

NOUVELLES DONNEES SUR LA PALEOGEOGRAPHIE MESOZOIQUE DU DOMAINE VARDARIEN: LES BASSINS D'ALMOPIAS ET DE PEONIAS (MACÉDOINE, HELLENIDES INTERNES SEPTENTRIONALES)

A. Staïs et J. Ferrière*

Abstract : As the problem of western or eastern origin of some of the ophiolitic units obducted on the Pelagonian domain has not yet been clearly understood, the series outcropping in some of the areas supposed to be at the origin of the sedimentary units, have been studied, especially Almopias and Peonias series.

Almopias series:

Mercier (1968) recognized Almopias series as "trough series" during Upper Jurassic and Cretaceous times, then, the existence of an Upper Cretaceous oceanic crust in this area was emphasized (Dercourt *et al.*, 1985).

Our studies show the following results :

1. The data used to conclude that there was an oceanic crust during Upper Cretaceous times in the Almopias area, are partly wrong ;
2. it is possible to define, before the obduction processes, an "isopic zone", supposed to be a deep basin (perhaps with an oceanic crust) during Jurassic but also during Triassic times, according to new paleontological and structural datas.

Peonias series :

Our results lead us to consider that the Peonias basin existed during Jurassic times, as Mercier (1968) said, but also during Triassic times. The opening of this basin would have started during the middle part of Triassic times.

We discuss the age and geodynamic position of the different volcano-sedimentary formations outcropping in Peonias area which lead us to propose new and simple interpretations of some of the Peonias units

ΣΥΝΩΨΗ: Παρουσιάζονται νέα δεδομένα που αφορούν την παλαιογεωγραφία της ζώνης Αξιού κατά το Μεσοζωικό. Στο χώρο της Αλμωπίας (Ενότητες Βρύσης και Μαυρόλακκου) πιστοποιείται η ύπαρξη κατά το Τριαδικό-Ιουρασικό μιάς βαθειάς ιζηματογενούς λεκάνης καλά διαφοροποιημένης ήδη από το Τριαδικό. Η περίοδος διάλυσης της λεκάνης της Παιονίας μπορεί να θεωρηθεί Τριαδική (Κάρνιο και ίσως Λαδίνιο).

* Université Sciences et Techniques de Lille F.A. - 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France)

INTRODUCTION

Les secteurs étudiés ici sont localisés en Macédoine centrale. Il s'agit de petits chaînons et de collines isolées qui affleurent dans la plaine de Thessalonique-Kilkis et dans la vallée de Moglenitsa (Aridaios). Ces secteurs sont classiquement attribués au domaine Vardarien. Ce domaine, défini pour la première fois par F. Kosmat (1924) en tant que "Zone du Vardar", a été divisé par J. Mercier (1966) en trois (sous) zones : la (s) zone d'Almopias à l'Ouest, celle du Paikon au centre et la (s) zone de Peonias à l'Est. Les affleurements étudiés ici sont localisés dans les (s) zones d'Almopias et de Peonias (fig. 1).

I. LE DOMAINE ALMOPIEN

Pour J. Mercier (1968), la zone d'Almopias, limitée à l'Ouest par le domaine pélagonien, a valeur de zone déprimée (sillon ou bassin). Cette interprétation s'appuie sur l'analyse de séries essentiellement d'âge crétacé (voire jurassique supérieur), les seules qui soient assez bien datées, le reste des séries ayant subi des transformations métamorphiques plus intenses.

Les travaux ultérieurs (Bijon, 1982 ; Vergely, 1984), utilisant parfois les données de la tectonique globale (Dercourt *et al.*, 1985), admettent qu'il existe dans ce secteur, au Jurassique notamment, un bassin à croûte océanique qui avait été obductée au Malm sur les zones plus occidentales.

Les témoins indubitables de ce bassin profond anté-Jurassique terminal étaient très mal connus, voire inconnus, à ce jour. Si des séries radiolaritiques et volcaniques (Unité de Mavrolakkos) sont effectivement citées dans ce secteur, elles sont attribuées au Crétacé supérieur sur la foi de Pithonelles observées à la base de cette unité (Bijon, 1982)

Nos études personnelles s'appuyant notamment sur la détermination d'associations de Radiolaires (A. Stais *et al.*, 1990) conduisent à modifier profondément ce schéma initial tant au plan stratigraphique (présence de radiolarites d'âge jurassique -néocomien ?- mais aussi d'âge triasique) qu'au plan structural (définition de nouvelles unités formées de séries particulières).

Nos études ont porté plus particulièrement sur les séries radiolaritiques et volcaniques coincées entre le flysch de Nea Zoi à l'Ouest et l'unité volcano-sédimentaire de Krania à l'Est.

