin maliaque, dès le Trias, entre zones pélagoniennes et du Parnasse.

Des affinités de faciès, telle que la présence de bauxites au Dogger dans les deux séries de plate-forme précitées, laissent supposer qu'elles devaient avoir un comportement comparable jusqu'au Dogger, ce qui paraît peu compatible avec la présence d'un bassin important entre les deux dès le Trias (hypothèses A et B, fig. 183).

Le problème des limites orientale et occidentale de la zone isopique pélagonienne est encore accentué par le fait que les affleurements correspondant aux "zones" du Paikon et du Parnasse sont discontinus. Des brèches et des séries particulières, dites de Pentoria, pourraient même marquer la terminaison méridionale de la zone du Parnasse (Ardaens, 1978 ; Celet, 1979).

b. LA ZONE ISOPIQUE MALIAQUE.

Cette zone n'a été reconnue que très récemment (Ferrière, 1972, 1974 b, 1976 d ; Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975).

b1. Définition.

Une définition détaillée de cette zone a déjà été proposée (Ferrière, 1976 d).

Pour résumer, on peut retenir que cette zone a valeur de bassin profond (sillon), qu'elle représente, au Trias-Jurassique, l'une des marges de la zone pélagonienne et que les séries représentatives sont connues en Othrys (séries des unités de Chatala, Pirgaki, Garmeni-Rachi, Loggitsion et Profitis Ilias).

Certaines de ces séries représentent très nettement une transition entre la plate-forme et les séries les plus "pélagiques" (séries de Loggitsion) du bassin maliaque : je les appelle "séries maliaques de transition". Il ne m'apparaît pas opportun pour le moment de les élever au rang de sous-zone car il semble qu'il s'agisse là de formations localisées à l'Othrys (cône sous-marin ?).

Il est à remarquer que les séries maliaques sont les séries les plus franchement pélagiques de l'ensemble des "zones internes" et que l'ambiance de dépôt dont elles témoignent est tout à fait comparable à celle des séries pindiques de même âge (fig. 180 et 182).

Il ne s'agit donc pas d'une simple zone de transition mais bien d'un "bassin" différencié, à part entière.

b2. Variations reconnues dans le secteur étudié.

Les principales variations faciologiques observées concernent les séries situées en bordure du Sperchios et à proximité des unités ophiolitiques : séries lacuneuses de Profitis Ilias, série de Kastri riche en niveaux détritiques radiolaritiques et effusifs (diabases) et série de Tourla à formations effusives triasiques épaisses, constituées de pillow-lavas très riches en amygdales calcitiques.

A cela, on peut ajouter les séries à niveaux carbonatés néritiques du Ladinien-Carnien de Trilofon, en position distale, proche de l'aire ophiolitique (?) (cf. conclusions 4e partie).

b3. La zone isopique maliaque dans les Hellénides.

Les affleurements pouvant représenter la zone isopique maliaque sont rares dans les Hellénides ; on peut retenir :

- diverses séries pélagiques présentes en Eubée centrale entre les ophiolites et les séries pélagoniennes (Katsikatsos, 1979 ; Ferrière : observations personnelles sur la coupe de Troupi décrite par Guernet, 1971) ;

- des séries affleurant en Grèce continentale, au Sud du Sperchios, en Locride, près de Tragana (observations de Courtin) et en Iti (séries des Latsinies ; Wigniolle, 1977) ;

- les séries d'Epidaure décrites notamment par Dercourt (1964) et rapprochées des séries (unités) maliaques par Vrielynck (1980, 1982) ;

- enfin, à titre d'hypothèse, certains des affleurements de pillow-lavas alcalins associés à des sédiments triasiques, situés sous les ophiolites du Pinde septentrional (Terry, 1972).

Les affinités de faciès et de position structurale, entre ophiolites et séries pélagoniennes, plaident en faveur du rattachement des séries citées aux séries maliaques, mais il ne s'agit là que de présomptions car les affleurements sont très dispersés. Si les ressemblances entre les séries maliaques d'Othrys et la série "pélagique" de Troupi en Eubée sont très marquées, cela est moins net pour les séries d'Epidaure. S'il est vrai que ces dernières sont aussi les plus éloignées, on ne peut exclure en toute rigueur la possibilité d'un petit bassin supplémentaire au niveau de l'Argolide, dans un secteur marqué par la disparition de la zone du Parnasse (Dercourt, 1964).

