Bull. Soc. géol. France, 1995, t. 166, n° 4, pp. 327-339

Nouvelle interprétation de la suture téthysienne vardarienne d'après l'analyse des séries de Péonias (Vardar oriental, Hellénides internes)

par JACKY FERRIÈRE* et ANTOINE STAIS*

Mots clés. – Hellénides, Téthys, Vardar, Péonias, Rifting, Marges, Obduction.

Résumé. – De nouvelles données, acquises sur les séries orientales du domaine hellénique vardarien (zone de Péonias ; Mercier [1968]), permettent de définir des séries relativement continues s'appuyant sur des repères stratigraphiques nombreux et fiables. Ces séries, comprises entre le Carbonifère-Permien (?) et le Tithonique, s'avèrent être soit différentes (séries d'Oréokastro et de Métalliko) soit plus précises (séries de Néa Santa) que celles qui avaient été élaborées antérieurement [Mercier, 1968 ; Kockel, 1986].

Il apparaît ainsi que : (1) les séries de Péonias ont, de par leurs faciès et leur histoire, un cachet hellénique indubitable ; (2) une période fondamentale de *rifting* se produit dès le *Ladinien* dans ce secteur comme dans le reste des Hellénides ; (3) ce rifting conduit à l'apparition d'une *marge s'approfondissant d'est en ouest* vers un bassin où se forme une croûte océanique dès la limite Trias-Jurassique, début de la sédimentation post-rift. Ce bassin deviendra, au cours du Jurassique, le *bassin téthysien vardarien principal* ayant pour marges Péonias (et Païkon) à l'est et Maliaque à l'ouest ; (4) les « ophiolites » d'Oréokastro et leurs équivalents, notamment Guevgueli-Efzoni seraient nées dans un bassin différent de type arrière-arc, à l'est de l'arc du Païkon, qui s'ouvrirait en transtension au Dogger ? – Malm et non pas au Lias ; (5) l'obduction au Malm de ces croûtes océaniques jeunes se fait d'ouest en est sur une faible distance au niveau de la marge péonienne. Lors de la tectonique tertiaire à vergence opposée, les séries normales des unités nées lors de l'obduction sont renversées, d'où l'abondance de séries inverses dans le secteur de Péonias, contrairement à celui d'Almopias ; (6) l'apparition du bassin arrière-arc (bassin d'Efzoni-Guevgueli) au Malm a pour effet d'isoler le bloc du Païkon qui était jusqu'alors plus ou moins solidaire de la marge de Péonias. L'existence probable d'une fenêtre du Païkon [Godfriaux et Ricou, 1991], résultat de la tectonique tertiaire, pourrait alors s'expliquer soit par des chevauchements à vergence opposée sur les deux flancs du Païkon [Sharp et Robertson, 1992], soit par le charriage vers l'ouest de la partie occidentale du bassin arrière-arc d'Efzoni-Guevgueli dont feraient partie les séries orientales d'Almopias (Unités de Mavrolakkos-Kranies).

New interpretation of the Vardarian Tethysian area based on the Peonian series

Key words. – Hellenides, Tethys, Vardar, Peonias, Rifting, Continental Margins, Obduction.

Abstract. – New data concerning the eastern series of the Vardarian Hellenic area (Peonias zone ; Mercier [1968]) allow us to define subcontinuous series based on numerous accurate stratigraphical results. These Carboniferous-Permian (?) to Tithonian series are different (Oreokastro and Metalliko series) or more precisely defined (Nea Santa series) than those precedently described [Mercier, 1968 ; Kockel, 1986].

The main results are : (1) the Peonian series undoubtedly show Hellenic affinities ; (2) a Ladinian rifting event occurs in this area as in the other parts of the Hellenides ; (3) an oceanic basin expands on the western side of this Peonian (and Paikonian) margin since the beginning of the post-rift sedimentation (Triassic-Jurassic boundary) ; it is the "Main Vardarian Tethysian Oceanic Basin" ; (4) the Oreokastro Ophiolitic unit, and the other Peonian ones, especially Guevgueli-Efzoni, do not come from this first oceanic crust but probably from a transtensionnal Middle (?) – Upper Jurassic back-arc basin, located on the eastern side of the Païkon arc ; (5) the vergence of the Upper Jurassic Peonian obduction is from west to east ; because of the Tertiary tectonic events these first units became reversed ; (6) the development of the back-arc basin divides the Païkon and the Peonias series. Two hypotheses can explain the Tertiary Païkon window [Godfriaux and Ricou, 1991] : opposite thrustings on each side of the Païkon massif [Sharp and Robertson, 1992] or an important thrusting from east to west above the Païkon series of the western part of the (Efzoni-Guevgueli) back-arc basin, including the eastern Almopian series (Mavrolakkos-Kranies units).

Abridged English version

This publication deals with the geodynamic interpretation of the eastern part of the Vardarian area (Peonias Zone, [Mercier 1968]) characterized by weakly metamorphic rocks (fig. 1). This interpretation is based on stratigraphical data which lead us to define new significant series from Carboniferous-Permian (?) to Tithonian times. Structural data give complementary information on Tertiary events.

Among the ***new stratigraphical data,*** some of them are more significant (fig. 2 and 3).

1. The upper part of the rhyolitic volcano-sedimentary formation of the Nea Santa Unit has been shown to be lowermost Triassic because of the presence of the foraminifer *Rectocornuspira kalhori* ; it probably reaches Permian ages in its lower part. The main rhyolitic volcano-sedimentary formations of the Peonias area being in contact with Triassic limestones (especially Werfenian),we consider that all these formations are dated Permian to lowermost Triassic.

2. All the Triassic stages are recognized and well-dated, especially in the Oreokastro area. These results indicate that (a) a major deepening occurred during the Ladinian for the Oreokastro series and during the Upper Ladinian-Carnian for the Nea Santa series ; (b) all the Triassic formations of the Oreokastro unit show a *reverse polarity* with the oldest beds (Werfenian) located on the eastern part of the unit ; this observation confirms the Palaeozoic-lowermost Triassic ages of the more eastern rhyolitic formations of the Oreokastro series.

3. As it is located on the eastern side of the rhyolitic formation, the Aspro-Vrissi Formation (black pelitic and radiolarian beds with basic magmatic bodies), thought to be Lower Jurassic [Mercier, 1968]), is considered to be older than the rhyolitic Permian-Lower Triassic formation. This conclusion is reinforced by the existence of such formations

* URA-CNRS 719 « Sédimentologie & Géodynamique », Sciences de la Terre, Université Sciences Technologies Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cédex, France.

Manuscrit déposé le 18 janvier 1995 ; accepté après révision le 16 mars 1995.

in the Upper Palaeozoic (Permian and/or Carboniferous) of other Hellenic areas as Euboea and Attica [see Clément, 1983]).

4. During the Jurassic, a silico-clastic turbiditic sedimentation occurred in this area coming from the Serbo-Macedonian area on the east. These flysch-like formations outcrop in the western part of the reverse series (Nea Santa, Oreokastro) and are younger than Carnian times. The pre Kimmeridgian-Tithonian Ophiolites (Oreokastro unit) develop a HT-LP metamorphism in the upper part of these silico-clastic beds. This late Triassic-Jurassic flysch-like formation known in all the Peonian series (fig. 3) comprises the "flysch de Melissochori" supposed to be Permo-Triassic [Mercier, 1968]. It is slightly different from the Svoula Formation [Kauffmann *et al.*, 1976] which seems to be restricted to some Peonias units and includes older Triassic rocks.

Six different non formal lithologic formations in the Oreokastro unit are distinguished from the older to the younger ones (1 to 6, fig. 3) :

— the black pelitic radiolaritic formation with basic bodies (2, fig. 3 ; Carboniferous-Permian ?). The "Aspro-Vrissi Formation" supposed to be Jurassic [Mercier, 1968], was used to define this black formation and the red rhyolitic formation together. Because Mercier [(1968] mentioned the term "Séries diabases-radiolarites d'Aspro-Vrissi", the name can be kept for the black formation (2, fig. 3) excluding the rhyolitic one (3, fig. 3) ;

— the rhyolitic rich volcano-sedimentary formation with sandstones and conglomerates (3 ; fig. 3, Permian ? – lowermost Triassic) ; it is referred to as the Pirghoto Formation (from the Pirghoto village in the Nea Santa Unit) ;

— the grey neritic limestone formation (4, fig. 3, Werfenian-Anisian or Werfenian-Ladinian) ; it is identified as the Messeo Formation (from the Messeo village in the Oreokastro Unit, fig. 2) ;

— different Middle to Upper Triassic facies corresponding to the *synrift sediments* (5, fig. 3) are located above the Messeo Formation ; the Valti Formation term is used for these sediments in the Nea Santa Unit [Staïs, 1993].

— the silico-clastic flysch-like formation (6, fig. 3, uppermost Triassic-Jurassic (?)). The Svoula Formation of Kauffmann *et al.* [1976] was attributed to a better interpreted formation than the "flysch de Melissochori" [Mercier, 1968]. As the former comprises also the lower formation (5) we keep the name Melissochori Formation.

The definition of new kinds of series, such as the Oreokastro series, implies modifications considering the ***geodynamic interpretations of the Peonias area.***

1. The Peonias series show unquestionable Hellenic affinities, such as the Upper Palaeozoic or Triassic sedimentary facies and the successive geodynamic events observed in this area (Triassic rifting, Upper Jurassic obduction, Tertiary collision).

2. A *rifting event* began, as in many other Hellenic zones, during the *Ladinian* (Oreokastro unit) or the Upper Ladinian-Carnian (Nea Santa Unit). As a result of this event, there is a faulted area deepening from east to west as indicated by the rifting ages (older in the western units) and the types of facies.

3. Around the Triassic-Jurassic boundary which corresponds to the beginning of the post-rift sedimentation (homogenized silico-clastic sedimentation), a first oceanic crust appears in the basin (fig. 5 et 6). As it developed during the Jurassic, this basin became the main *Vardarian Tethysian Oceanic* (VTO) Basin. The margins of this basin are the Maliac margin (?), on the west, and the Peonian or the Païkono-Peonian margin on the east [Ferrière and Staïs, 1994].

4. The ophiolitic units of the eastern Vardarian area (especially the Oreokastro and Guevgueli-Efzoni Ophiolites), which were obducted during the Upper Jurassic (Kimmeridgian *p.p.* ?), are probably not linked to this first oceanic accretion. Some data, such as the occurrence of Upper Jurassic granitic and migmatitic rocks in the gabbroic bodies and the development of HT-LP metamorphism under the ophiolitic bodies [Rémy, 1984], lead us to consider that these ophiolitic units came from a part of an oceanic crust close to the margin and younger (Dogger ? – Malm) than the old crust of the VTO basin (fig. 5 and 6).

