Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 72 (1979)

Heft: 1

Artikel: Sur la signification des zones "ultapindique" et "béotienne" d'après la géologie de la région de Karditsa : l'Unite de Thessalia Occidentale

Autor: Papanikolaou, Démétrius / Sidèris, Christos

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164835

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/1	Pages 251-261	5 figures dans le texte	Bâle, mars 1979

Sur la signification des zones «ultrapindique» et «béotienne» d'après la géologie de la région de Karditsa: l'Unité de Thessalie Occidentale

Par DÉMÉTRIUS PAPANIKOLAOU et CHRISTOS SIDÈRIS[1])

ABSTRACT

The geological study of Karditsa region showed that there is a continuous series, which comprises an Early Cretaceous flysch at its base, Upper Cretaceous limestones (Thimiama limestones), red pelites of Paleocene and a Tertiary flysch on top.

This complete series of Thimiama must be the upper part of the Koziakas series. Both of them constitute one distinct unit, the Unit of Western Thessaly, whose notion is completely different from that one of the Ultrapindic zone.

Furthermore, we propose to withdraw the notion of the Beotian Zone, because its only characteristic horizon - the Beotian flysch - does not characterize a special paleogeographic area but a tectonic one, the emplacement of the ophiolitic nappe.

RÉSUMÉ

L'étude géologique de la région de Karditsa nous a montré qu'il y a une série continue comprenant un flysch éocrétacé à sa base, des calcaires néocrétacés (calcaires du Thimiama), des pélites rouges paléocènes et un flysch tertiaire à son sommet.

Cette série complète du Thimiama doit être la partie supérieure de la série du Koziakas, les deux séries appartenant à une unité distincte, l'Unité de Thessalie Occidentale, qui est une notion tout à fait différente de la zone ultrapindique.

En outre nous proposons d'abandonner la notion de la zone béotienne parce que le seul horizon caractéristique d'elle - le flysch béotien - ne caractérise pas un lieu paléogéographique précis, mais il est lié à un phénomène tectonique - la mise en place de la nappe ophiolitique.

1. Introduction

Dès 1898 PHILIPPSON a remarqué les caractères particuliers de la région montagneuse du Koziakas, à cause desquels il avait distingué la «sous-zone du Koziakas». RENZ (1930) avait pensé que la moitié occidentale du massif du Koziakas pourrait appartenir à la zone du Pinde, bien que la moitié orientale fût une klippe de la zone Parnasse-Kiona. BLUMENTHAL (1931) avait accepté les idées de RENZ, mais il a aussi noté la possibilité que le massif du Koziakas puisse représenter un passage de faciès à la série du Pinde.

AUBOUIN (1959) en faisant une étude plus systématique a conclu que le massif du Koziakas doit être la partie orientale du sillon du Pinde vers la zone subpélago-

[1]) Département de Géologie et Paléontologie, Université d'Athènes, 46, rue Akadémias, Athènes 143, Grèce.

nienne, pour laquelle il a utilisé le terme «zone ou sous-zone ultrapindique». Cette zone comprend deux séries distinctes: la série du Koziakas, d'âge jurassique-éocrétacé, et la série du Thimiama, d'âge néocrétacé. Ces deux séries ne se trouvent pas en ordre stratigraphique, mais à cause de la similitude du faciès et de leurs âges complémentaires sont supposées être une série continue. Du point de vue tectonique la série du Thimiama se trouve au front de la nappe ultrapindique charriée sur le flysch du Pinde; quant à la série du Koziakas, elle chevauche elle-même la série du Thimiama ou le flysch du Pinde. Cette position anormale était expliquée par AUBOUIN (1959) comme un phénomène analogue à la diverticulation.

CELET (1962) a distingué la «sous-zone de Vardoussia», qu'il caractérise comme homologue à la zone ultrapindique. Le terme «zone ultrapindique» a été utilisé par KOCH & NICOLAUS (1969) pour la région au nord du Sperchios, où ils ont découvert une série clastique d'âge éocrétacé. ALBANDAKIS & KALLERGIS (1971) ont trouvé le Tithonique supérieur dans la région de Théopetra et à Koziakas. FERRIÈRE (1974) a découvert le Trias supérieur et il a décrit plusieurs horizons jusqu'au Jurassique supérieur; il a aussi marqué la similitude entre quelques horizons de la série du Koziakas et la zone Maliaque. SCANDONE & RADOIČIĆ (1974) ont aussi daté plusieurs horizons du Trias supérieur jusqu'à la limite Jurassique/Eocrétacé et ils ont proposé d'abandonner la notion de la zone ultrapindique et d'accepter que la série du Koziakas, avec la série de Vardoussia, soient les passages du sillon du Pinde à la plate-forme parnassienne.