En dehors de ces séries, dont la position structurale est comparable à celle de l'Othrys, il faut signaler la présence de calcaires à Conodontes du Trias supérieur dans la zone de Péonias (Kauffmann *et al.*, 1976). Une origine péonienne des séries maliaques semble peu probable dans l'état actuel des connaissances, mais cette hypothèse ne doit pas être rejetée a priori.

c. LES SERIES DU KOZIAKAS : LE PROBLEME DE LA NOTION D'"ULTRA-PINDIQUE".

c1. Position du problème dans le secteur étudié.

D'abord attribuées au Crétacé supérieur (Renz *et al.*, 1954 ; Brunn, 1956), les séries du Koziakas ont été rapportées au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur par Aubouin (1959). Celui-ci créa, pour elles, la "sous-zone ultra-pindique" supposée représenter la partie distale de la zone de transition entre les zones pélagoniennes et pindiques, s'opposant aux séries plus internes par la présence de niveaux d'âge crétacé inférieur.

La mise en évidence de niveaux d'âge jurassique certain (carte de Kalabaka : Savoyat et Lalechos, 1972) et même d'âge triasique (Ferrière, 1974 c), a naturellement posé le problème de l'attribution paléogéographique de ces séries, en termes nouveaux, puisque la présence du Crétacé inférieur devenait incertaine.

Enfin, la découverte par Jaeger (1979, 1980) de calcaires bréchiques de cet âge (Crétacé inférieur) rappelant les faciès béotiens a rendu peu vraisemblable l'attribution éventuelle des séries du Koziakas aux "zones internes", ce que la position des ophiolites, qui reposent en règle générale sur les radiolarites du Malm, aurait pu laisser penser (Celet *et al.*, 1978 ; Celet et Ferrière, 1978).

Si l'on admet que les séries du Koziakas ont échappé aux phases de déformation précoces, ce que la régularité des écaillés tertiaires paraît confirmer, les hypothèses possibles sont les suivantes (A et B, fig. 183) :

- dans le cas où la zone du Parnasse ou un haut-fond équivalent, n'existerait pas au Nord du Sperchios, les séries du Koziakas représenteraient la transition entre la plate-forme pélagonienne et le "sillon" pindique. Dans ce cas, la zone maliaque est obligatoirement située à l'Est de la zone pélagonienne (fig. 183, Hyp. B) ;

- dans l'hypothèse où un haut-fond de type Parnasse serait intercalé dès le Trias entre le bassin pindique à l'Ouest et la marge occidentale (maliaque ?) de la plate-forme pélagonienne, les séries du Koziakas pourraient ne pas représenter des séries ultra-pindiques : elles correspondraient, par exemple, à la marge interne de ce haut-fond supplémentaire (fig. 183A).

c2. Position du problème dans les Hellénides.

Si les séries triasico-jurassiques du Koziakas correspondent effectivement à la bordure orientale de la zone isopique du Pinde, les séries de même âge du Vardoussia (Celet, 1962 ; Ardaens, 1978) sont, pour cette période au moins, leurs homologues.

L'autre hypothèse -celle où les séries du Koziakas représenteraient la marge interne d'un haut-fond occupant, plus ou moins, la position du Parnasse au Nord du Sperchios- soulève le problème de l'existence de séries équivalentes au Sud du Sperchios. Celles-ci ne semblent pas être connues à l'affleurement.

En bref, devant la difficulté d'attribuer une position paléogéographique précise aux séries du Koziakas, même si une position ultra-pindique paraît raisonnable, je parlerai de "sous-zone du Koziakas".

d. LES AUTRES ZONES ISOPIQUES TRIASICO-JURASSIQUES DES HELLENIDES.

d1. Les zones isopiques situées à l'Est de la zone pélagonienne.