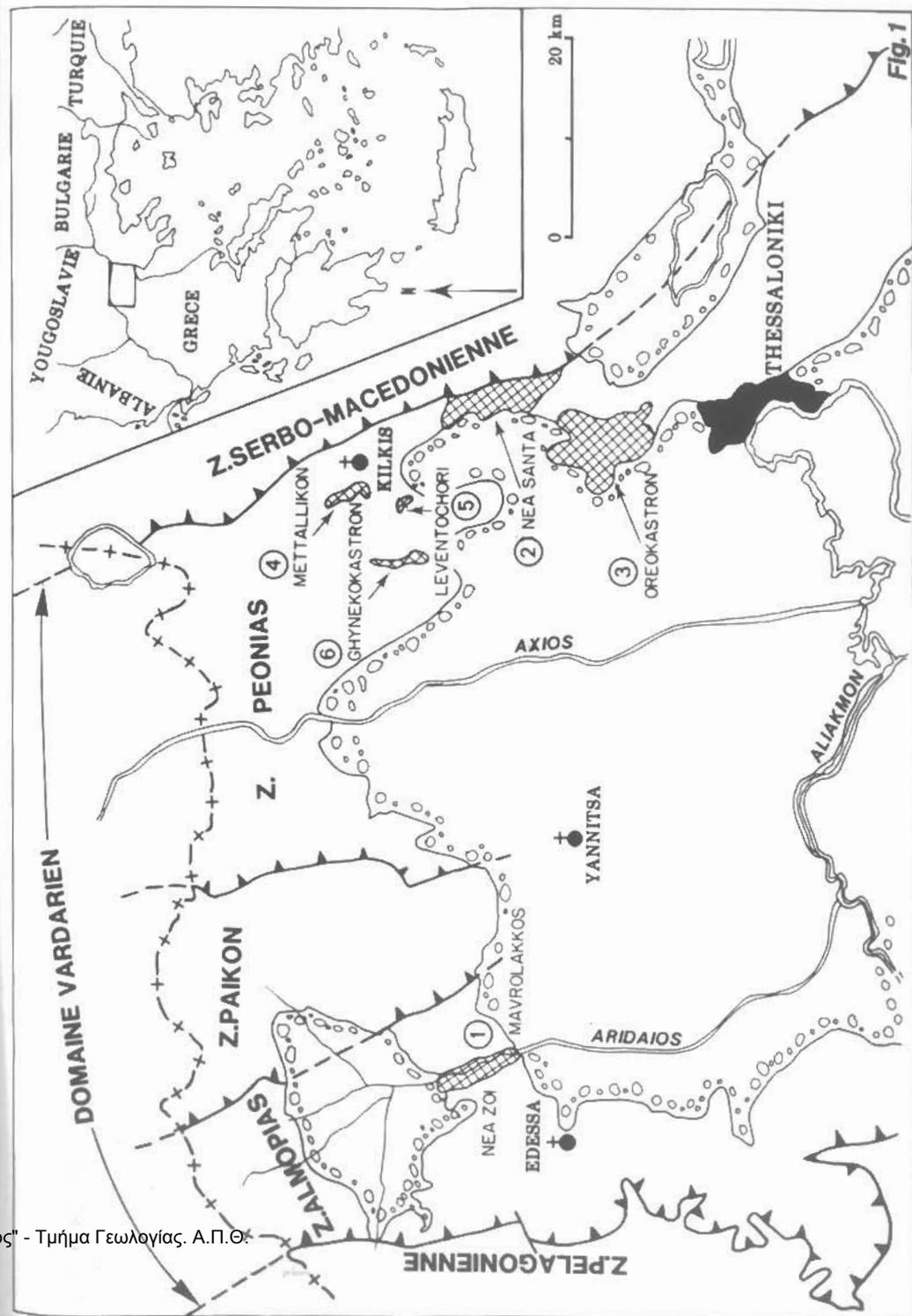


Fig. 1.- Domaine Vardarien et localisation des secteurs étudiés.
Fig. 1.- Vardarian domain and localisation of studied areas

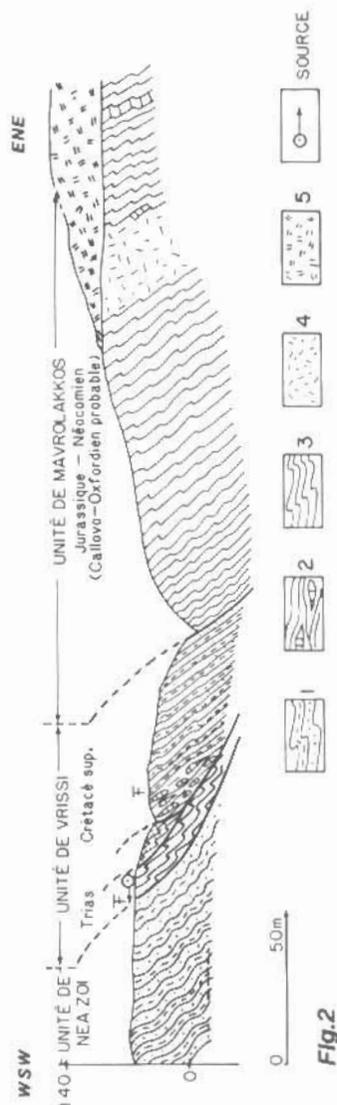


Fig. 2

Fig. 2.- Coupe dans les Unités de Vriissi et de Mavrolakkos

1 : formations détrinitiques de type flysch ; 2 : formations schisteuses à lentilles calcaires ; 3 : radiolarites et pélites ; 4 : dolérites et laves basiques ; 5 : formations volcaniques pliocènes.