AUBOUIN & BONNEAU (1977) ont découvert que la zone du flysch, qui s'intercale entre la série du Koziakas et la série du Thimiama est en effet une série clastique d'âge jurassique-éocrétacé, identique au flysch béotien. Du point de vue tectonique, ils ont pensé que ce flysch béotien est surmonté tectoniquement par la série du Koziakas et qu'il chevauche les calcaires du Thimiama, le tout chevauchant le flysch tertiaire du Pinde. Ainsi croient-ils que «la limite du Koziakas et du Thimiama marque un contact majeur dans les Hellénides, celui des zones (paléo)tectonisées dès la fin du Jurassique et de celles qui ne le seront qu'au Tertiaire».

JAËGER & CHOTIN (1978) s'accordent aux auteurs précédents et ils donnent une colonne stratigraphique synthétique de la série béotienne de Mouzaki. Ainsi, la zone ultrapindique paraît être un terme «historique» et il faut essayer de clarifier la notion de la «zone béotienne» pour bien pouvoir interpréter les données nouvelles.

Si on accepte la structure proposée par les recherches récentes, on arrive à quelques questions fondamentales comme les suivantes:

— Quelle est la position paléogéographique, le soubassement et la couverture sédimentaire: a) des calcaires du Thimiama, b) du flysch béotien et c) de la série du Koziakas?
— Quels sont les stades successifs de l'évolution tectonique de la structure supposée?
— Quelles sont les liaisons entre la série du Koziakas, la sous-zone de Vardoussia et la zone Maliaque?

Notre étude, effectuée dans la partie méridionale des affleurements de la zone ultrapindique, entre Mouzaki et Morphovouni, nous a donné des renseignements précieux, qui ont produit une problématique tout à fait différente.

2. La géologie de la région de Morphovouni

Dans le cadre de nos recherches depuis 1975 sur la molasse de la région à l'ouest de Karditsa (PAPANIKOLAOU & SIDÈRIS 1977), nous avons eu l'occasion d'étudier en détail le soubassement des différents bassins molassiques et surtout dans la région entre les villages Morphovouni - Messenikolas - Ag. Akakios.

Nous avons levé une carte géologique au 1:25000, dont nous présentons une partie à la figure 1. Les relations entre toutes les formations qui affleurent dans cette région peuvent bien s'illustrer par la coupe géologique A-B (fig. 2), que nous décrivons ci-dessous:

En partant par le village de Morphovouni on se trouve aux niveaux supérieurs du flysch du Pinde (1) qui se caractérise par des cyclothèmes de bancs grèseux et pélitiques, de couleur gris ou brun, avec quelques horizons de pélites rouges. Après les dernières maisons du village, à la première petite vallée, on trouve un très grand olisthostrome (1A) d'une épaisseur de 20 m, avec des galets de 5 à 30 cm provenant presqu'exclusivement des roches vertes.