J'ai rapporté précédemment quelques éléments relatifs à la paléogéographie triasico-jurassique dans le domaine vardarien, selon les données de Mercier (1968) et de Mercier et Vergely (*in* Dercourt *et al.*, 1977). Pour résumer, on peut retenir que :

- la plate-forme du Païkon est probablement séparée de la plate-forme pélagonienne au Trias-Jurassique soit par un sillon mineur, soit par un bassin bien différencié (zone maliaque ?) ;
- la zone de Péonias est probablement un bassin profond dès le Trias supérieur (calcaires siliceux à Conodontes) séparant les plates-formes du Païkon et serbo-macédonienne.

d2. Les zones isopiques occidentales.

A l'Ouest de la sous-zone du Koziakas et de la zone du Parnasse, on rencontre successivement :

- la zone isopique du Pinde : il s'agit d'un bassin de même type que le bassin maliaque qui se différencie au Trias moyen. Cette période est marquée par un effusif à tendance saturée (Berard-Bergery, 1980 ; Thiébault, 1982) qui s'oppose aux roches effusives d'Othrys à tendance plus alcaline. Des différenciations plus précoces existent peut-être au niveau du Pinde, puisque les faciès werféno-anisiens du Vardoussia (Ardaens, 1978 ; Ardaens *et al.*, 1979) paraissent indiquer des profondeurs supérieures à celles que l'on peut déduire des faciès de même âge des séries maliaques de transition, par exemple ;
- les zones isopiques plus occidentales concernant moins directement le travail entrepris.

e. LES ELEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES TRANSVERSES.

Au cours du Trias-Jurassique, on note dans le secteur étudié la présence d'éléments paléogéographiques transverses.

Le plus important est celui du Sperchios qui est marqué dès le Ladinien-Carnien par des termes effusifs trachytiques et des calcaires noduleux. Par la suite, se développeront des séries carbonatées lacuneuses, des séries détritiques terrigènes. A cela il faut ajouter des formations de diabases et de radiolarites d'âge triasique ou jurassique.

Cet élément transverse jouera un rôle prépondérant lors des phases tectoniques successives.

Nous verrons (4e et 5e parties) que les caractères structuraux sont, comme les caractères stratigraphiques, compatibles avec l'hypothèse de l'existence d'une "paléo-zone transformante".

La largeur de cette "zone" est actuellement de l'ordre de 11 km, entre les failles Sp 1 et Sp 4.