This new oceanic crust could be the result of a back-arc accretion linked to the east-dipping subduction of the first oceanic crust (VTO basin) under the Païkon arc during the (Dogger ?) Malm. Such Jurassic accretions have been proposed by different authors ; however owing to unprecise and wrong stratigraphical data – such as a Lower Jurassic age for the "Aspro Vrissi Formation" [Mercier, 1968] – they considered too many openings and/or basins [Vergely, 1984].

5. The existence of ophiolitic bodies only in the western units of the studied area, and the HT-LP metamorphism under the Oreokastro ophiolites lead us to consider an Upper Jurassic obduction from west to east, on the eastern margin of the new basin (Efzoni basin, fig. 6). Because of the opposite western vergence of the Tertiary tectonic events, the Upper Jurassic units were reversed so that young formations were thrust over older ones (fig. 4 and 6).

6. If we accept the hypothesis of a back-arc opening during the Upper Jurassic, the Païkon block should have been linked initially to the Peonias margin and divided from it only since the Dogger (?) Malm period.

In this case, we must explain the Tertiary tectonic window that characterizes the Païkon massif [Godfriaux and Ricou, 1991]. Two interpretations seem possible : (1) thrusting with different vergences on each side of the Païkon [Sharp and Robertson, 1992] that requires a backthrusting on the western part of the Païkon, (2) a main Tertiary thrusting event with a western vergence, so that the western part of the Efzoni basin is pushed above the Païkon units. The eastern Almopian units, with Upper Jurassic-Lower Cretaceous pillow-lavas (Mavrolakkos and Kranies units) could be the western part of this nappe. The problem for this latter hypothesis is that the distribution of the facies of the Mavrolakkos and Kranies units could be explained by the contiguity between the Païkon and Kranies series on the western side of the Païkon.

When the Païkon problem is solved, the definition of isopic zones will be possible taking into account the different successive palaeogeographic settings. We propose some new lithologic formations (see above) and a new name (*Efzoni-Guevgueli basin*) for the Dogger (?) – Malm back-arc basin which gave all the ophiolitic bodies known between the Païkon and Serbo-Macedonian massifs. The *Peonias name* is chosen to define preobduction isopic zone developed as the eastern margin of the oceanic basins, excluding its possible Païkon distal part. This definition of the Peonias zone is similar to that used by Mercier [1968] but the new one includes the Nea Santa series supposed to be a Serbo-Macedonian series.

INTRODUCTION

Dans le domaine du Vardar, compris entre les ensembles pélagonien à l'ouest et serbo-macédonien à l'est (fig. 1), affleurent des ensembles ophiolitiques plus ou moins dissociés qui témoignent de la présence probable dans ce secteur, de bassins téthysiens à croûte océanique, notamment au cours du Mésozoïque. Le caractère de suture a été acquis lors des phases tectoniques alpines successives dont on sait qu'elles sont marquées dans les Hellénides internes par des obductions (et collisions ?) dès le Malm et des raccourcissements majeurs dans un contexte de collision au Tertiaire.

L'évolution géologique du secteur vardarien est difficile à décrypter, notamment son évolution anté-crétacée, en raison du caractère partiel des séries constituant les différentes unités tectoniques et des transformations métamorphiques subies par celles-ci. Grâce à de nouvelles données, complétant les résultats déjà acquis sur les séries de cette suture téthysienne vardarienne [Staïs et Ferrière, 1991, 1994], nous avons pu reconstituer dans le domaine vardarien oriental (zone de Péonias; [Mercier, 1968]) plusieurs séries anté-crétacées, avec un degré de précision relativement satisfaisant pour un secteur connu pour avoir subi d'importantes transformations au cours des phases alpines.

De nombreuses hypothèses, parfois synthétiques, ont été avancées pour rendre compte de l'évolution de ce secteur [Mercier, 1968; Vergely, 1984; Bebien *et al.*, 1986; Asvesta et Dimitriadis, 1992], mais celles-ci reposent le plus souvent sur des données peu précises ou hypothétiques, qu'elles soient stratigraphiques ou pétrologiques. Afin qu'il y ait le moins d'ambiguïté possible, les interprétations que nous proposons ne sont fondées que sur les séries ayant fourni des résultats suffisamment nombreux et fiables. Deux niveaux d'interprétation sont présentés : le premier est une interprétation directe, la plus proche possible, des faits observés; la seconde, plus hypothétique, essaie d'intégrer ces premières conclusions dans le cadre de l'évolution géodynamique du domaine vardarien.

I. – LES FAITS

A) Vue d'ensemble

Les principales données concernant les séries analysées et reconstituées sont reportées sur les figures 2a, 2b et 3.

La série la plus complète que nous avons pu reconstituer est celle de l'unité dite d'Oréokastro située à proximité de Thessalonique (fig. 2 et 3). Grâce à des datations paléontologiques suffisamment nombreuses, cette série peut maintenant être considérée comme une *unique série en position inverse* (du socle métamorphique, à l'est, aux ophiolites et à leur couverture, à l'ouest). Rappelons que cette série avait été antérieurement interprétée comme une superposition de plusieurs unités tectoniques tertiaires indépendantes, constituées principalement (ou pour partie) de séries normales [Mercier, 1968; Kockel et Ioannides, 1979]. C'est là un résultat majeur dans la mesure où cette série renseigne désormais sur la quasi-totalité de l'histoire – très mal connue – du secteur de Péonias, de la période hercynienne au Tithonique voire même au Tertiaire (structures tectoniques).

Les nouvelles données permettent de proposer une nouvelle interprétation concernant les séries du secteur de Péonias. Les principales formations rhyolitiques sont d'âge paléozoïque supérieur (?)-trias basal, y compris une grande partie, et peut-être la totalité, de celles qui avaient été attribuées au Tertiaire [Mercier, 1968]. Les pollens signalés par J. Mercier [1968] pourraient être des pollutions datant de l'émersion liée à la phase tectonique tertiaire majeure. Les formations détritiques de type Melissochori [Mercier, 1968] ou Svoula [Kauffmann *et al.*, 1976] sont d'âge Trias terminal et probablement Jurassique, et non pas Permien [Mercier, 1968] ou Tertiaire [Godfriaux et Ricou, 1990]. De ce fait, il n'est pas possible d'envisager que l'ensemble des formations anté-Tertiaire du secteur de Péonias soit des olistolites resédimentés dans un bassin de flysch et rhyolites d'âge tertiaire.

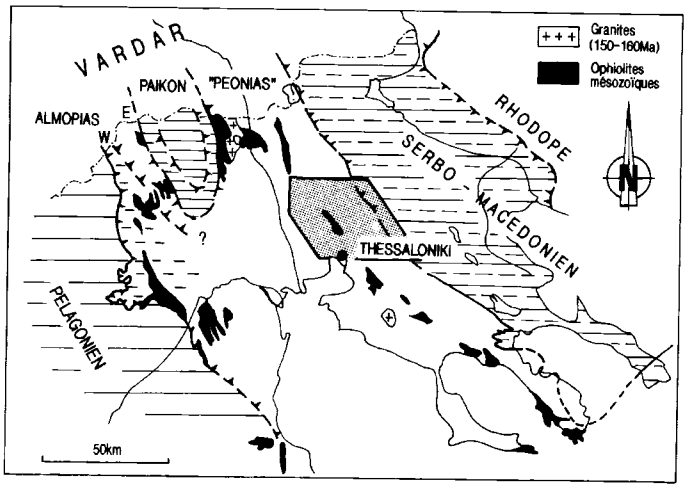


FIG. 1. – Localisation des séries étudiées au sein « du secteur de Péonias », partie orientale du domaine vardarien.

FIG. 1. – *Location of the studied series of the Peonias area, the eastern part of the Vardarian domain.*

Ces nouvelles données, notamment celles acquises sur le Trias, permettent également de reconstituer, avec une assez bonne précision, l'évolution géodynamique du secteur de Péonias et donc de discuter la signification de ce secteur au sein de l'ensemble hellénique.

B) Les différentes formations lithologiques reconnues

Ces différentes formations lithologiques sont présentes dans la série d'Oréokastro (fig. 2a, 2b et 3). La comparaison avec les autres séries du secteur montrent des variations latérales intéressantes telle l'apparition de faciès sédimentaires particuliers (Ammonitico rosso de Néa Santa [Kauffmann *et al.*, 1976], par exemple) ou de roches volcaniques triasiques (série de Métalliko et de Leventochori [Staïs et Ferrière, 1991]).

Les principales formations reconnues sont, de bas en haut, stratigraphiquement (fig. 3).

1) Le socle à métamorphisme de haut degré

Il est constitué de gneiss, micaschistes et amphibolites traversés par des venues granitiques et filons pegmatitiques à micas blancs datés à 300 ± 10 Ma (Rb/Sr); [Borsi *et al.*, 1964].

2) Un ensemble surtout pélitique, parfois gréseux, à lydiennes et diabases (Carbonifère-Permien ?)

Il correspond à une partie de la formation « diabase-radiolarite » d'Aspro Vrissi de Mercier [1968] qu'il supposait d'âge liasique, car reposant sur des calcaires du Lias probable à lagénidés unisériés et ostracodes (non dégagés) qui se sont avérés être en fait d'âge werfénien (*Meandros-*