Fig. 2.- Cross-section of the Vriissi and Mavrolakkos unit

1 : flysch type formations ; 2 : slate with limestone lenses ; 3 : radiolarites ; 4 : dolerites and basic lavas ; 5 : Pliocene volcanic formations

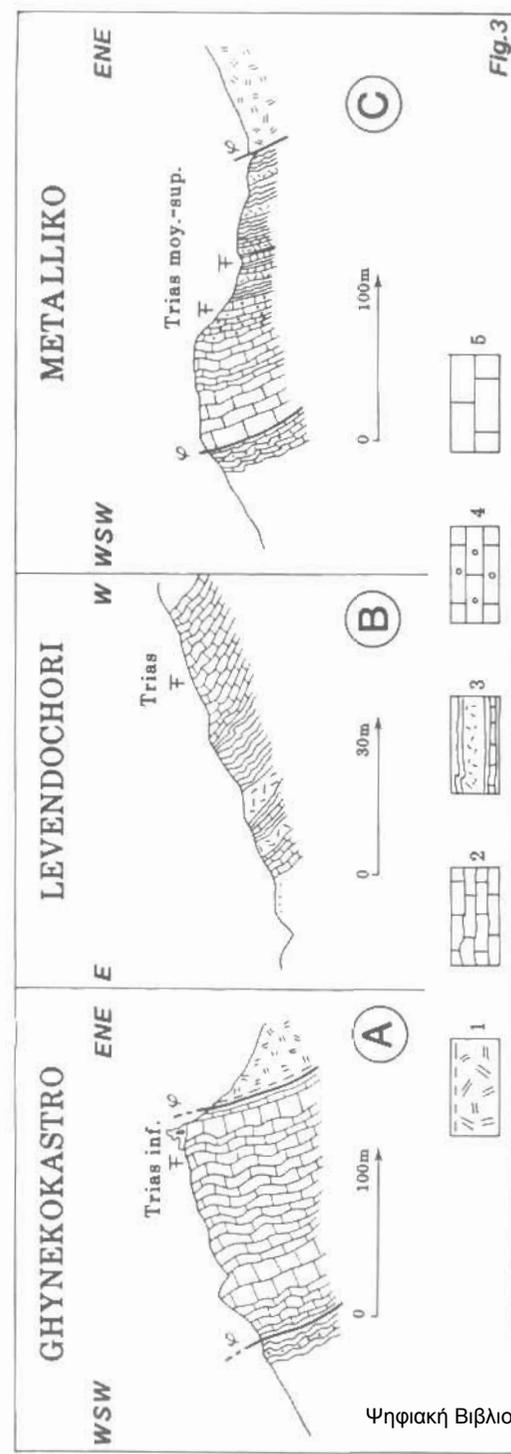


Fig. 3

Fig. 3.- Coupes dans la zone de Pionias

1 : formations volcano-sédimentaires tertiaires ; 2 : calcaires en plaquettes ; 3 : formations volcano-sédimentaires triasiques ; 4 : calcaires bioclastiques ; 5 : calcaires massifs.

Fig. 3.- Cross-section in Pionias zone.

1 : tertiary volcano-sedimentary formations ; 2 : clay limestone ; 3 : Triassic volcanic sedimentary formations ; 4 : bioclastic limestones ; 5 : massive limestones.

A. L'UNITE DE MAVROLAKKOS (fig. 2)

Cette unité tectonique a été définie par Mercier (1968) et réétudiée par Bijon (1982). Elle repose en contact anormal soit sur les éléments de l'unité de Vriissi (cf. infra), soit directement sur le flysch de l'unité de Nea Zoi par l'intermédiaire d'une zone broyée. Ce contact peut être observé sur la pente de collines qui forment la rive gauche du ruisseau à l'Est du village de Nea Zoi.

De bas en haut, on reconnaît :

1. un ensemble de radiolarites et de niveaux volcaniques. Il s'agit d'alternances de radiolarites rouges massives ou péliteuses à joints de péliteuses rouges et de niveaux de péliteuses beiges ou rouges à lentilles gréseuses. Au sein de ces niveaux, s'intercalent des diabases et des laves souvent très altérées, où l'on note quelques méats remplis de carbonates rouges ;
2. un deuxième ensemble constitué de schistes jaunes et rouges à rares niveaux de calcarénites marmorisées qui passent vers le haut de la série à des niveaux péliteuses plus gréseux de type flysch. Un âge crétacé supérieur a été attribué à cette série sur la foi de pithonelles observées dans un liseré de calcschistes et schistes à la base de la série (carte d'Edessa). Pour notre part, nous considérons que cette formation appartient à un autre ensemble (Unité de Vriissi).

Les niveaux radiolaritiques du premier ensemble ont livré des assemblages de Radiolaires dont des *Hagiastriidae* et des *Pantanellium* évoquant le Jurassique, les *Praeconocaryomma* sp. et *Ristolà* sp. du Jurassique-Néocomien, *Pseudodictyomitra apiaria* (Rüst) et *Parvincingula dhimenaensis* Baumgartner du Jurassique supérieur-Néocomien basal. Un échantillon, en éboulis au pied de ces formations radiolaritiques, présente un assemblage avec *Archaeospongoprimum bipatitum* Pessagno, *Pseudodictyomitra* sp., *Podobursa* sp., *Spongocapsula palmera* Pessagno, *Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner ? *Tetratrys zealis* (Ozoldova) et ? *Eucyrtidellum prytum* (Riedel) du Jurassique certain qui peut être restreint au Callovo-Kimméridgien.

B. LES UNITES DE VRISSI (fig. 2)

Ces unités récemment identifiées (A. Stais et al., 1990) sont coïncées entre les unités de Mavrolakkos et de Nea Zoi. Elles présentent deux termes lithologiques séparés par des contacts tectoniques.