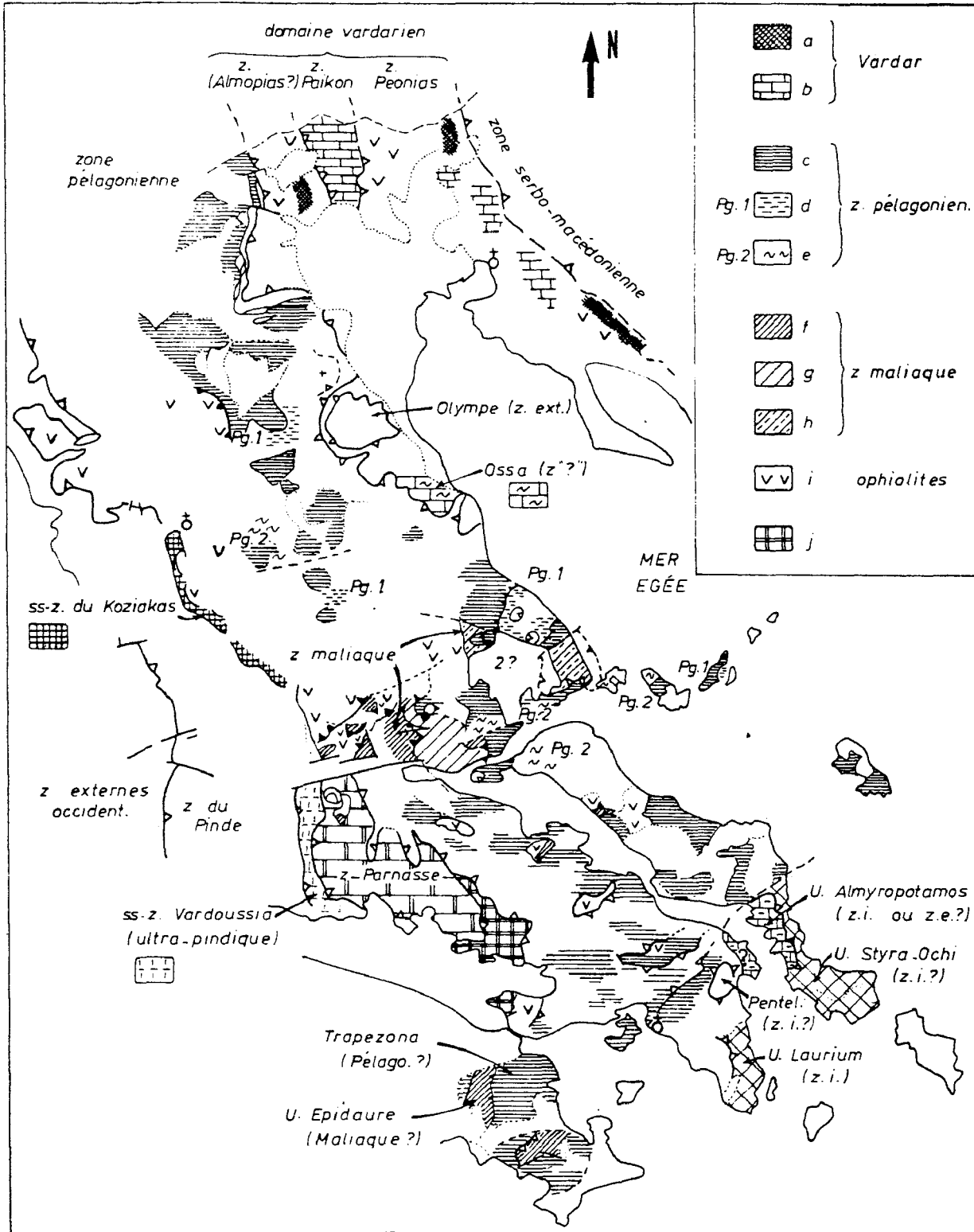


Fig. 184 A. - Période triasico-jurassique : schéma des zones isopiques dans leur position structurale actuelle.

Vardar : a. Faciès triasiques pélagiques de la zone de Péonias (Kauffmann *et al.*, 1976) et peut-être de la zone d'Almopias (Mercier et Vergely *in* Dercourt *et al.*, 1977). - b. Faciès triasico-jurassiques néritiques (secteurs de Péonias et du Païkon). - Zone pélagonienne (c à e) : c. Niveau carbonatés triasico-jurassiques. - d. Schistes et niveaux effusifs (Trias p.p.) situés sous les marbres (Pélagonien 1). - e. Schistes ocellés (orthogneiss ?) situés directement sous les marbres (Pélagonien 2). - Zone maliaque (f à h) : f. Séries pélagiques typiques. - g. Séries de transition entre zones maliaque et pélagonienne. - h. Séries pagasitiques métamorphiques rapportées à la zone maliaque. - i. Ophiolites. - j. Soubassement carbonaté triasico-jurassique des sédiments détritiques crétacés béotiens.
Les autres figurés sont explicités sur la figure.