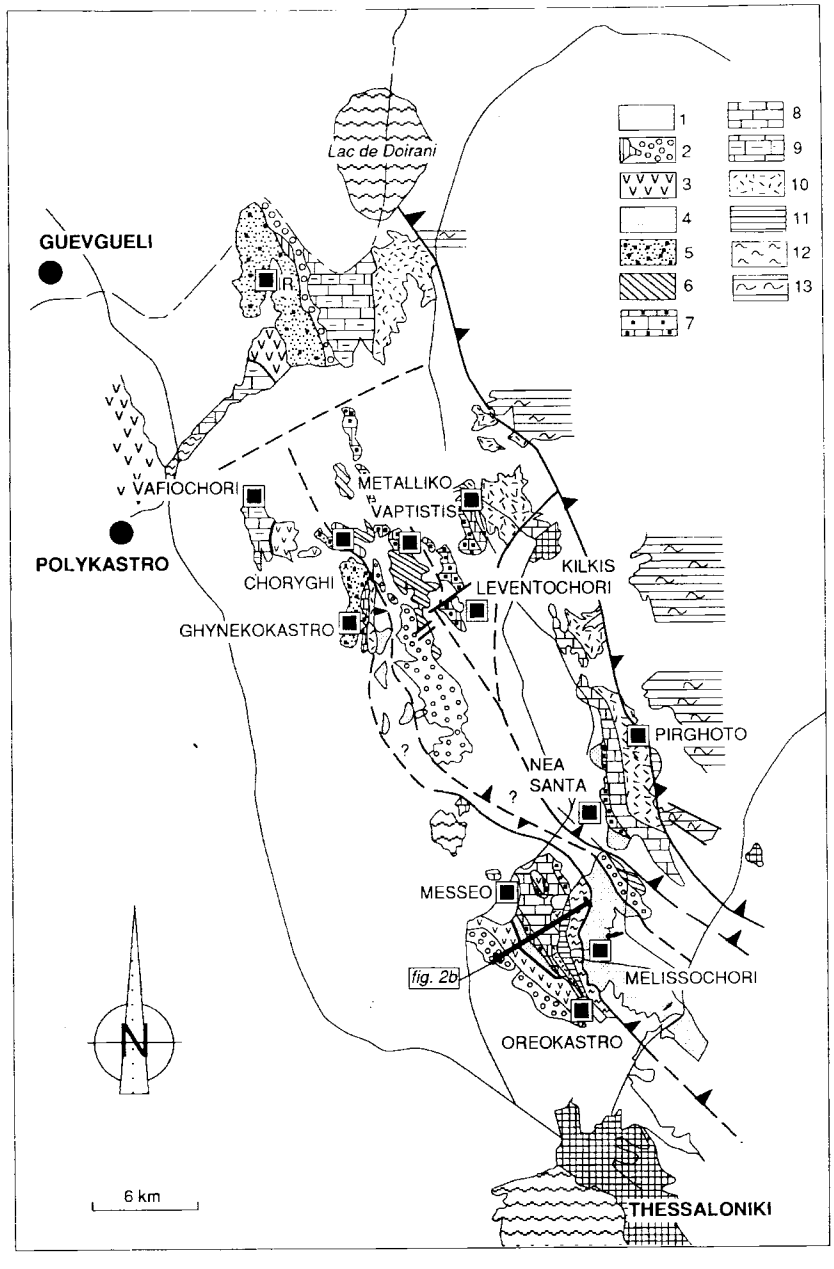


FIG. 2a. – Carte géologique du secteur de Péonias.
1 : Tertiaire et Quaternaire ; 2 : formations post-ophiolitiques Jurassique supérieur (conglomérats et calcaires récifaux) ; 3 : « ophiolites » ; 4 : formations de type flysch (Trias terminal-Jurassique) ; 5 : formation gréso-pélitique arkosique (Jurassique anté ou post-ophiolitique ?) ; 6 : schistes fins (Trias supérieur *p.p.* – Jurassique ?) ; 7 : calcaires pélagiques et formations calcaro-détritiques (Trias supérieur) ; 8 : calcaires néritiques (Werfénien-Anisien ; Werfénien-Ladinien à l'est) ; 9 : formations méta-sédimentaires *p.p.* carbonatées ; 10 : détritique rouge à laves acides ou volcano-sédimentaire riche en rhyolites (Trias basal-Permien) ; 11 : pélites à lydiennes et corps basiques (Carbonifère ?) ; 12 : gneiss, micaschistes, filons de pegmatites et granites ; 13 : massif métamorphique serbo-macédonien.

FIG. 2a. – *Geologic map of the Peonias area.*
1 : *Tertiary and Quaternary ;* 2 : *post-ophiolitic Upper Jurassic sediments (conglomerates and recifal limestones) ;* 3 : *ophiolites ;* 4 : *flysch-like formations (uppermost Triassic-Jurassic) ;* 5 : *arkosic sandstones and pelitic rocks (pre– or post-ophiolitic rocks ?) ;* 6 : *fine-grained pelitic schistose rocks (Upper Triassic* p.p. *– Jurassic ?) ;* 7 : *pelagic limestones and calcareous detritical formations (Upper Triassic) ;* 8 : *neritic limestones (Werfenian to Anisian or Ladinian) ;* 9 : *meta-sedimentary rocks ;* 10 : *red sandstones with acidic lavas or rhyolitic rich volcano-sedimentary formation (Permian ? – Lowermost Triassic) ;* 11 : *pelitic and black radiolaritic rocks with basic bodies (Carboniferous ?) ;* 12 : *gneiss, micaschists, granitic and pegmatitic dykes ;* 13 : *metamorphic Serbo-Macedonian massif.*

pira pusilla). Cet ensemble est affecté par un métamorphisme de faible degré. Du point de vue sédimentologique, il s'agit d'une sédimentation caractéristique d'un bassin dont la profondeur et la nature n'ont pu être précisées. La position de cet ensemble dans la série d'Oréokastro (fig. 2 et 3) conduit à lui attribuer un âge *paléozoïque* probablement supérieur. Un métamorphisme de haute température, décroissant vers l'ouest, existe dans ces formations [Rémy, 1984]. Les granites du socle situé à proximité, juste à l'est (fig. 2 et 3), pourraient être la cause de ce métamorphisme. Dans ce cas, les formations à lydiennes seraient plus anciennes que les pegmatites et granites (300 ± 10 Ma)

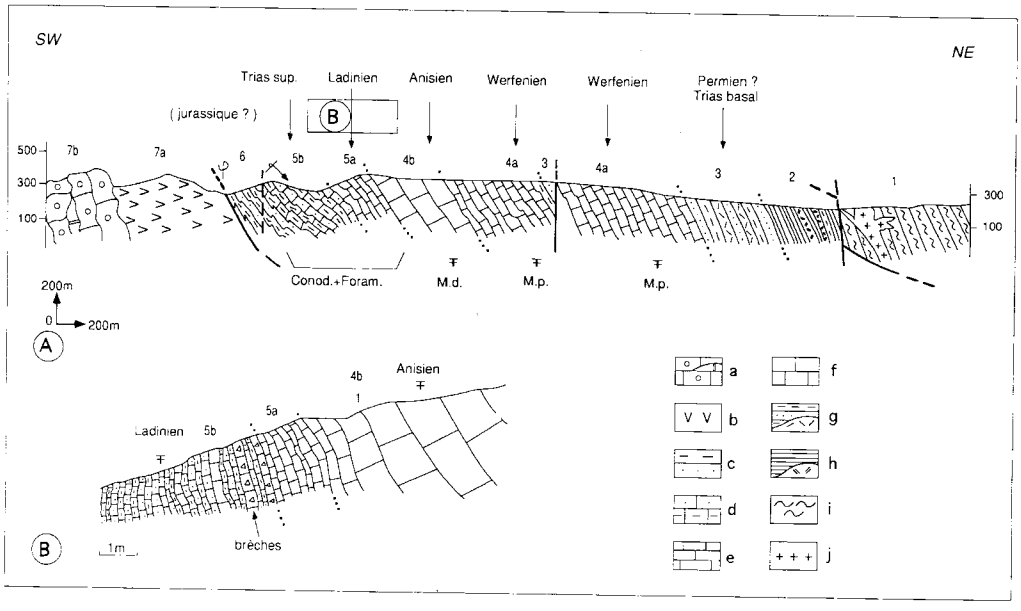


FIG. 2b. – Série d'Oréokastro : coupe de référence.
Les numéros des formations lithologiques sont les mêmes que sur la figure 3. A : coupe d'ensemble ; B : coupe détaillée.
a : conglomérats du Kimméridgien-Tithonique ; b : ophiolites ; c : alternances gréso-pélitiques ; d : alternances de calcaires argileux, gréseux et micro-bréchiques ; e : calcaires fins en plaquettes ; f : calcaires massifs ; g : alternances gréso-pélitiques rouges à rhyolites ; h : alternances pélito-gréseuses sombres à corps basiques ; i : formations métamorphiques ; j : filons granitiques et pegmatitiques.
Mp : *Meandrospira pusilla ;* Md : *Meandrospira dinarica.*

FIG. 2b. – *Serie of Oreokastro : cross-section.*
A : *general cross-section ;* B : *detailed cross section.*
a : *Kimmeridgian-Tithonian conglomerates ;* b : *ophiolites ;* c : *alternating pelitic beds and sandstones ;* d : *alternating pelitic beds, sandstones and microbreccia ;* e : *thin bedded limestones ;* f : *thick bedded limestones ;* g : *red sandstones and pelitic beds with rhyolitic bodies ;* h : *black pelitic beds and sandstones with basic bodies ;* i : *metamorphic rocks ;* j : *granitic and pegmatitic rocks.*

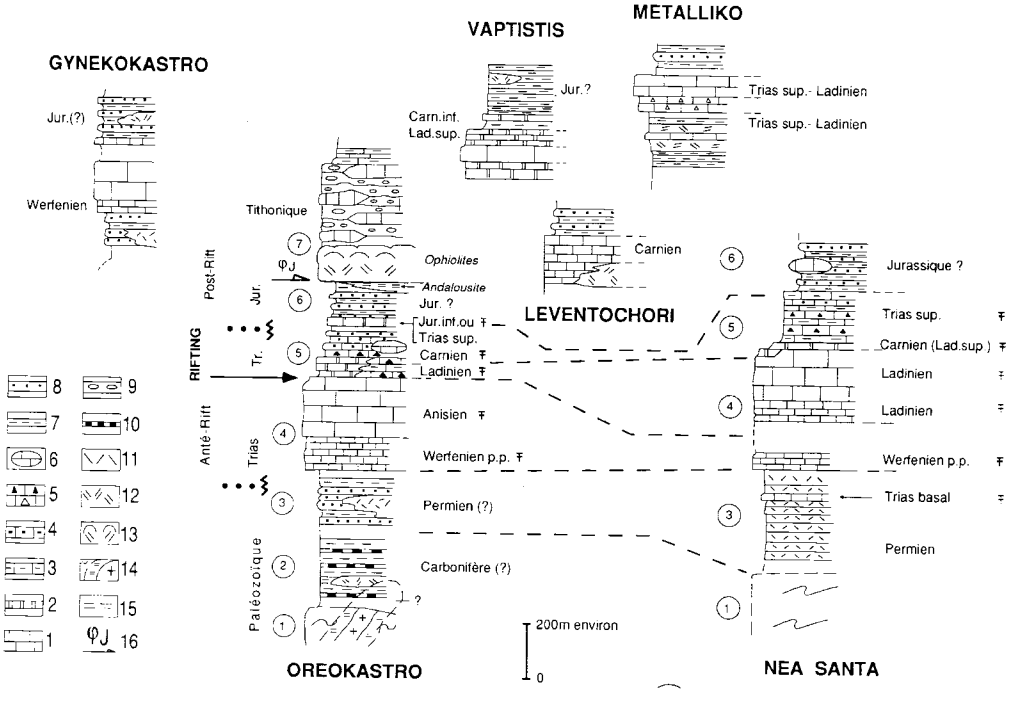


FIG. 3. – Les séries du secteur de Péonias.
1 à 6 : calcaires. 1 : massifs, néritiques ; 2 : pélagiques, dont Ammonicito rosso de Néa Santa ; 3 : argileux ; 4 : calcarénites ; 5 : bréchiques (triangles creux) ou microbréchiques (triangles pleins) ; 6 : olistolites. 7 : pélites plus ou moins schistosées ; 8 : grès ; 9 : conglomérats ; 10 : lydiennes ; 11 : formations rhyolitiques ; 12 : laves basiques et dolérites ; 13 : ophiolites ; 14 : socle métamorphique avec intrusions acides ; 15 : métamorphisme de contact ; 16 : contact tectonique lié à l'obduction du Jurassique supérieur. Formations lithologiques (numéros cerclés). 1 : F. métamorphique ; 2 : F. d'Aspro-Vrissi ; 3 : F. de Pirghoto ; 4 : F. de Messéo ; 5 : F. de Valti ; 6 : F. de Melissochori.