1. Les radiolarites

Il s'agit des radiolarites bien litées en plaquettes de 1 ou 2 cm, rosâtres ou beiges (15 m d'épaisseur maximum). Ces radiolarites nous ont livré une faune radiolaritique avec *Pseudostylosphaera* sp., *Eptingium* sp., *Triassocampe* sp. et ? *Xiphotheca* sp. ? Cette faune est d'âge triasique certain, ce qui est confirmé par les quelques débris de conodontes recueillis.

2. Les formations terrigènes des unités de Vrissi

C'est un ensemble de pélites schistosées, à lentilles calcaires, qui passe vers le haut à des grès et pélites micacés (cf. flysch). Les calcaires montrent des fossiles d'âge crétacé supérieur dont des *Globotruncana* sp.

C. CONCLUSION SUR LE BASSIN DE ALMOPIAS

L'étude des unités de Nea Zoi et de Vrissi nous renseignent sur l'évolution anté-Crétacé du secteur almpien. Il apparaît que l'hypothèse d'existence d'un bassin téthysien anté-crétacé à croûte océanique se trouve ainsi confortée voire confirmée. L'âge triasique (minimum) de son ouverture est en outre précisé, ce qui le rapproche d'autres bassins tels que les bassins pindique, maliaque et de Péonias. Enfin, il est clair que les interprétations qui s'appuyaient sur l'âge crétacé supérieur supposé de l'ensemble de la série de Mavrolakkos (Bijon, 1982) ne peuvent être retenues.

II. LA ZONE DE PEONIAS

Cette zone, située entre le massif du Païkon et le massif serbo-macédonien, a, selon J. Mercier (1968), valeur de sillon (bassin) au Jurassique. Ce même auteur regroupe les unités occidentales dans une sous-zone dite Prépeónienne et admet que les séries triasico-jurassiques orientales (Devé Koran) représentent la couverture sédimentaire du massif serbo-macédonien.

Pour F. Kockel (1971 à 1982), le secteur de Péonias est constitué de trois unités géotectoniques : à l'Ouest, l'Unité de Gevgueli, comprenant les ophiolites de la région de Gevgueli et leur couverture tithonique ; au centre, l'Unité de Stip-Axios, visible surtout en Chalcidique ; et à l'Est, la ceinture périrhodopienne. Les auteurs ultérieurs (Kaufmann, 1976 ; Bebien, 1982 ; Gauthier, 1984 ; Baroz, 1985 ; Vergely, 1982 ; Papastavrou & Chatzidimitriades, 1981 ; Mussallam & Jung, 1986 ; Jacobshagen, 1986)

utilisent la terminologie de l'un de ces deux auteurs, soit les deux simultanément. Aujourd'hui et après ces travaux dont la plupart sont des travaux essentiellement pétrographiques, les auteurs admettent que dans le domaine de Péonias un ou plusieurs petits bassins "ophiolitiques" ont fonctionné du Jurassique inférieur au Jurassique supérieur sans arguments stratigraphiques particulièrement convaincants.

Nous décrivons d'abord deux séries relativement complètes (Devé Koran ou Nea Santa et Aspro-Vrissi-Oreokastro), puis des affleurements isolés montrant des formations volcano-sédimentaires (Metalliko, Levendochori) ou calcaires (Ghynkokastro).

A. LA SERIE DE L'UNITE DE NEA SANTA (DEVE KORAN) (fig 4, B)

Les affleurements de Nea Santa s'allongent sur 18 km suivant la direction NNW-SSE dans la plaine de Thessalonique-Kilkis et à l'Est de la route nationale de Thessalonique à Doirani. Quatre formations, à pendage E à Ne, ont été distinguées

D'Est en Ouest, nous avons :

- une série volcano-sédimentaire chevauchée à l'Est par le socle serbo-macédonien ;
- les calcaires de Kamila (Devé Koran) qui forment le point culminant du chaînon (569 m) ;
- les formations calcarodétritiques de Valt ;
- le flysch métamorphique de Melissochori (Svoula)

Mercier (1968) a mis en évidence la stratigraphie inverse de cette série qu'il attribue au Trias-Jurassique.

1. Les calcaires de Devé Koran-Kamila

Kockel *et al.* (1971) attribuent un âge camien au sommet de ces calcaires grâce à des conodontes ; ils incorporent ces formations à l'unité de Devé Koran-Doubia de la ceinture périrhodopienne.

Nous distinguons pour notre part six ensembles lithologiques (lithotypes) différents ; de bas en haut, stratigraphiquement :

- a) il s'agit d'un ensemble de calcaires dolomitiques noirs, de calcaires bréchiques recristallisés rosâtres et de dolomies. C'est dans cet ensemble que Mercier (1968) signale l'Anisien, en raison de la présence de sections de *Rhynchonellidae* (*Cuneirhynchia trinodosa* (Bittner)) présent également dans l'Anisien bulgare ;
- b) des schistes rouges et verdâtres micacés (10 m) ;