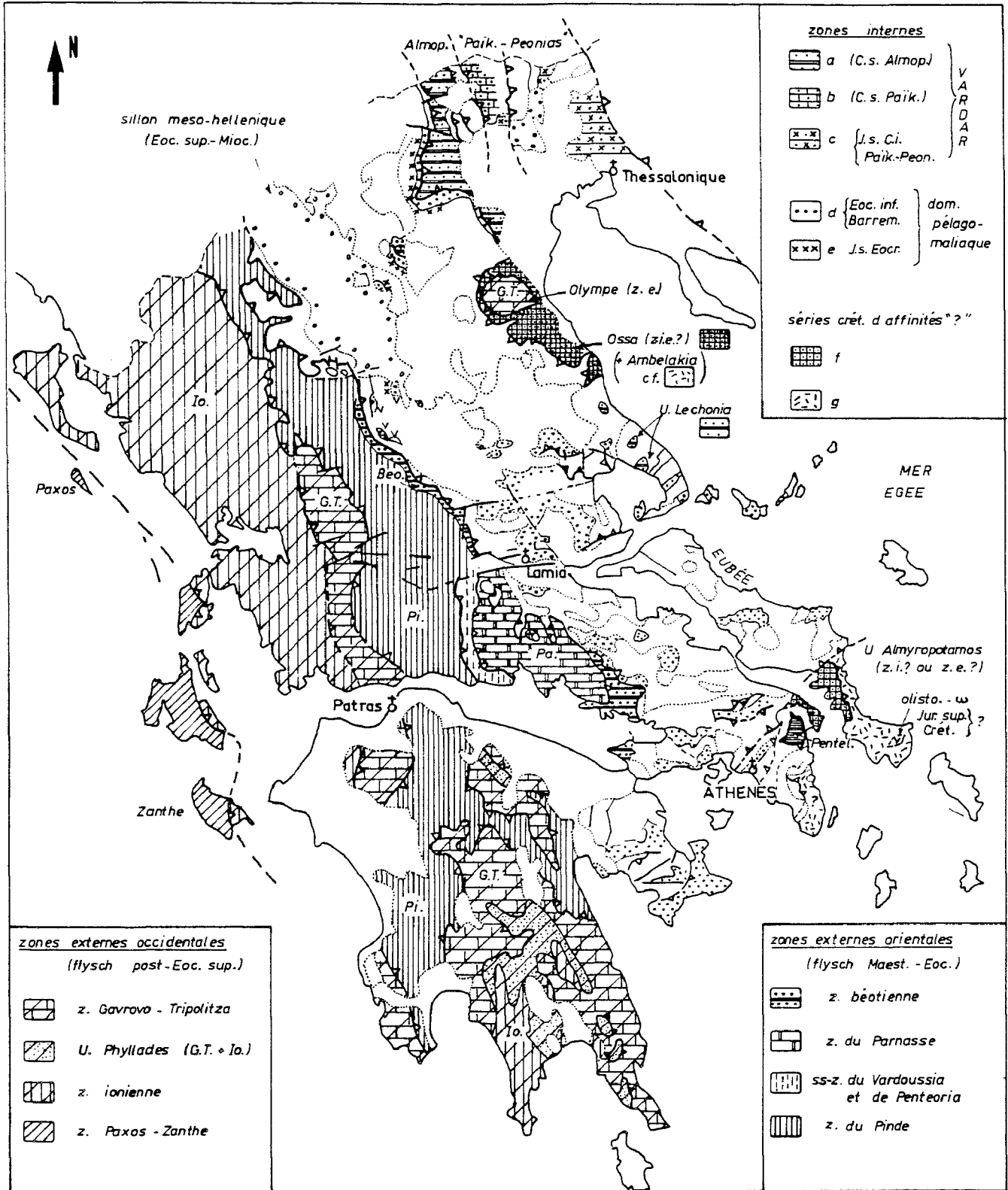


Fig. 184 B. - La période post-ophiolitique, Crétacé-Tertiaire : schéma des zones isopiques dans leur position structurale actuelle.

Plusieurs paléogéographies superposées sont en fait représentées : outre les plaines récentes (paléogéo. plio-quaternaire) et le sillon méso-hellénique (paléogéog. Eocène sup.-Miocène des zones internes), on peut également distinguer dans les zones internes une période Jurassique terminal-Néocomien (c et e) et une période Barrémien-Eocène inférieur (a, b, d). Les figurés f et g correspondent à des séries d'affinités non déterminées avec certitude : f. Séries à flysch tertiaire (Yprésien ou plus récent ?) des séries d'Almyropotamos et de l'Ossa. - g. Série de Styra-Ochi, à blocs ophiolitiques (olistolithes d'âge jurassique sup. ou plus récent).

f. POSITION DE L'AIRE OPHIOLITIQUE.

Ce problème sera abordé dans les conclusions de la quatrième partie. Plusieurs types de problème doivent en réalité être soumis à l'analyse :

- l'aire ophiolitique est-elle contiguë au bassin maliaque ?
- existe-t-il un ou plusieurs bassins "ophiolitiques" et quel est ou quels sont leur position par rapport aux plates-formes pélagonienne et du Païkon ?