FIG. 3. – *Series of the Peonias area.*
1 *to* 6 : *limestones.* 1 : *neritic, thick beds ;* 2 : *pelagic ;* 3 : *marls ;* 4 : *calcarenites ;* 5 : *breccia (open triangle) or microbreccia (full triangle) ;* 6 : *olistolites.* 7 : *schistose pelitic rocks ;* 8 : *sandstones ;* 9 : *conglomerates ;* 10 : *black radiolaritic rocks ;* 11 : *rhyolitic formations ;* 12 : *doleritic and basaltic rocks ;* 13 : *ophiolites ;* 14 : *metamorphic basement with intrusive acidic rocks ;* 15 : *contact metamorphism ;* 16 : *tectonic contact linked to the Upper Jurassic obduction event. Lithological formations (circled numbers).* 1 : *Metamorphic F. ;* 2 : *Aspro-Vrissi F. ;* 3 : *Pirghoto F. ;* 4 : *Messéo F. ;* 5 : *Valti F. ;* 6 : *Melissochori F.*

et donc certainement carbonifères, voire plus anciennes. La présence de faciès à lydiennes comparables, d'âge carbonifère-permien, en Attique [Clément, 1983] et en Eubée [Guernet, 1971] notamment, conforte cette interprétation.

Le nom de « formation d'Aspro-Vrissi » utilisé par Mercier [1968] peut être conservé, en ne retenant sous ce vocable que l'ensemble à lydiennes (2) et non l'ensemble suivant à rhyolites (3).

3) Une formation rouge gréso-conglomératique à rhyolites et rares « andésites » (Permien ? – Trias basal)

Ces formations sont toujours en contact avec l'ensemble carbonaté du Werfénien *p.p.* dans le chaînon d'Oréokastro. La partie la plus récente de formations comparables riches en rhyolites, appartenant à la série voisine de Néa Santa, a pu être datée du *Trias basal* par le foraminifère *Rectocornuspira kalhori* BRONNIMANN, ZANINETTI et BOZORGNIA [Staïs, 1993]. Cette formation représente donc le Trias basal et très probablement une partie du Permien.

Le nom de « formation de Pirghoto », village situé dans l'unité de Néa Santa (fig. 2), est proposé. Les noms proposés pour les différentes formations reconnues le sont à titre indicatif. Une formalisation conforme aux règles de la lithostratigraphie (avec coupes de référence) ne pourra être faite avec profit que lorsque la totalité des formations sera datée avec précision.

4) Des formations carbonatées de plate-forme du Trias inférieur et moyen

A la base, ce sont des calcaires en plaquettes à *Meandrospira pusilla* (HO) et *M. cheni* (HO) du Werfénien. Au-dessus, dans la série d'Oréokastro, viennent des calcaires massifs à algues et *M. dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE et PANTIC d'âge anisien. De façon surprenante, dans la série de Néa Santa, l'Anisien n'a pu être mis en évidence alors que le Ladinien existe sous forme de calcaires massifs à *Pilaminella gemerica* (SALAJ).

Le nom de « formation de Messeo », village situé dans l'unité d'Oréokastro (fig. 2), est proposé.

***5) Des alternances marno-calcaires à passées de calcarénites d'âge ladinien – trias supérieur* p.p.**

Elles débutent parfois par des calcaires fins pélagiques à foraminifères (*Turriglomina mesotriassica*) du Ladinien (Oréokastro) ou même de véritables faciès ammonitico rosso à ammonites et orthocères (Néa Santa). Ces derniers sont datés du Ladinien supérieur – Carnien inférieur à la base et du Carnien franc au sommet d'après les associations de foraminifères et conodontes reconnues [Kockel et Ioannides, 1979 ; Staïs, 1993]. Des olistolites parfois décamétriques, d'âge anisien notamment, s'observent dans les alternances calcaro-détritiques. Ces alternances, parfois datées du Ladinien (*Ladinella porata* OTT) à la base (Oréokastro), sont plus généralement du Trias supérieur comme l'indiquent les foraminifères observés du groupe des *Aulotortus* (*A.* gr. *friedli*).

Les faciès des niveaux (5), qui remplacent la sédimentation de plate-forme antérieure (4), montrent une assez grande variabilité à l'échelle du secteur étudié. Il n'est donc pas souhaitable d'attribuer un nom de formation à la totalité de cet ensemble complexe. Certaines formations assez homogènes peuvent cependant être distinguées, c'est le cas par exemple de l'ensemble calcaro-détritique du Trias supérieur de l'unité de Néa Santa dite formation de Valti [Staïs, 1993].

6) Une formation de type flysch, d'âge trias terminal-jurassique, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Elle comprend des formations rapportées au Permo-Trias (flysch de Melissochori du secteur central) ou au Tithonique (secteur occidental) par Mercier [1968]. Elle correspond plus ou moins à la formation de Svoula des auteurs allemands [Kauffmann *et al.*, 1976]. Elle se distingue de cette dernière par le choix de la limite inférieure ; la formation de Svoula comprenant la base calcaro-détritique (formation 5) contrairement à la formation définie ici (6).

L'ensemble (6), compris entre des niveaux datés du Carnien, à la base, et du Kimméridgien supérieur-Tithonique, au sommet, débute dans le Trias supérieur (Norien ?) et se développe dans le Jurassique. Une passée de calcaires pélagiques à embryons d'ammonites et foraminifères a été rapportée au Trias terminal ou au Lias par les micropaléontologistes [D. Vachard et J.P. Bassoulet ; *in* Staïs, 1993]. Cette sédimentation pour partie turbiditique, à fossiles pélagiques dans les rares niveaux carbonatés, est l'indice d'un secteur relativement profond. Des corps de roches effusives et de calcaires triasiques existent dans cet ensemble. Si certains des blocs calcaires représentent des écailles tectoniques tertiaires, d'autres sont incontestablement des *olistolites* [Kaufmann *et al.*, 1976 ; Kockel *et al.*, 1977].

Le nom de « formation de Melissochori », utilisé par Mercier [1968], peut être étendu à l'ensemble de cette formation détritique, de type flysch, prioritairement au nom plus récent de Svoula [Kauffmann *et al.*, 1976] plus proche de l'interprétation retenue ici mais qui pose des problèmes de limites.

7) Les corps magmatiques basiques (gabbros, dolérites, pillow-lavas), localement ultrabasiques, assimilés à des « ophiolites » et leur couverture transgressive du Kimméridgien supérieur-Tithonique

Les corps magmatiques de la série d'Oréokastro sont essentiellement constitués de roches basiques. Des corps de serpentinites existent cependant localement (ex. : près de Petroto, au nord du chaînon d'Oréokastro). La présence de ces serpentinites et de pillow-lavas conduit à assimiler cet ensemble à des ophiolites. Leur genèse et leur mise en place tectonique a déjà fait l'objet de diverses interprétations [Mercier *et al.*, 1975 ; Vergely, 1984 ; Bebien *et al.*, 1986] ; nos données nous conduisent à proposer un scénario quelque peu différent (*cf. infra*).

La couverture sédimentaire post-obduction débute par des conglomérats très épais à éléments ophiolitiques dans lesquels s'intercalent des calcaires récifaux du Malm supérieur. Une belle association d'algues et de foraminifères a pu être datée précisément du Kimméridgien supérieur [Staïs, 1993] dans les formations post-ophiolitiques de Choryghi rapportées au Portlandien par J. Mercier [1968].

C'est à la base de ces « ophiolites » que les pélites de la formation pélito-gréseuse précédente (6) sont localement transformées en schistes à andalousite et grenat indiquant l'existence d'un métamorphisme de haute température [Rémy, 1984].

C) Compléments aux séries de référence

Si les différentes formations signalées ci-dessus sont bien représentées dans les séries de Néa Santa et d'Oréokastro, on peut noter des variations, parfois significatives, au sein des séries plus septentrionales (fig. 2 et 3).

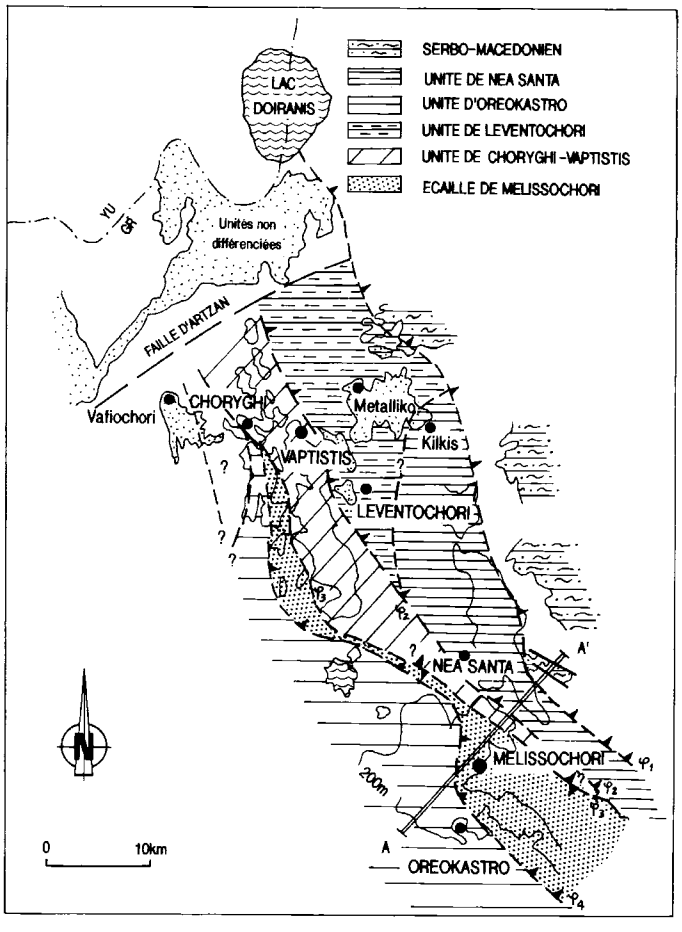
1) Le volcanisme triasique

Dans les collines de Leventochori et surtout de Métalliko, affleurent des niveaux volcaniques basiques (pillow-lavas et dolérites) qui ont pu être datées du Ladinien terminal – Trias supérieur, soit directement, grâce à des niveaux sédimentaires intercalés à foraminifères dont *Aulotortus* ex. gr. *communis* (KRISTAN) et *Agathammina austroalpina* - KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN (Métalliko), soit indirectement en raison de l'âge de leur couverture carbonatée à conodontes triasiques, localement du Carnien (Leventochori et collines situées plus au nord). Le nom de « formation de Métalliko », utilisé par Mercier [1968], peut être conservé, bien que cet auteur leur attribue un âge liasique.