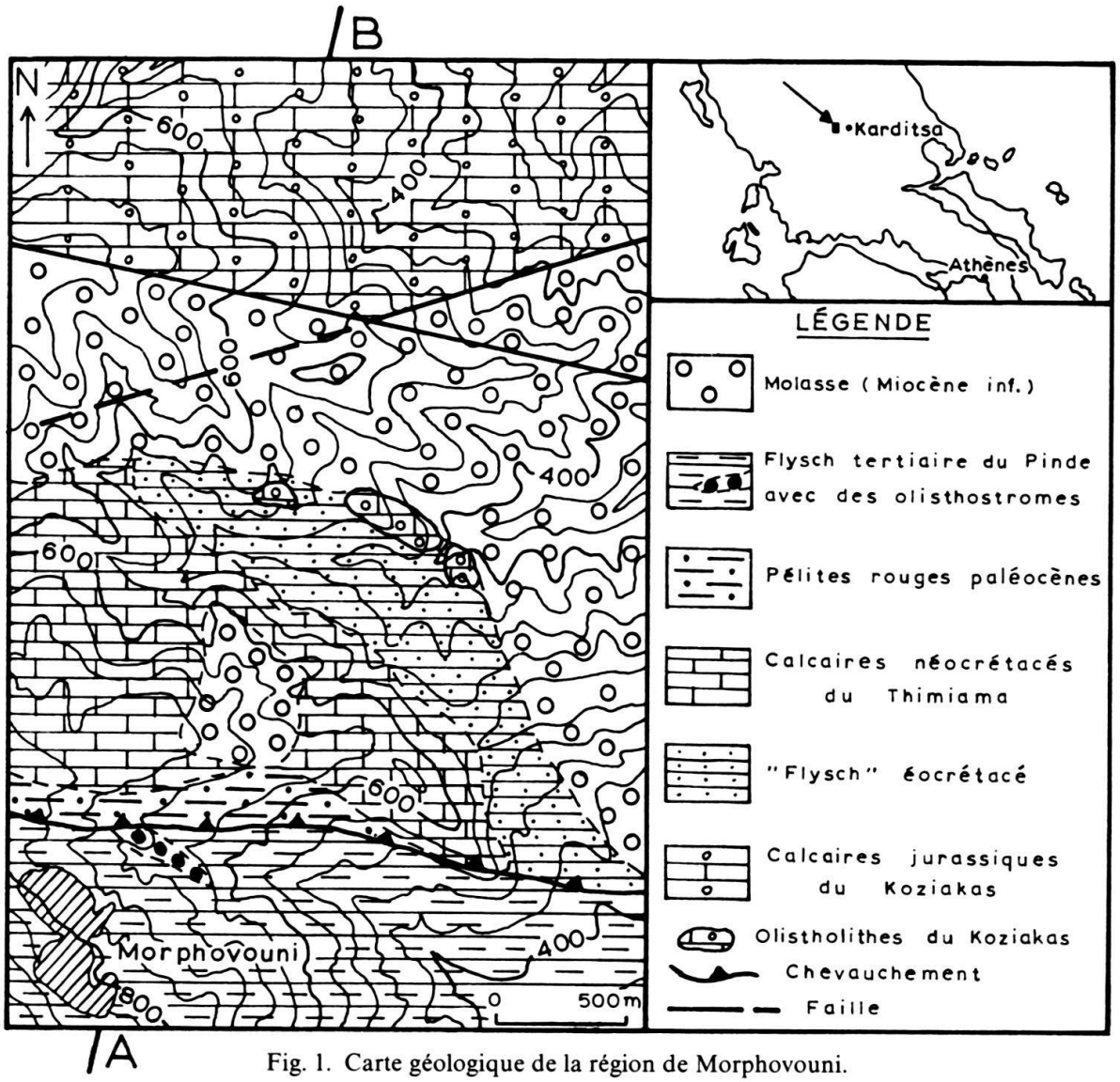


Fig. 1. Carte géologique de la région de Morphovouni.