La réponse à la première question sera (plutôt) affirmative.

La réponse à la seconde question doit être nuancée : il existe probablement un bassin particulier pour les ophiolites du Péonias puisqu'il ne semble pas y avoir de restes ophiolitiques majeurs dans les séries du Païkon (Mercier, 1968).

Le problème revient alors à déterminer si les ophiolites du Vourinos, du Pinde du Nord, d'Othrys et d'Eubée centrale par exemple, appartiennent au même ensemble. Mon opinion est, pour diverses raisons (cf. 4e partie), qu'il s'agit là d'éléments d'un même ensemble mais les arguments déterminants manquent.

Si cette hypothèse était exacte, une origine orientale de toutes les ophiolites citées -et donc des unités maliaques- seraient en accord avec l'origine supposée du Vourinos et des ophiolites d'Agios Dimitrios (Vergely, 1976).

g. BILAN.

Les définitions et discussions relatives aux zones isopiques helléniques, d'âge triasico-jurassique, rapportées précédemment, montrent qu'il existe deux hypothèses principales quant à l'organisation paléogéographique des parties centrale et orientale des Hellénides (fig. 183, hypothèses A et B) :

- si la zone du Parnasse ou un haut-fond équivalent, différencié dès le Trias, existe au Nord du Sperchios, il est possible de concevoir que le bassin maliaque puisse représenter la marge occidentale de la zone pélagonienne, et les séries du Koziakas la marge interne du haut-fond "parnassien" envisagé (hypothèse A) ;

- dans le cas contraire, les séries du Koziakas (ou sous-zone du Koziakas) représentent la sous-zone ultra-pindique au sens d'Aubouin (1959), c'est-à-dire la transition Pélagonien-Pinde, et le bassin maliaque occupe une position ultra-pélagonienne (hypothèse B).

2. LA PALEOGEOGRAPHIE POST-OPHIOLITIQUE (JURASSIQUE TERMINAL-EOCENE INFÉRIEUR).

Les modifications intervenues entre le Néocomien p.p. et le Barrémo-Aptien (JE 2 de Vergely, 1976), tout en étant importantes, ne semblent pas correspondre à un bouleversement comparable à celui de la période paléohellénique ophiolitique précédente (JE 1 ?) puisque les niveaux crétacé inférieur des zones internes n'occupent jamais le cœur de structures tectoniques majeures anté-Crétacé supérieur.

C'est pourquoi j'ai admis que la deuxième paléogéographie alpine fondamentale se développait entre le Jurassique terminal et l'Eocène inférieur-moyen. Des données nouvelles montreront peut-être qu'il faut affiner ce schéma en fonction de l'importance attribuée à la phase "anté-barrémienne".

a. LA PÉRIODE JURASSIQUE TERMINAL-NEOCOMIEN (15-20 MA).

C'est à partir de cette époque seulement qu'il est possible de distinguer le domaine interne ("zones internes"), tectonisé dès le Malm, du domaine externe non affecté par ces déformations (fig. 183).

La partie orientale de ce dernier domaine subit évidemment l'influence directe, au niveau sédimentaire, des zones internes, pour partie émergées.

Si l'organisation paléogéographique caractéristique de cette période paraît être la conséquence plus ou moins directe des phases paléohelléniques, les limites des nouvelles aires de sédimentation (zones isopiques) ne suivent pas obligatoirement les limites structurales. A l'obli-

gité possible de la tectonique par rapport aux zones isopiques antérieures à cette tectonique, s'ajoute donc une éventuelle obliquité des nouvelles zones isopiques par rapport aux limites structurales nouvelles et naturellement par rapport aux anciennes zones isopiques.

La rareté des affleurements d'âge jurassique terminal-néocomien ne permet pas d'étudier précisément la nature de ces rapports dans les Hellénides, mais la nomenclature utilisée doit tenir compte de ces possibilités : des zones isopiques triasico-jurassiques ou crétacées peuvent appartenir à la fois aux "zones internes" et aux "zones externes".

a1. Le domaine occidental.