La présence de niveaux volcaniques basiques à cette époque est un témoin précieux de l'histoire de ce secteur (indice supplémentaire d'un rifting précoce). Un essai de synthèse de l'évolution du volcanisme du secteur de Péonias a été proposé récemment par Asvesta et Dimitriadis [1992] mais les attributions stratigraphiques utilisées par ces auteurs restent trop imprécises pour qu'il soit possible d'en tirer des conclusions géodynamiques significatives.

2) Les variations de faciès observées dans la série de Vaptistis

Dans la série de Vaptistis (fig. 2 et 3), la formation qui surmonte les calcaires en plaquettes à conodontes du Trias supérieur est constituée de calcschistes et schistes chloriteux dépourvus des niveaux gréseux turbiditiques qui caractérisent les autres séries jurassiques du secteur. Deux interprétations sont envisageables. La première est d'ordre *tectonique* ; il pourrait s'agir d'une formation détritique distale réapparaissant en fenêtre tectonique au sein d'unités plus proximales, ce qui expliquerait également l'importance des transformations métamorphiques (fig. 4 a et b). La seconde interprétation est d'ordre *paléogéographique* : la présence de bancs à lamellibranches de type Mégalodontes au sein des calcaires à conodontes, laisse penser en effet que le secteur de Vaptistis aurait pu être, au cours du Trias et du Jurassique, un haut-fond (horst) isolé au sein du domaine marin de Péonias. En l'absence de preuve de l'existence d'une fenêtre tectonique, la deuxième hypothèse a été retenue sur les figures 5 et 6. Par ailleurs et malgré la présence de décrochements, les différentes séries ont été réunies, par souci de simplification, sur une seule transversale. Les différentes séries présentent en effet suffisamment de ressemblances pour que l'on puisse envisager une reconstitution paléogéographique de ce type (il ne s'agit pas de « terranes » juxtaposés au hasard). Le choix entre ces deux solutions est évidemment important quant à l'interprétation de l'évolution géologique du secteur considéré.



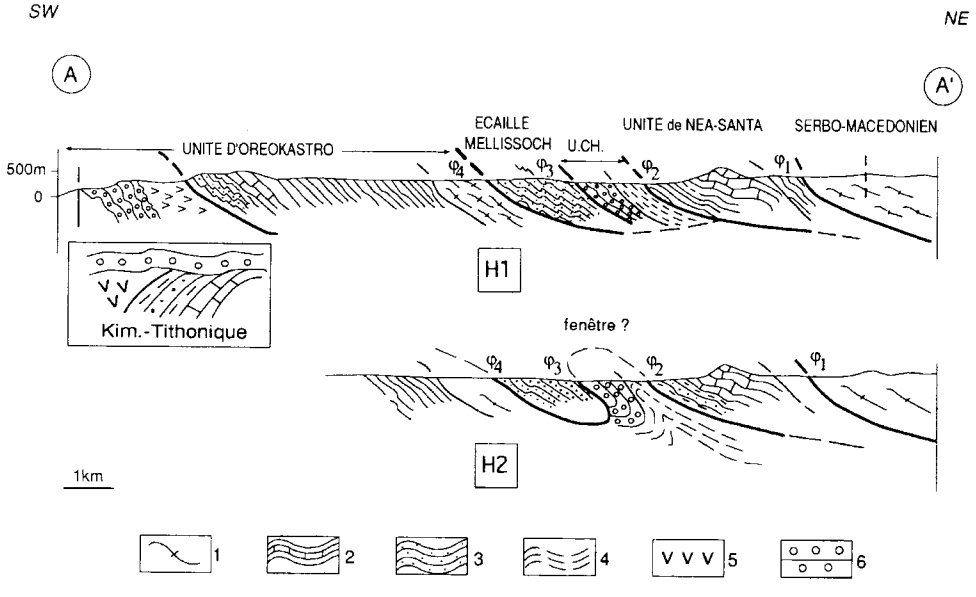


FIG. 4. – Schéma structural du secteur de Péonias (4a) et coupe correspondante (AA') montrant deux interprétations possibles (4b). Légende de la coupe :
1 : socle métamorphique ; 2 : formations d'âge paléozoïque à trias supérieur, avec calcaires du Trias inférieur et moyen ; 3 : formations pélito-gréseuses du Trias terminal – Jurassique ; 4 : pélites schisteuses (U.CH : unité de Choryghi) ; 5 : ophiolites ; 6 : conglomérats post-ophiolitiques (Kimméridgien-Tithonique).

FIG. 4. – *Structural sketch map of the Peonias area* (4a) *and cross-section* (AA') *showing two possible hypothesis* (4b).
Cross-section : 1 : *metamorphic basement ;* 2 : *Palaeozoic to Upper Triassic rocks with Lower-Middle Triassic limestones ;* 3 : *sandstones and pelitic rocks of uppermost Triassic-Jurassic ages ;* 4 : *schistose pelitic rocks* (U.CH : *Choryghi Unit) ;* 5 : *ophiolites ;* 6 : *post-ophiolitic conglomerates (Kimmeridgian* p.p. – *Tithonian).*

II. – Signification des séries reconstituées

La reconstitution stratigraphique de séries assez complètes dans le secteur de Péonias, révèle une évolution géologique de ce secteur qui apparaît cohérente tant au niveau chronologique (logique de l'enchaînement des phénomènes géologiques observés) qu'au niveau spatial (reconstitutions paléogéographiques significatives). Les différentes étapes qui caractérisent l'évolution géologique du secteur de Péonias peuvent être reconnues dans la série d'Oréokastro. Les autres séries permettent de préciser les processus mis en jeu et de proposer une organisation paléogéographique d'ensemble.

A) Les événements anté-triasiques : une évolution hercynienne et tardi-hercynienne

Les datations radiométriques indiquent l'existence d'événements hercyniens (300 ± 10 Ma) sous la forme de pegmatites et de granites associés. Les terrains métamorphiques recoupés résultent donc d'événements hercyniens ou antérieurs.

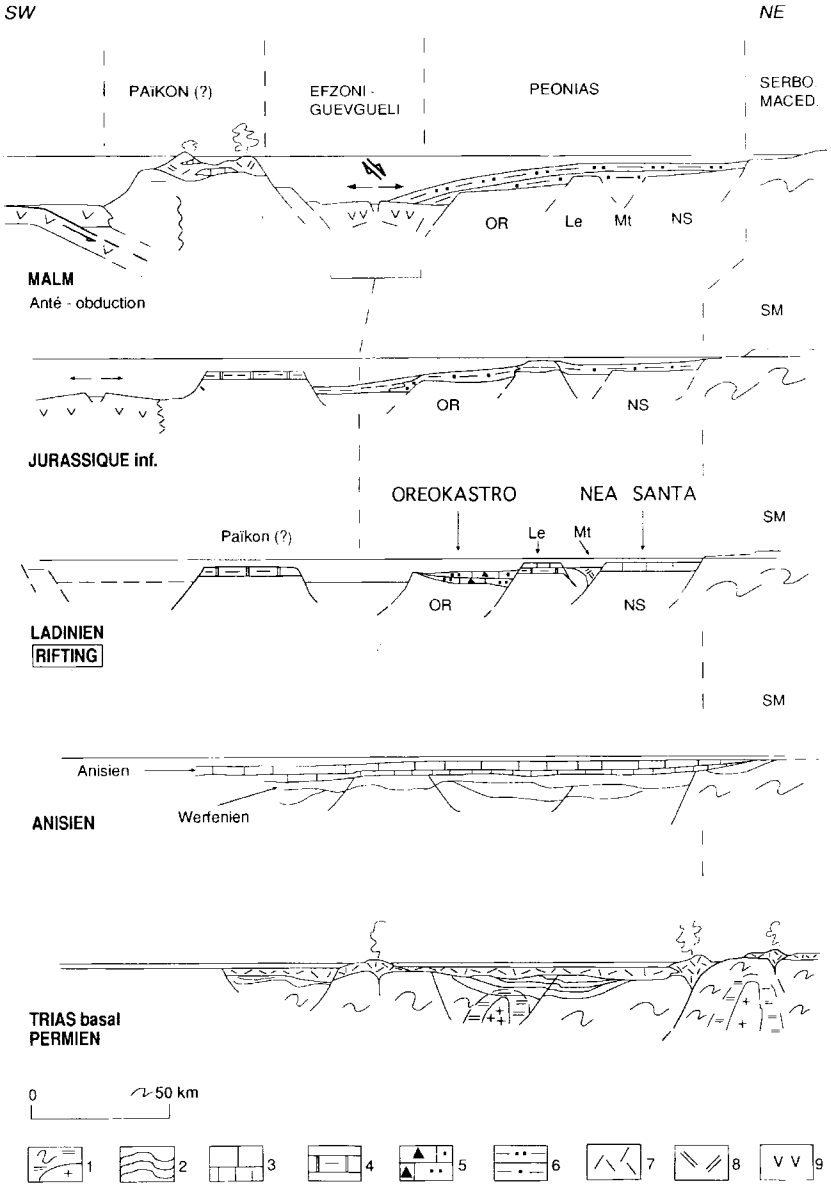


Fig. 5. – Evolution chronologique anté-crétacée du secteur de Péonias.
Pour simplifier, les séries de Léventochori (Le) et Metalliko (Mt) ont été placées sur la même transversale que celles de Néa Santa (NS) et d'Oréokastro (Or), cependant des relais longitudinaux sont envisageables.
1 : socle métamorphique à intrusions acides (« socle hercynien »); 2 : pélites et lydiennes (Carbonifère ?); 3 : carbonates de plate-forme; 4 : calcaires pélagiques plus ou moins marneux; 5 : formations détritiques plus ou moins carbonatées; 6 : détritique de type flysch; 7 : volcano-sédimentaire riche en laves acides; 8 : roches magmatiques basiques; 9 : croûte océanique.