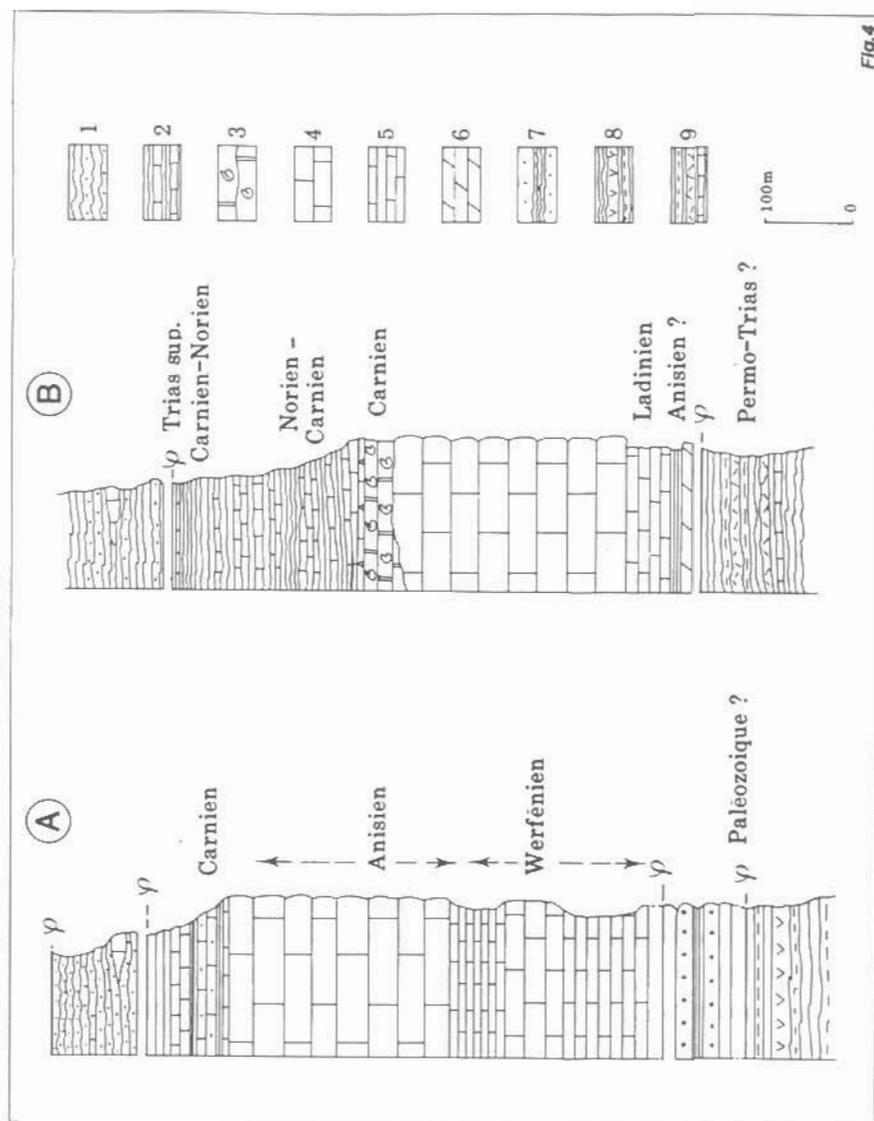


Fig. 4

Fig. 4. - Les séries d'Oreokastro (A) et de Nea Santa (B).

1 : flysch de Melissochori ; 2 : formations calcaro-détritiques ; 3 : calcaires de type "Ammonitico-Rosso" ; 4 : calcaires massifs ; 5 : calcaires en plaquettes ; 6 : calcaires dolomitiques ; 7 : formation de type "Verrucano" ; 8 : formation volcano-sédimentaire d'Oreokastro ; 9 : formation volcano-sédimentaire de Nea Santa.

Fig. 4. - Oreokastro (A) and Nea Santa (B) series.

1 : Melissochori flysch ; 2 : carbonaceous detritic formations ; 3 : "Ammonitico-Rosso" type limestones ; 4 : massive limestones ; 5 : slaty limestones ; 6 : dolomitic limestones ; 7 : "Verrucano" formation ; 8 : Oreokastro volcano-sedimentary formation ; 9 : Nea Santa volcano-sedimentary formation.

- c) des calcaires et marnes, calcaires dolomitiques et calcaires bioclastiques (30 m). Dans ces niveaux, les calcaires sont riches en débris d'organismes, échinodermes, gastéropodes, lamellibranches, écailles de poissons et restes de reptiles. Nous avons observé des Foraminifères benthoniques dont plusieurs *Pillaminella gemerica* (Sala), espèce du Ladinien signalé aussi parfois jusqu'à la partie inférieure du Carnien (détermination D. Vachard) ;
- d) des calcaires blancs ou gris, assez recristallisés, en gros bancs (250 à 300 cm) ;
- e) des calcaires rouges noduleux de faciès condensé (type Ammonitico-rosso) riches en conodontes du Carnien (Kockel *et al.*, 1971) présentant également des sections d'Ammonites et de rares Orthoceres. Cet ensemble atteint une épaisseur de 10 à 60 m avec une intercalation d'un niveau de 5 à 7 m de marnes rouges ;
- f) une brèche où sont remaniés des éléments calcaires appartenant aux niveaux précédents (2-3 m).

2. La formation calcarodétritique de Valti

Entre cette formation et la précédente, on peut observer dans la vallée du Megalo Rhema une brèche tectonique. De haut en bas, on rencontre :

- des calcaires gris-bleus à filon de calcite et filaments en bancs décimétriques contenant des Conodontes du Carnien-Norien.
- des alternances de calcaires bioclastiques avec des marnes contenant des Spongiaires du Carnien-Norien (Papastavrou & Chatzidimitriades, 1981).