Les zones isopiques non tectonisées au cours des phases paléohelléniques conservent approximativement les caractéristiques qu'elles avaient au Dogger-Malm ; ce sont :

- les plates-formes de Paxos-Zanthe, du Gavrovo-Tripolitza, et du Parnasse ;
- les bassins ou sillons ionien et du Pinde.

a2. La zone isopique béotienne.

Cette zone a été définie par Celet *et al.* (1976) après que Clément (1971) puis Celet et Clément (1971) aient décrit le "flysch béotien", équivalent hellénique du "flysch bosniaque" (Blanchet, 1973 ; Aubouin *et al.*, 1970).

Elle correspond à une zone déprimée, située à la limite des domaines interne et externe, qui reçoit les éléments détritiques provenant des secteurs orientaux émergés ("flysch béotien"). Ce flysch est daté à sa base du Tithonique-Berriasien grâce à la présence de biomicrites à Calpionelles.

La nature des terrains sur lesquels repose le flysch béotien n'est pas connue avec certitude dans la quasi-totalité des Hellénides : une diversité de soubassements est d'ailleurs envisageable (Celet *et al.*, 1976). Ainsi, si en Béotie les niveaux triasico-jurassiques supportant le flysch béotien sont surtout néritiques, jusqu'au Dogger (Clément *in* Celet *et al.*, 1976), au Nord du Sperchios en revanche, les séries du Koziakas pourraient représenter ce soubassement. Cette dernière hypothèse, que j'avais envisagée parmi d'autres hypothèses (Ferrière, 1974 c) puis abandonnée (Celet *et al.*, 1978), a été surtout développée par Papanikolaou et Sidéris (1979) et Jaeger (1980), qui a apporté les arguments les plus convaincants.

Cependant, l'absence de témoins de niveaux terrigènes flyschoides sur les séries du Koziakas laisse planer un doute : ces séries pourraient, de ce fait, représenter un secteur de profondeur moins importante que le bassin recevant le "flysch béotien" typique (fig. 183).

Enfin, d'après les affleurements connus, il semblerait que les secteurs déprimés recevant le flysch béotien n'aient pas été créés, pour l'essentiel, sous l'effet des compressions "paléohelléniques" mais qu'ils préexistaient, au moins depuis le Dogger-Malm, à l'Est de la zone du Parnasse, ou même depuis le Trias au Nord du Sperchios (séries du Koziakas et peut-être pindi-ques).

a3. Le secteur à l'Est de la zone béotienne.

Dans ce secteur qui correspond approximativement aux ensembles vardarien et pélagono-maliague, et donc au domaine interne, on peut distinguer au Jurassique terminal-Néocomien (fig. 183) :

- des aires émergées, probablement très développées en Grèce continentale méridionale (altérations sur les ophiolites, etc...) ;
- des zones déprimées où s'accumulent les éléments détritiques provenant des secteurs émergés, avec notamment une dépression centrée sur les séries de Péonias et du Pafkon (Mercier, 1968) et une zone immergée dans la partie septentrionale de l'ensemble pélagonien (bordure occidentale du Vermion : Pichon, 1976) ;
- des secteurs immergés, épargnés par les arrivées détritiques, qui devaient constituer des hauts-fonds isolés dans les bassins marins. Ces hauts-fonds recouverts de sédiments pélagiques (radiolarites, calcaires de type Ammonitico-Rosso, biomicrites à Calpionelles) correspondent à des unités ophiolitiques majeures : série de Theopetra, série de Krapa-Langadakia (Vourinos).

Cette première paléogéographie post-ophiolitique sera détruite rapidement, puisque l'on note

deux discordances importantes dans la série crétacée post-néocomienne : une discordance barrémienne (série de Theopetra ; cf. Ardaens, 1978) par exemple, une "discordance" albo-cénomaniennne, générale dans les zones internes (cf. Pichon, 1979, notamment).

Il faut remarquer que les couvertures possédant des calcaires à Calpionelles ne reposent que sur des unités ophiolitiques et que l'on ne peut exclure, à priori, qu'il s'agisse là de sédiments déposés avant le (premier) charriage des ophiolites. La proximité de sédiments néritiques de même âge sur des ensembles ophiolitiques et pélagoniens proches (Zygosti par exemple : Pichon, 1979) rend cependant cette hypothèse peu crédible.