Fig. 5. – *Pre-Cretaceous evolution of the Peonias area.*
In order to simplify the presentation, the Leventochori (Le) *and Metalliko* (Mt) *series are located on the same transverse cross-section as the Nea Santa* (NS) *and Oreokastro* (Or) *series; however, longitudinal changes are possible.*
1 : *metamorphic basement with acidic intrusive rocks (« Hercynian basement »)*; 2 : *pelitic and black radiolaritic rocks (Carboniferous ?)*; 3 : *neritic limestones*; 4 : *pelagic limestones with varying clay content*; 5 : *calcareous detritical formations*; 6 : *flysch-like formation*; 7 : *acidic lavas rich volcano-sedimentary formation*; 8 : *basic magmatic rocks*; 9 : *oceanic crust.*

La formation pélitique à lydiennes (Carbonifère ? Permien ?) témoigne de l'existence d'un bassin dont la signification n'apparaît pas clairement. La présence de tels faciès dans d'autres secteurs helléniques (*cf. supra*) montre qu'il s'agit d'un événement dont l'explication ne peut être que globale ou régionale et non pas locale.

La formation gréso-conglomératique rouge à rhyolites et rares andésites, d'âge permien (?) – trias basal est la marque d'une évolution tardi-hercynienne, probablement tardi-collision, classique. Ces formations bien représentées en Grèce rappellent les faciès Verrucano connus dans les chaînes alpines [voir Argyriadis, 1978].

B) Le rifting triasique (Ladino-Carnien)

1) Installation d'une plate-forme carbonatée au Werfénien (calcaires en plaquettes) et surtout *à l'**Anisien*** (calcaires massifs). Cette plate-forme (sédimentation anté-rift) fonctionne jusqu'au Ladinien compris dans la série de Néa Santa, mais arrête de fonctionner à la fin de l'Anisien dans la série d'Oréokastro.

2) Le rifting du Ladinien-Carnien

L'existence de ce rifting intra-triasique [Staïs et Ferrière, 1991 ; Asvesta et Dimitriadis, 1992], daté ici avec précision du Ladinien-Carnien, ignoré par les auteurs précédents, notamment pour le secteur situé au nord de Thessalonique [Mercier, 1968 ; Vergely, 1984 ; Kockel, 1986], èst déduit de plusieurs observations :

— la disparition des faciès de plate-forme remplacés par des faciès pélagiques ou détritiques de plus grande profondeur dès le Ladinien (Oréokastro) ou le Carnien (Néa Santa) ;

— le développement d'un volcanisme basique au Ladinien – Trias supérieur (séries de Leventochori et de Métalliko) ;

— la diversité des faciès du Trias supérieur qui suivent l'effondrement initial dû au rifting : faciès ammonitico-rosso, faciès calcaro-détritiques et faciès conglomératiques à olistolites notamment. La diversité de ces *séries syn-rift*, dans le secteur de Péonias, serait alors le reflet de la pluralité des blocs basculés, chaque bloc correspondant à une série particulière ; par exemple : blocs de Néa Santa, de Métalliko, d'Oréokastro (fig. 3 et 5).

Les effets du rifting s'exprimant plus précocement et avec des faciès plus distaux au Ladinien – Trias supérieur dans la série d'Oréokastro que dans la série de Néa Santa, on peut penser que le secteur de Péonias correspondait, à cette époque, à une bordure de bassin (marge) *s'approfondissant d'est en ouest* (fig. 5).

C) La période post-rift, une première formation de croûte océanique

La généralisation et l'homogénéisation des faciès détritiques de type flysch dans les différentes séries à partir de la limite Trias-Jurassique évoque une *sédimentation post-rift*. Dans le cas général, la période post-rift est subcontemporaine de l'apparition de la croûte océanique au pied des marges faillées. Ce pourrait être le cas pour les séries étudiées ici. Cependant, cette croûte océanique ne serait pas celle que l'on a signalée sous le nom d'ophiolites d'Oréokastro ou de Guevgueli-Efzoni qui est plus récente. Cette première croûte correspondrait à des ophiolites plus occidentales présentes actuellement à l'ouest du Païkon et peut-être même à l'ouest des unités orientales d'Almopias (fig. 5 et 6).

D) Les ophiolites de type Oréokastro, une seconde genèse de croûte océanique

L'âge minimum de la croûte océanique correspondant aux ophiolites du secteur de Péonias est celui de leur mise en place tectonique (obduction) qui est antérieure au Kimméridgien supérieur (âge des formations transgressives de Choryghi et Oréokastro).

Les caractéristiques du métamorphisme développé sous l'unité ophiolitique d'Oréokastro (métamorphisme haute température) impliquent que la partie allochtone ait été chaude lors du charriage et donc initialement assez proche géographiquement des pélites de la marge (peu de pertes de chaleur pendant le charriage). En outre cette croûte était probablement relativement jeune, d'âge Jurassique moyen ? – supérieur, si l'on considère l'âge des formations acides intimement associées aux ophiolites de Guevgueli-Efzoni [*cf.* Bebien, 1982]. Si l'on admet ces conclusions, il existe alors une contradiction apparente entre l'âge récent (Malm) de la croûte océanique obductée provenant de la bordure de la marge et l'âge ancien supposé (Trias supérieur – Lias) du début de la période d'accrétion (début de la période post-rift), prenant la suite du rifting ladino-carnien.

Notre hypothèse est de considérer qu'une *ouverture supplémentaire de type arrière-arc*, à l'est de l'arc du Païkon, se superpose au Malm, à la marge (voire au bassin) de Péonias née à la suite du rifting ladino-carnien (fig. 6). Cette hypothèse rejoint en partie celles proposées par de nombreux auteurs à commencer par celle de Mercier *et al.* [1975], développée par Bebien *et al.* [1980], puis complétée par Vergely [1984] ou Asvesta et Dimitriadis [1992]. Cependant, en s'appuyant sur des données stratigraphiques ou géochimiques insuffisantes, ces auteurs font intervenir, selon nous, des ouvertures trop précoces, ou trop nombreuses [Vergely, 1984]. Le mode de genèse de ces ophiolites particulières (peu de péridotites obductées, présence de granites associés) a par ailleurs fait l'objet de nombreuses hypothèses. Leur genèse dans différents bassins de type pull-apart a été proposée [Vergely, 1984 ; Bebien *et al.*, 1986]. Si une composante décrochante semble probable lors de l'ouverture du bassin arrière arc, les caractéristiques des nouvelles séries proposées ne conduisent pas à multiplier le nombre de bassins créés entre Païkon et Serbo-macédonien. Un seul bassin serait à l'origine des ophiolites de Guevgueli-Efzoni, Oréokastro et Vafiochori et des ophiolites plus méridionales. Nous proposons le nom de bassin d'Efzoni-Guevgueli pour ce bassin unique, de type arrière-arc, s'ouvrant au Dogger (?) – Malm inférieur en transtension.

E) L'obduction au Malm

Pour le secteur étudié (Péonias), cette obduction est antérieure au Kimméridgien supérieur, âge des formations post-ophiolitiques de Choryghi, et postérieure à la formation flyschoïde jurassique qu'elle recouvre et métamorphise.

La reconstitution paléogéographique proposée à partir des séries analysées (fig. 5 et 6), à savoir une marge s'approfondissant vers l'ouest, implique que l'*obduction* se fasse *d'ouest en est*. Ces ophiolites ne peuvent cependant pas provenir d'un secteur plus occidental que le Païkon puisque ce dernier est dépourvu de traces de corps ophiolitiques au Malm.

L'absence d'ophiolites dans les unités les plus orientales (Néa Santa) correspond soit à une érosion ou une disparition tectonique (lors des phases tertiaires) soit à un faible recouvrement de la nappe ophiolitique obductée. Le faible volume de péridotites impliqué dans l'obduction incite éga-

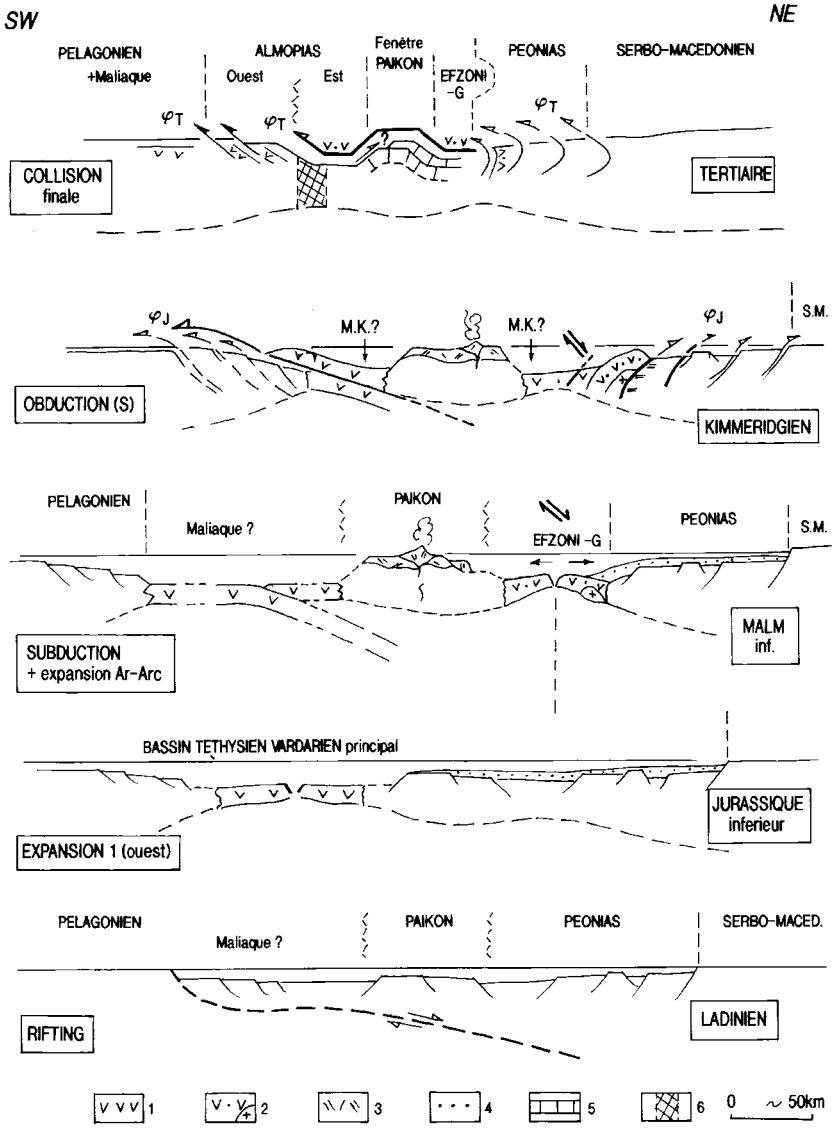


FIG. 6. – Signification du secteur de Péonias au sein du domaine vardarien, entre Pélagonien et Serbo-Macédonien.
1 : croûte océanique du bassin téthysien vardarien principal (ouverture précoce au Trias terminal, futures ophiolites occidentales); 2 : croûte océanique du bassin oriental et granites associés (bassin d'Efzoni) de type arrière arc (ouverture Dogger (?) – Malm); 3 : magmatisme d'arc (acide et basique); 4 : détritique type flysch (jurassique); 5 : série du Païkon (Crétacé compris); 6 : mélanges tectoniques de Klissochori-Edhessa (Almopias). MK : séries des unités de Mavrolakkos-Kranies (unités orientales d'Almopias).