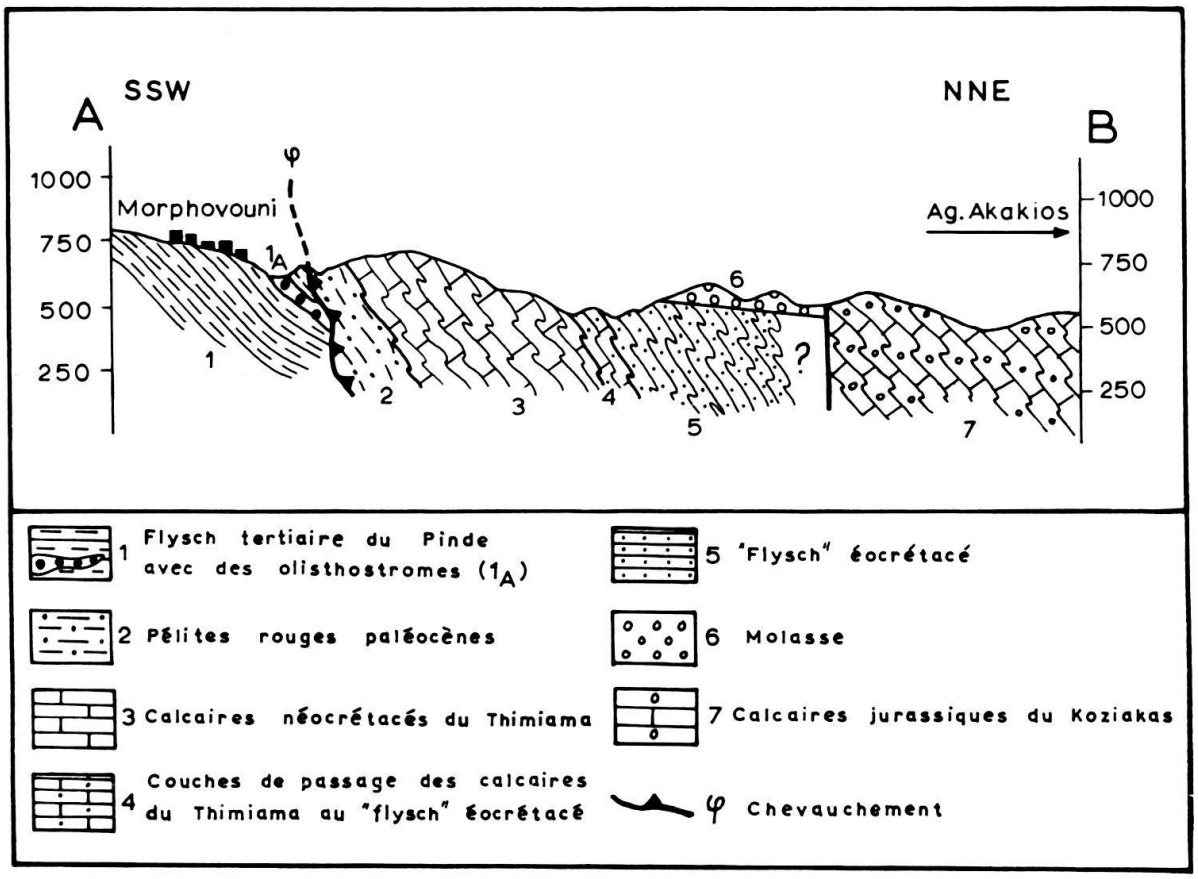


Fig. 2. Coupe géologique, au nord de Morphovouni (tracé A-B, voir fig. 1).

Ensuite il y a encore 20 m de pélites grises avec quelques bancs gréseux jusqu'à la seconde petite vallée au nord de Morphovouni. Au-dessus vient, avec un contact tectonique avec un pendage de 60 à 70°, une série de pélites rouges calcaires (2) tout à fait différentes des pélites rouges du flysch du Pinde. Cette formation (2) resemble beaucoup à la formation des pélites rouges paléocènes de la base du flysch du Parnasse. Ils sont tectonisés, contrairement au flysch du Pinde qui paraît tranquille avec un pendage constant de 30 à 40° vers le nord. L'épaisseur de la formation (2) dépasse les 40 m, et dans les 4 m supérieurs, au-dessous du contact avec les calcaires qui forment l'abrupt, il y a du calcaire en bancs minces ou en petites lentilles.

Les pélites calcaires rouges (2) ont fourni une microfaune abondante de globigérines d'âge paléocène-éocène inférieur. En ce qui concerne la nature du contact entre les pélites et les calcaires, il faut dire qu'il s'agît d'un passage sédimentaire normal, qui est localement affecté par des petits mouvements tangentiels peu importants, qui sont la conséquence de disharmonie pendant la déformation.

Des surfaces de glissement plus importantes que les précédentes sont observées dans les premières couches de calcaire (3). En outre, dans la région d'Amygdali nous allons voir le même contact absolument tranquille, avec des couches de passage d'une épaisseur de 10 m.

Les calcaires, couvrant les pélites, sont les calcaires bien connus du Thimiama (3) avec les faciès très caractéristiques des horizons bréchiques à éléments de roches vertes et de radiolarites.

Alors les pélites rouges paléocènes (2) sont la suite stratigraphique des calcaires néocrétacés du Thimiama (3) et les couches sont renversées. Toute la pente septentrionale de la colline est constituée par les calcaires du Thimiama et exactement dans la vallée de Kapeliniotis potamos nous avons découvert le seul affleurement connu où les calcaires néocretacés du Thimiama passent au flysch éocrétacé avec des couches de passage (4) d'une épaisseur de 15 m (fig. 3a). Alors les couches des calcaires et du flysch éocrétacé sont renversées, comme il a été déjà constaté en étudiant le contact entre les pélites et les calcaires.