Enfin, si des secteurs paléogéographiques particuliers ont pu être distingués (fig. 183), il ne paraît pas utile, pour le moment, de proposer une nomenclature précise, les affleurements étant rares et les faciès très variables.

b. LA PERIODE BARREMIEN-EOCENE INFERIEUR (70 MA).

Malgré l'existence de discordances et de conglomérats épais du Barrémien au Cénomanienn dans le domaine interne (Pichon, 1979), j'ai considéré que cette période était relativement homogène du point de vue de l'organisation paléogéographique, mais cela reste à démontrer.

b1. Les zones isopiques à l'Ouest de la zone béotienne.

En dehors de variations de faciès, le dispositif paléogéographique des Hellénides occidentales est le même au Crétacé supérieur qu'au Malm-Néocomien.

b2. La zone isopique béotienne.

Cette zone semble se maintenir avec des caractères comparables à ceux de la période précédente, cependant les faciès détritiques deviennent plus calcaires à partir du Cénomanienn au Nord du Sperchios (Courtin, 1979 ; Jaeger, 1979 ; Jaeger et Chotin, 1978 a), alors qu'ils resteraient de type flysch en Iti (Wigniolle, 1977), sauf au Crétacé terminal.

Des indices d'émergence ont même été signalés en Grèce continentale méridionale (Clément *et al.*, 1978).

b3. Les zones isopiques à l'Est de la zone béotienne (domaine interne).

Bien que les séries crétacées post-néocomiennes soient relativement bien représentées dans le domaine interne, la paléogéographie des zones internes helléniques durant cette période n'a pas été établie en détail, ni même ébauchée dans la majeure partie des Hellénides orientales.

Des tentatives ont été faites dans le secteur étudié pour établir de telles zones de faciès, mais il faut reconnaître que ce sont là des aires sédimentaires peu différenciées, aux faciès changeants.

Il est par exemple intéressant de noter, comme pour les faciès précédents au Nord des Hellénides, que les faciès détritiques s'accumulent, à l'Est, sur les séries pélagoniennes et maliaques d'Othrys orientale et à l'Ouest des zones internes (zone béotienne), alors que des faciès récifaux s'installent sur les unités ophiolitiques majeures d'Othrys occidentale (fig. 183).

S'agissant du domaine vardarien, les études conduites par Mercier (1968) semblent avoir montré qu'une zone déprimée existait au Crétacé supérieur entre des zones bordières surélevées à soubassement de type pélagonien et (peut-être) paikonien (fig. 183).

C'est à ce sillon crétacé plus ou moins bien défini que je réserve le nom de "zone isopique d'Almopias", alors que ce nom a été créé par Mercier (1968) pour désigner l'ensemble des terrains affleurant dans ce secteur.

b4. Remarque : le flysch maestrichtien-éocène.

A partir du Maestrichtien, le flysch envahit toutes les zones orientales des Hellénides jusqu'au Pinde compris -sauf peut-être les parties orientales du secteur vardarien- et masque ainsi l'organisation paléogéographique.

Si l'existence de phases d'âge crétacé supérieur reconnues dans les Taurides et le Zagros (*cf.* Ricou, 1971) et peut-être même dans les Cyclades (Dürr *et al.*, 1978 ; Bonneau, 1982) à probablement une influence sur cette alimentation, il faut expliquer la répartition de ce flysch jusqu'au Nord des Dinarides par exemple : une réactivation de secteurs tel que le massif rhodopien ou ses bordures doit probablement être envisagée.

3. LES PALEOGEOGRAPHIES RECENTES.

Ces paléogéographies correspondent aux périodes tardi et post-géosynclinales d'Aubouin (1959).

Au Nord des Hellénides, les zones isopiques de la période tardi-géosynclinale correspondent aux sillons molassiques tel que le sillon méso-hellénique (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Desprairies, 1977), alors que la période post-géosynclinale est marquée par la formation des plaines récentes, mais aussi le développement de structures en extension dans des régions marines telle que la fosse nord-égéenne (Lybérès *et al.*, 1982).