FIG. 6. – *The significance of the Peonias area in the Vardarian domain between Pelagonian and Serbo-Macedonian massives.*
1 : *oceanic crust of the Main Vardarian Tethysian Basin (uppermost Triassic accretion, western ophiolites)*; 2 : *oceanic crust and granites of the eastern back-arc basin (Efzoni basin) (Dogger ? – Malm oceanic accretion)*; 3 : *arc magmatism (basic and acidic rocks)*; 4 : *flysch-like formation (uppermost Triassic – Jurassic)*; 5 : *Païkon series, including Cretaceous rocks*; 6 : *Klissochori-Edhessa tectonic « mélanges » (Almopias area).* MK : *Mavrolakkos-Kranies series (eastern Almopian units).*

lement à envisager une obduction d'ampleur limitée qui, de ce fait, n'aurait peut-être pas perturbé l'ordre paléogéographique initial (fig. 5).

F) La structuration tectonique tertiaire

Les nouvelles données stratigraphiques, notamment celles concernant la série d'Oréokastro, permettent de reconsidérer le dispositif structural tertiaire dans le secteur de Péonias. Deux résultats sont ainsi établis (fig. 4) :

— le nombre d'unités tectoniques majeures dans le secteur étudié est probablement limité et inférieur à ce qui avait été envisagé antérieurement [Mercier, 1968; Kockel et Ioannides, 1979]. D'après nos observations, ce nombre correspond en effet, en première approximation, au nombre de séries fondamentales différentes reconnues. Cette adéquation, même partielle, suggère par ailleurs qu'il y ait eu une relation entre les structures extensives de la marge (failles listriques) et le développement des contacts tectoniques chevauchants lors des tectogenèses du Malm (obduction) et du Tertiaire (collision finale);

— la quasi-totalité des unités tectoniques reconnues s'avèrent être constituées de *séries inverses*, avec localement chevauchement de formations récentes sur les formations les plus anciennes de l'unité sous-jacente (ex. : formation jurassique de Melissochori sur les formations paléozoïques de l'unité d'Oréokastro, fig. 4). Ce dispositif s'explique si l'on admet le polyphasage suivant : (1) formation d'unités tectoniques constituées de séries normales, liées à l'obduction à vergence orientale au Malm; (2) renversement du

dispositif précédent lors de la tectonique tertiaire à vergence occidentale. Le dispositif obtenu par la remise à l'horizontale des conglomérats post-ophiolitiques, actuellement subverticaux, de la série d'Oréokastro (fig. 4b), donne une idée du dispositif anté-collision tertiaire lié à l'obduction, qui est compatible avec la solution proposée. La tectonique tertiaire s'étant superposée aux structures liées à l'obduction, il ne nous a pas été possible de confirmer ou d'infirmer notre hypothèse par l'étude des structures tectoniques.

III. – Signification du secteur étudié dans l'évolution géodynamique des Hellénides

A) Les séries de Péonias : des affinités helléniques internes ?

Alors que dans les études antérieures [Mercier, 1968; Kockel, 1986], les séries proposées pour le secteur de Péonias paraissaient être très différentes des autres séries des Hellénides internes, les nouvelles données montrent que dans l'ensemble il n'en est rien.

— La plupart des faciès et des événements signalés pour les séries de Péonias sont connus dans les autres secteurs des Hellénides orientales.

Parmi ces faciès rappelons : (1) les pélites et lydiennes paléozoïques (Carbonifère-Permien ?), connues en Attique et en Eubée (*cf. supra*); (2) les grès conglomératiques rouges de type Verrucano à rhyolites et andésites du Permien-Trias basal, connus notamment en Attique [Argyriadis, 1978; Clément, 1983] et à moindre titre, en Othrys [Ferrière, 1982]; (3) les faciès de plate-forme carbonatée à méandrospires, en plaquettes au Werfénien, ou plus massifs à l'Anisien, tout à fait identiques à ceux de l'Othrys [Ferrière, 1982].

Parmi les événements classiques au niveau des Hellénides et reconnus dans le secteur de Péonias, citons : (1) *le rifting* au Ladinien-Carnien, valable pour la quasi-totalité des Hellénides y compris une partie des zones externes jusqu'au Gavrovo-Tripolitza; (2) *l'obduction au Malm*, ce qui définit les zones internes des Hellénides; (3) *la collision* finale au Tertiaire;

— Quelques faciès de Péonias ne correspondent pas à des faciès connus dans les autres zones helléniques.

Ainsi, les faciès détritiques gréso-pélitiques turbiditiques du Trias terminal-Jurassique (formation de Melissochori) sont surprenants dans la mesure où sur les marges des autres bassins helléniques nés à la même époque, au cours du Trias, la nature du matériel remanié est le plus souvent carbonatée. Ceci est certainement lié à la nature des hauts-fonds bordant ces bassins dont on sait qu'il s'agit, dans la plupart des cas, de plates-formes carbonatées (ex. : zone pélagonienne, zone du Parnasse, zone du Gavrovo-Tripolitza), et qui seraient, au niveau du Serbo-Macédonien, de nature non carbonatée (roches plus ou moins métamorphiques du Paléozoïque ?). Rappelons que des événements tectoniques compressifs majeurs se produisent en effet dès la fin du Trias dans des régions situées plus à l'est [Sengor *et al.*, 1984].

B) Signification de la marge péonienne et/ou païkono-péonienne

Les séries de Péonias représentant, au Trias-Jurassique, la marge orientale d'un bassin, il est nécessaire de s'interroger sur la nature de ce bassin et sur celle de son autre marge.

Les hauts-fonds ou plates-formes, qui pourraient border ce bassin à l'ouest, sont d'après les affleurements visibles, soit la zone du Païkon, soit la zone pélagonienne. Des problèmes se posent cependant car, d'une part, la zone du Païkon réapparaît très probablement en fenêtre [Godfriaux et Ricou, 1991; Bonneau *et al.*, 1994] et, d'autre part, le débat subsiste quant à savoir si la zone maliaque représente la marge orientale ou la marge occidentale de la zone pélagonienne [*cf.* discussion *in* Ferrière, 1982]. La compatibilité entre le fonctionnement de la marge pélagono-maliaque et celui de la marge « péonienne » (ou païkono-péonienne) a été établie dans une publication précédente, ce qui nous a permis d'envisager l'existence d'un *bassin téthysien vardarien* du Trias moyen au Malm entre ces deux marges [Ferrière et Staïs, 1994].

Le problème est compliqué par le fait que la configuration de la marge orientale en question a pu subir des modifications majeures, notamment la formation d'un bassin arrière-arc au Jurassique (moyen ?) supérieur qui se superposerait au développement de la marge (ou du bassin) initiale triasique (fig. 5 et 6). Dans cette hypothèse, le Païkon, initialement lié à la marge péonienne, serait l'arc impliqué dans ce dispositif de subduction; ceci a l'avantage d'expliquer l'*absence d'ophiolites sur le Païkon* (obduction au Malm de part et d'autre du Païkon). Deux hypothèses principales seraient dès lors envisageables pour expliquer la position *en fenêtre du Païkon* acquise au Tertiaire : (1) chevauchements sur les deux flancs du Païkon avec rétrocharriage des unités d'Almopias sur celles du Païkon [Sharp et Robertson, 1992], mais toutes les structures tertiaires majeures observées par ailleurs sont déversées vers l'ouest, (2) charriage des séries du bassin arrière-arc vers l'ouest, avec recouvrement tectonique du Païkon et d'une partie du bassin adjacent situé sur sa bordure occidentale (fig. 6). Le front de la nappe majeure serait situé, dans cette dernière hypothèse, au cœur de la zone d'Almopias, entre l'unité d'Edhessa-Klissochori à l'ouest et celles de Mavrolakkos et de Kranies à l'est (fig. 6). Cependant si l'âge Malm-Crétacé basal et la nature (pillow-lavas-radiolarites) des séries des deux unités orientales d'Almopias s'expliquent assez bien dans l'hypothèse de leur appartenance à un bassin Est-Païkon créé au Dogger (?) – Malm, la distribution des faciès détritiques au sein de ces deux unités s'accorde aussi bien, sinon mieux, avec une position initiale de ces séries en bordure ouest de l'arc du Païkon.

La compatibilité ou non entre les données de microtectonique acquises antérieurement [Vergely, 1984] et les interprétations envisagées à partir de l'étude des séries de Péonias, n'a pas été prise en compte dans la mesure où des hypothèses nouvelles existent (Païkon) et que certaines séries supposées normales sont en fait inverses dans ce secteur de Péonias.

Du point de vue zonéographique, avant de proposer une nomenclature, il paraît nécessaire de résoudre le problème de la signification du Païkon. Pour définir les séries et les éléments paléogéographiques (zones isopiques) du secteur étudié, le nom de Péonias [Mercier, 1968] paraît être encore utilisable et préférable à celui plus ambitieux de Circum Rhodope Belt [*cf.* Kockel, 1986]. Par rapport à la définition initiale de Péonias, il est cependant nécessaire d'y inclure la série de Néa Santa supposée serbo-macédonienne [Mercier, 1968]. Naturellement chacune des paléogéographies majeures doit être distinguée. Ainsi, le (probable) bassin arrière-arc né tardivement au Jurassique (moyen ?) supérieur lors du développement des croûtes océaniques correspondant aux différents corps ophiolitiques du secteur étudié (Efzoni-Guevgueli et Oréokastro surtout) inaugure une nouvelle paléogéographie (bassin d'Efzoni-Guevgueli, *cf. supra* et fig. 5 et 6).

C) Obduction(s) et collision(s)

L'interprétation proposée pour l'obduction du Malm dans le secteur étudié, vers l'est, à partir d'un bassin tardif arrière-arc, implique qu'il s'agisse d'un phénomène séparé de l'obduction principale, que nous admettons unique, sur le Pélagonien. La précision des âges obtenus pour ces deux processus ne permet pas d'établir l'antériorité de l'un par rapport à l'autre ; il est donc difficile de préciser les mécanismes mis en jeu.