Vers la fin, la série présente un caractère plus mameux (fines plaquettes calcaires intercalées dans les marnes). Les derniers mètres de la série ont livré, dans plusieurs endroits, des Foraminifères dont les *Aulotortus* cf. *turidus*, *A. ex. gr. friedli*, *A. gr. sinuosus* indiquant le Trias supérieur (d'apparence norienne) (détermination D. Vachard). L'âge liasique de cette formation (Mercier, 1968) ne peut pas être retenu.

3. Le flysch (métamorphique) de Melissochori (ou de Svoulas)

Il affleure aux environs du village de Nea Santa et à l'Est du village de Mandres. Il est chevauché soit par les calcaires gris ou l'ammonitico-rosso de Kamila (Devé Koran), soit par les calcaires de Valti ; il est constitué de grès, de schistes métamorphiques au sein desquels s'intercalent des blocs métriques de calcaires très recristallisés.

B. LA SERIE DE L'UNITE D'OREOKASTRO (fig. 4, A)

Les affleurements d'Oreokastro forment une série de 12 km de long et 5 à 7 km de large de collines (8 km) au NW de Thessaloniki. Il s'agit, là aussi, d'un empilement d'écaïlles tectoniques à pendage NE, en position inverse.

D'Est en Ouest, nous pouvons distinguer le "flysch métamorphique de Melissochori", des gneiss serbo-macédoniens (?), une série volcano-sédimentaire, une série gréseuse, les calcaires néritiques d'Aspro-Vrissi (Oreokastro), les formations détritiques d'Oreokastro et des gabbros avec leur couverture transgressive du Jurassique supérieur de Neochorouda.

1. Le volcano-sédimentaire d'Oreokastro

Chevauché par les gneiss, il comprend des pélites rouges sériciteuses ou chloriteuses, des lydiennes massives ou en plaquettes de 1 à 5 cm, des niveaux gréseux, quelques intercalations de carbonates verts (recristallisés) et enfin des roches doléritiques souvent très altérées. Cette série est attribuée au Jurassique inférieur et moyen (Mercier, 1968). Les lydiennes nous ont fourni des fragments de Radiolaires, malheureusement indéterminables du fait du métamorphisme. Pour notre part, nous pensons que cet ensemble pourrait être paléozoïque (Permien supérieur) de par sa position tectonique et par corrélation avec d'autres séries dont celle de Kamila.

2. La formation gréseuse

Entre la série volcano-sédimentaire et les calcaires néritiques d'Oreokastro (Aspro-Vrissi), se trouve coincée une série gréseuse que l'on peut suivre de façon discontinue le long de la limite Est des calcaires d'Oreokastro. Elle comprend essentiellement des grès rouges et jaunes qui rappellent les faciès Verrucano du Permien supérieur d'Italie.

3. Les calcaires d'Aspro-Vrissi (Oreokastro)

Ces calcaires ont été étudiés pour la première fois par Mercier [1968] qui a distingué deux ensembles lithologiques : à la base, des calcaires marmoréens attribués au Trias surmontés de calcaires fins attribués sans certitude au Lias (Lagénidés).

Selon Kaufmann *et al.* [1976], ces calcaires représentent une série néritique en position inverse qui commencerait au sommet du Trias inférieur (avec *Meandrospira pusilla*) et atteindrait probablement le Lias. Baroz *et al.* [1990] ont distingué cinq

ensembles lithologiques dans cet ensemble avec, de bas en haut : des calcaires en plaquettes, des calcarénites gréseuses, des calcaires intermédiaires, des calcaires en plaquettes supérieurs et des calcaires massifs. Les trois premiers ensembles contiennent une faune de Foraminifères du Trias inférieur alors que les calcaires massifs seraient d'âge triasique moyen. Nos propres observations confirment cette succession lithologique et faunistique. Nous avons pu trouver des *Meandrospira pusilla* dans le premier de ces ensembles et des *M. dinarica* d'âge anisien dans les premiers 50 m de calcaires massifs. La série atteint une épaisseur de 500 m, mais ces épaisseurs apparaissent variables du fait de la tectonique. Il paraît alors clair que l'âge liasique des calcaires à Lagénidés [Mercier, 1968] ne peut être retenu vu la localisation de ces derniers qui se placent au sein des calcaires du Trias inférieur.

4. Les formations détritiques d'Oreokastro

Les formations détritiques coincées entre les calcaires massifs d'Oreokastro et les gabbros de Neochorouda ont été attribuées par Mercier [1968] au Jurassique supérieur par corrélation avec les niveaux transgressifs de Neochorouda formant ainsi un anticlinal ayant comme cœur les gabbros. Selon les cartes de Thessalonique et Kilkis (1979), ces niveaux constituent une écaïlle occidentale de type flysch de Melissochori (Svoula).

Nos observations nous permettent de distinguer deux ensembles lithologiques séparés par un contact tectonique.

a) L'ensemble calcarodétritique

Il s'agit de calcaires gréseux alternant avec des schistes calcaires, de grès calcaires granoclassés et de calcaires fins en plaquettes avec des intercalations calcaroschisteuses. Dans ces calcaires en plaquettes, ont été observés des blocs de calcaires bréchiques où sont remaniés des calcaires du Trias inférieur-moyen. La série atteint une épaisseur de 30 à 70 m. Dans les premiers 10 mètres, dans un niveau de calcaire bioclastique, nous avons trouvé parmi plusieurs foraminifères du Trias supérieur une algue (*Clypeina besici* Pantic) qui indique le Carnien. Cette formation est donc au minimum d'un âge carnien.

b) L'ensemble schistogréseux

Il s'agit d'une formation nettement plus métamorphique de grès quartzeux et de schistes rouges et verts (100 m d'épaisseur environ). Cet ensemble peut être un équivalent du flysch métamorphique de Melissochori (ou Svoula).

C. L'UNITE DE METALLIKO (fig. 3, C)

Les formations de l'unité de Metalliko affleurent sur les collines du village de Metallikon, 3 km au NW de la ville de Kilkis. Elles sont chevauchées à l'Est par la formation volcanique éocène de Metalliko [Mercier, 1968] et elles chevauchent elles-mêmes sur les formations "calcarodétritiques" de la plaine de Kilkis vers l'Ouest.

1. La formation calcaire

On distingue du bas en haut géométriquement, c'est-à-dire d'Ouest en Est : des calcaires marmoréens (40 m) en bancs décimétriques tectonisés à leur base, une dizaine de mètres de calcaires en plaquettes recristallisés sans indices de fossiles, des calcaires en bancs décimétriques recristallisés gris-noirs (10 m). Les derniers 30 m sont occupés par un ensemble de calcaires bioclastiques microbréchiques et microconglomératiques à nombreux débris d'échinodermes. L'âge de ce niveau n'est pas facile à établir en raison du remaniement des faunes de Foraminifères. Celles-ci sont toujours triasiques (ex. *Pilamina densa* de l'Anisien) ; elles présentent des affinités Trias moyen à supérieur.

2. La formation volcano-sédimentaire

Dans cette formation, on distingue de bas en haut : des schistes (10 m), une vingtaine de mètres de roches doléritiques avec des bancs calcaires recristallisés ; des schistes verts-noirs alternant avec des calcschistes noirs (50 à 60 m) au sein desquels s'intercalent des roches doléritiques.

Dans les niveaux calcaires, protégés de la recristallisation, nous avons pu trouver de rares Foraminifères avec : *Glomospirella cf. silensis*, *Aulotortus gr. communus*, *Endothyra* sp., d'âge ladinien supérieur à rhétien, alors que cette formation était attribuée au Lias [Mercier, 1968].

D. L'UNITE DE LEVENDOCHORI (fig. 3, B)

Elle affleure sur la colline, à l'Ouest du village de Levendochori. De bas en haut on distingue :

1. Une formation volcano-sédimentaire d'environ 30 m :

- calcaires gris à filon de calcite assez recristallisés ;
- dolérites altérées ;

- calcaires gris en filons de
- schistes beiges-jaunes ;
- dolérites ;
- schistes et calcschistes rouges et verts.

2. Les calcaires pélagiques de Levendochori. Il s'agit des calcaires en plaquettes à Radiolaires et Conodontes du Trias.

E. L'UNITE CALCAIRE DE GHYNEKOKASTRO (fig. 3, A)

Il s'agit d'une série calcaire d'une puissance de 150 m qui affleure dans les collines qui dominent le village de Paleo-Ghynékokastro. Cette unité est coincée entre les formations volcaniques et sédimentaires tertiaires de Ghynékokastro à l'Est et les séries détritiques du Jurassique supérieur de Choryghi à l'Ouest.

Elle comprend, de bas en haut :

- des calcaires en plaquettes ;
- des calcaires gris-noirs, en bancs de 50 m, recristallisés ;
- des calcaires gréseux à débris d'organismes ;
- des calcaires gris micritiques, en bancs décimétriques ;
- des calcaires très schistosés, au niveau du chevauchement des formations volcaniques orientales.

Les calcaires gris micritiques nous ont fourni un Foraminifère caractérisé du Trias inférieur "*Spirobis*" *phlyctaena* (détermination D. Vachard).

F. CONCLUSION SUR LE BASSIN DE PEONIAS

Dans la zone de Peonias l'étude des différentes séries nous montre un certain nombre d'étapes évolutives.

L'étape majeure semble se situer autour du Carnien (au Ladinien-Carnien ?), des calcaires de plate-forme (Werfénien-Anisien des séries de Kamila et d'Oreokastro) étant surmontés par des calcaires pélagiques condensés du Carnien. Il s'agirait donc de la période de Rifting correspondant au début de l'individualisation du bassin de Peonias.

Le problème des formations volcano-sédimentaires est plus difficile à résoudre : celles qui sont riches en Lydiennes pourraient être du Paléozoïque supérieur (ex. E du Deve Koran, E d'Oreokastro) ; les autres contenant plus de laves et dolérites seraient du

Trias puisqu'elles contiennent ou sont toujours en contact avec des calcaires du Trias (Unités de Metalliko et Levendochori surtout). Ces dernières pourraient accompagner l'épisode de rifting.