S'il apparaît qu'une composante décrochante puisse avoir été effective, au Malm, lors de la genèse de la croûte océanique du bassin arrière-arc, voire lors de son obduction, la transmission de ce mouvement décrochant au Crétacé inférieur dans le secteur d'Almopias (mélanges tectoniques de Klissochori) [Mercier et Vergely, 1972 ; Vergely, 1984] aurait pu être envisagée. L'existence d'une série subcontinue de laves-radiolarites-détritique fin, d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur dans les unités orientales d'Almopias ayant appartenu à l'un des bassins bordant le Païkon (fig. 6), ne permet cependant pas d'envisager ce transfert en terme de développement de la collision entre les blocs pélagonien et serbo-macédonien dès cette époque ; la collision finale entre ces blocs fondamentaux se produit au cours de l'Eocène [Mercier, 1968]. Les problèmes de la localisation précise du bassin de dépôt de ces séries orientales d'Almopias (à l'est ou à l'ouest du Païkon) et de l'âge de leurs formations effusives par rapport à l'obduction (séries anté, syn ou post-obduction) restent posés (fig. 6) [Ferrière et Staïs, 1994 ; Sharp et Robertson, 1994].

IV. – Bilan et conclusions

Les résultats et hypothèses rapportées ici, sont fondés sur une analyse stratigraphique détaillée des séries les moins métamorphiques du secteur de Péonias, en bordure du Serbo-Macédonien. Les nouvelles données permettent d'aboutir aux conclusions suivantes :

— des séries anté-crétacées relativement complètes existent dans ce secteur (du Carbonifère ? au Tithonique) ;

— des formations lithologiques distinctes, bien représentées géographiquement, peuvent être distinguées. Certaines d'entre elles sont très probablement d'âge paléozoïque supérieur : les pélites à lydiennes (Carbonifère ?) ; les grès à rhyolites (Permien ? – Trias basal). La stratigraphie du Trias a pu être établie de façon très détaillée (fig. 3) ;

— les séries de Péonias ont un cachet hellénique franc reconnaissable de par les faciès présents (pélites à lydiennes et grès rouges à rhyolites au Paléozoïque supérieur, calcaires de plate-forme au Werfeno-Anisien, volcanisme au Trias moyen-supérieur) d'une part, et la succession des événements majeurs reconnus (rifting au Ladino-Carnien, obduction au Malm et collision finale au Tertiaire) d'autre part ;

— les séries observées témoignent de l'existence d'une *marge* se développant, comme dans la plupart des zones helléniques, lors d'un *rifting ladino-carnien*. Cette marge péonienne, ou mieux péono-païkonienne, marquée par la diversité des sédiments syn-rift (Ladinien-Trias supérieur *p.p.*), *s'approfondissait d'est en ouest* (fig. 6). Le développement d'une sédimentation détritique homogène de type post-rift plaide en faveur de l'apparition d'une croûte océanique dès le début de cette période post-rift, c'est-à-dire dès le Trias terminal, à l'ouest de la marge considérée. La croissance de cette croûte océanique aboutirait à la formation du « *bassin vardarien téthysien principal* » (fig. 6).

L'obduction au Malm (Kimméridgien ?) sur les séries péoniennes se fait *d'ouest en est*. La mise en évidence de nombreuses séries inverses dans Péonias s'explique par le renversement au Tertiaire des unités à séries normales mises en place lors de l'obduction. Les chevauchements liés à cette obduction seraient d'ampleur limitée. La croûte océanique obductée (Oréokastro, Guevgueli-Efzoni) s'avérant être jeune et pourtant située initialement à proximité des séries de la marge péonienne (*cf. supra*), le bassin ayant donné ces ophiolites devait être un bassin s'ouvrant tardivement (au Dogger (?) – Malm), probablement en position arrière-arc entre le Païkon, à l'ouest, et la marge péonienne à l'est. Cette hypothèse souvent avancée sous des formes voisines – à partir d'arguments en partie contestables d'ailleurs – permet d'expliquer l'absence d'ophiolites au Malm dans les séries du Païkon (vergences opposées de part et d'autre de l'arc du Païkon).

Dans l'hypothèse de l'existence d'une fenêtre du Païkon formée lors de la tectonique tertiaire, l'ancrage du Païkon sur la bordure orientale du domaine vardarien au Trias-Jurassique – solution qui reste la plus crédible si l'on étudie le secteur de Péonias – oblige à envisager des solutions qui restent assez hypothétiques : chevauchements sur les deux flancs du Païkon avec rétrocharriage des unités orientales d'Almopias [Sharp et Robertson, 1992] ou charriage d'unités provenant de l'est du Païkon comprenant les unités orientales d'Almopias (fig. 6).

Quoi qu'il en soit, cette restriction concerne principalement l'évolution post-tithonique du secteur étudié, les séries de Péonias nous ayant renseigné, quant à elles de façon assez précise, sur l'histoire anté-crétacée de ce secteur.

Remerciements. – Cette étude a été pour partie subventionnée par l'URA-CNRS n° 719 « Sédimentologie et Géodynamique ». Une aide appréciable a été apportée par Daniel Vachard pour la micropaléontologie. Des discussions fructueuses avec Ivan Godfriaux et Michel Bonneau ont contribué à la maturation des idées exposées ici. Les critiques constructives de Pierre Vergely et d'un rapporteur anonyme ont également permis d'améliorer le texte initial. Qu'ils en soient tous remerciés.

Références

Argyriadis (1978). – Le Permien alpino-méditerranéen à la charnière entre l'Hercynien et l'Alpin. – Thèse, Univ. Paris-Sud, centre d'Orsay, 2 vol., 302 p. et 190 p.

Asvesta A. & Dimitriadis S. (1992). – Sedimentation and magmatism related to the opening of a Mesozoic oceanic basin in the Axios (Vardar) zone. – *6th Congr. geol. Soc. Greece*, Athens, 10-11.

Bebien J. (1982). – L'association ignée de Guevgueli (Macédonie grecque), expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. – Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Nancy I, 470 p.

Bebien J., Dubois R. & Gauthier A. (1986). – An example of ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone : the Innermost Hellenic Ophiolites belt. – *Geology*, **14**, 1016-1019.

Bebien J., Dubois R., Mercier J.C. & Vergely P. (1983). – Diversité du volcanisme dans les domaines les plus internes des Hellénides de l'Unité d'Aspro-Vrissi (Macédoine grecque). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **298**, 49-53.

Bebien J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. & Vergely P. (1980). – Diversity of the Greek ophiolites : birth of oceanic basins in transcurrent systems. – *Ofioliti*, spec. iss., **2**, 129-197.

BORSI S., FERRARA G. & MERCIER J. (1964). – Détermination de l'âge des séries métamorphiques du massif Serbo-Macédonien au nord-est de Thessalonique (Grèce) par des méthodes Rb/Sr et K/Ar. – *Ann. Soc. géol. Nord*, **LXXXIV**, 223-225.

BONNEAU M., GODFRIAUX I., MOULAS I., FOURCADE E. & MASSE J.P. (1994). – Imbricate structure of the Paikon window (Macedonia, Greece). New biostratigraphical data. – *7th Congr. geol. Soc. Greece*, Thessalonique. Abstract p. 43. (sous presse).

CLÉMENT B. (1983). – Evolution géodynamique d'un secteur des Hellénides internes : l'Attique-Béotie (Grèce continentale). – Thèse d'Etat, Univ. Lille, p. 1-521.

FERRIÈRE J. (1982). – Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pelion (Grèce continentale). – *Soc. géol. Nord*, Publ. **8**, 970 p.

FERRIÈRE J. & STAIS A. (1994). – Un ou des bassin(s) téthysien(s) vardarien(s). – *7th Congr. geol. Soc. Greece*, Thessalonique. Abstract p. 52. (sous presse).

GODFRIAUX I. & RICOU L.E. (1990). – La zone limite entre Rhodope et Vardar aux environs de Salonique. – *Paleomap et G. S. Tethys* (abstract p. 21).

GODFRIAUX I. & RICOU L.E. (1991). – Le Païkon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides Internes (Macédoine, Grèce). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **313**, II, 1479-1484.

GUERNET C. (1971). – Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). – Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris 6, 395 p.

JACOBSHAGEN V. (1986). – Geologie von Griechenland. – Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, p. 363.

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.*, 7, **XVIII**, 225-230.

KOCKEL F. (1986). – Die Vardar (Axios) Zone. *In* : V. JACOBSHAGEN, Geologie von Griechenland. – Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, p. 150-168.

KOCKEL F. & IOANNIDES K. (1979). – Geological map of Kilkis. – *Publ. IGME* Athens.

KOCKEL F., MOLLAT H. & WALTHER H.W. (1977). – Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.00 (Nord-Griechenland). – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119 p.

MERCIER J.L. (1968). – Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). – Thèse Paris et *Ann. géol. Pays hellén.*, 1973, **20**, 1-792.

MERCIER J.L. & VERGELY P. (1972). – Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge anté-crétacé supérieur. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **123**, 469-489.

MERCIER J.L., VERGELY P. & BEBIEN J. (1975). – Les ophiolites helléniques « obductées » au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'une mer marginale péri-européenne ? – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 108-122.

RÉMY P. (1984). – Mise en évidence d'un métamorphisme dynamothermal dans les sédiments au contact des ophiolites d'Oréokastro (Macédoine grecque). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, 1, 27-30.

SENGOR A.M.C., YILMAZ Y. & SUNGURLU O. (1984). – Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. – *In* : J.E. DIXON & A.H.F. ROBERTSON Eds., Geological evolution of the eastern Mediterranean. – *Geol. Soc. London spec. Publ.*, **17**, 77-112.

SHARP I. & ROBERTSON A.H.F. (1992). – Evidence for Turonian rift related extensional subsidence and Tertiary backthrusting : the Almopias and Paikon isopic zones, northen Greece. – *6th Congr. geol. Soc. Greece*, Athens, 107-108.

SHARP I. & ROBERTSON A.H.F. (1994). – Late Jurassique – Lower Cretaceous oceanic crust and sediments of the eastern Almopias zone, NW Macedonia. Implications for the evolution of the eastern « Internal » Hellenides. – *7th Congr. geol. Soc. Greece*, Thessalonique, Abstract 71. (sous presse).

STAIS A. (1993). – Evolution géodynamique des bassins mésozoïques vardariens : domaines de Péonias et d'Almopias (Hellénides internes, Macédoine centrale, Grèce). – Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 247 p.

STAIS A. & FERRIÈRE J. (1991). – Nouvelles données sur la paléogéographie mésozoïque du domaine Vardarien : Les bassins d'Almopias et de Péonias (Macédoine, Hellénides internes septentrionales). – *Bull. geol. Soc. Greece*, XXV/1, p. 491-507.

STAIS A. & FERRIÈRE J. (1994). – Péonias (Vardar oriental ; Hellénides) : données nouvelles sur les séries anté-crétacées. – *7th Congr. geol. Soc. Greece*, Thessalonique. Abstract, 71. (sous presse).

VERGELY P. (1984). – Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes : conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. – Thèse Orsay, 2 vol., 250 et 411 p.