III. CONCLUSIONS GENERALES

Les nouvelles données concernant les unités de Mavrolakkos et Vrissi et des séries péoniennes rapportées dans cette publication nous conduisent aux conclusions suivantes :

- les bassins de Peonias et d'Almopias sont déjà différenciés au Trias ;
- les séries radiolaritiques présentes dans le domaine almopien sont d'âge jurassique et triasique; les laves et diabases seraient surtout abondantes au Jurassique supérieur. Il s'agit donc d'un bassin bien différencié et probablement profond dès le Trias ;
- une période de rifting peut être mise en évidence dès le Trias (Carnien, peut-être Ladinien ?) dans le secteur de Péonias. La signification des formations volcano-sédimentaires présentes dans ce secteur n'est pas encore établie précisément.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN J. (1973).- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides : paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, (1974), p. 426-460.
- BAROZ F. & REMY P. (1985).- Calc-alkaline and tholeiitic magmas in a mesozoic ophiolitic domain : the Oreokastro range (Eastern Hellenides). *Ophioliti*, 10 (2/3), p. 161-180.
- BAROZ F., MARTINI R. & ZANINETTI L. (1990).- Un aspect de la plate-forme carbonatée triasique dans les Hellénides internes : le chaînon d'Oreokastro. (Sous presse).
- BEBIEN J. & MERCIER J. (1977).- Le cadre structural de l'association ophiolites - migmatites - granites de Guévguéli (Macédoine, Grèce) : une croûte de bassin inter-arc ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 927-934.
- BEBIEN J. (1982).- L'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Univ. Nancy, p. 1-470.
- BEBIEN J., DUBOIS R. & GAUTHIER A. (1986).- Example of eusiac ophiolites emplaced in wrench zone : innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). *Geology*, 4, p. 1016-1019.
- BECHON F. (1981).- Caractères de tholéites abyssales des formations magmatiques basiques des unités orientales de la zone d'Almopias (Macédoine grecque). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 292, p. 105-108.
- BERNOULLI D. & LAUBSCHER H. (1972).- The Palinspatic Problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 107-118.
- BIJON J. (1982).- Géologie et géochimie des formations volcano-sédimentaires d'âge Jurassique supérieur et Crétacé de la région d'Edessa (Grèce, province de Pella). Thèse, Orsay, p. 1-192.
- DAVIS E., MIGIROS J., TSAGALIDIS A. & PAVLOPOULOS A. (1988).- Le magmatisme basique d'âge mésozoïque de Péonias. *Bull. geol. Soc. Greece Athens*, 1989, XXIII/2, p. 531-544.
- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 9, p. 709-743.

- DERCOURT J., ZONENSHAIN P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAUER J.P. (1985).- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, n° 5, (8), p. 637-652.
- FERRIERE J. (1982).- Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pelion (Grèce continentale). *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 8, p. 1-970.
- JACOBESHAGEN V. (1986).- Geologie von Griechenland. *Gebrüder Borntraeger*, Berlin-Stuttgart, p. 1-363.
- GAUTHIER A. (1984).- La ceinture ophiolitique de Chalcidique (Grèce du Nord) : Etude d'un cas de variations longitudinales, pétrologiques et structurales. Thèse 3e cycle, Univ. Nancy.
- KAUFFMANN G., KOCKEL F. & MOLLAT H. (1976).- Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, VII, p. 225-230.
- KOCKEL F., MOLLAT H. & WALTHER H.W. (1971).- Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nordgriechenland). *Geol. Jb.*, Hannover, 89, p. 529-551.
- KOCKEL F., ANTONIADES P. & IOANNIDES K. (1978).- Geological map of Thessaloniki. *Publ. I. G. M. E.* Athens.
- KOCKEL F. & IOANNIDES K. (1979).- Geological map of Kilkis. *Publ. I. G. M. E.* Athens.
- KOCKEL F. (1986).- Die Vardar (Axios) Zone. In : V. Jacobshagen : Geologie von Griechenland. *Gebrüder Borntraeger*, Berlin-Stuttgart, p. 150-168.
- KOSSMAT F. (1924).- Geologie zur zentralen Balkanhalbinsel, mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbaues. *Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt*, Berlin, 12, p. 1-198.
- MERCIER J.L. (1966).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse. *Ann. géol. Pays hellén.*, 1968, 20, 70, p. 1-792.
- MERCIER J.L. & VERGELY P. (1984).- Carte géologique d'Edessa. *Publ. I.G.M.E.*, Athènes.
- MOUNTRAKIS D. (1983).- Structural geology of the North Pelagonian zone s.l. and geotectonic evolution of the Internal Hellenides (Macedonia, Greece). *Univ. of Thessaloniki*, p. 1-290.
- MUSSALLAM K. & JUNG D. (1986).- Geologie und Bau des Sithonia-Ophioliths (Chalkidiki, NE-Criechenland) : Anmerkungen zur Bildung ozeanischer Krusten. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 75/2, p. 389-409.
- PAPASTAVROU S.E. & CHATZIDIMITRIADES E.A. (1981).- Beitrag zur Geologie der Serbo-Mazedonischen zone : Die Karnisch-Nonschen schichten von Walti (Z. Mazedonien - Griechenland). *Bull. geol. Soc. Greece*, XV, p. 1-23.
- SALAJ J., BORZA K. & SAMUEL O. (1983).- Triassic Foraminifers of the West Carpathians. *Geologicky Ustav Dionyza stura*, Bratislava, p. 1-213, pl. I-CLVII.
- STAIS A., FERRIERE J., CARIDROIT M., DE WEVER P., CLEMENT B. & BERTRAND J. (1990).- Données nouvelles sur l'histoire anté-obduction (Trias-Jurassique) du domaine d'Almopias (Macédoine, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, (sous presse).
- VERGELY P. (1984).- Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes : conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Thèse Orsay, 2 vol., p. 1-250 et 1-411.
- ZANINETTI L. (1976).- Les Foraminifères du Trias. *Riv. Ital. Paleont.* Milano, p. 1-258, tav. 1-24.