Ici, on observe aussi un très beau pli parasite (drag fold) (fig. 3b) qui indique que le secteur observé appartient au flanc inverse d'un anticlinal redressé vers le sud (fig. 3c).

L'épaisseur du flysch éocrétacé dépasse les 30 m, mais c'est la molasse [formation basale de la série molassique supérieure, A_1 (PAPANIKOLAOU & SIDÈRIS 1977)], et quelques accidents plus récents qui ne permettent pas d'observer les horizons plus anciens. Un peu plus au nord on trouve les calcaires jurassiques du Koziakas, qui apparaissent à cause d'une faille post-molassique.

La conclusion générale que l'on obtient par les observations ci-dessus est l'existence d'une *série continue comprenant le flysch éocrétacé, les calcaires néocrétacés et les pélites paléocènes,* laquelle, dans la région de Morphovouni, est *renversée.*

Il est remarquable que quelques kilomètres plus au nord-ouest, dans la région d'Amygdali, on retrouve la même série en position normale (fig. 4). Ici le contact entre le flysch éocrétacé et les calcaires du Thimiama est masqué par des mouvements tectoniques, tandis que le contact entre les calcaires du Thimiama et les pélites paléocènes est absolument tranquille avec une dizaine de mètres de couches de passage.

Dans la région entre le village d'Amygdali et la petite chapelle d'Aghios Geórgios affleure le flysch tertiaire, qui couronne toute la série, dont on observe quelques mètres de grès grossier, de couleur gris-rouge avec des fragments de radiolarites et de roches vertes.

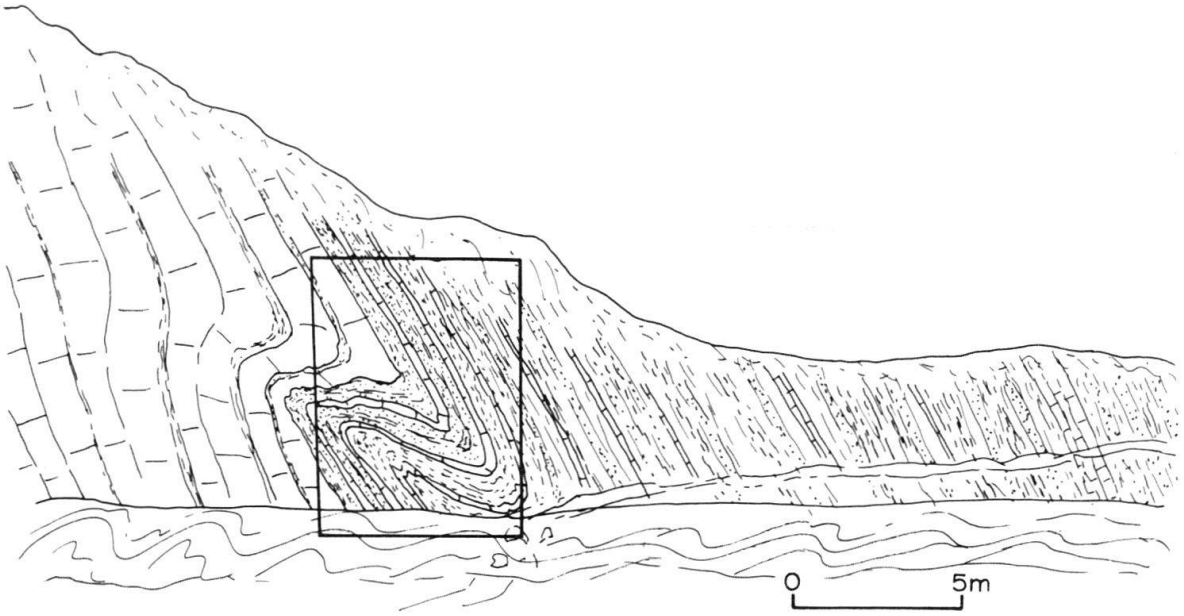
3. Discussion

Les données nouvelles obtenues dans la région de Morphovouni nous posent quelques questions sur: *a*) les relations entre la série du Thimiama (complétée avec le flysch éocrétacé à sa base et les pélites paléocènes et le flysch tertiaire à son sommet) et la série du Koziakas. A partir des ces relations, on pourra décider la conservation ou non du terme «zone ultrapindique». *b*) La signification du flysch éocrétacé et l'usage du terme «zone béotienne».

a) La série du Thimiama et la série du Koziakas

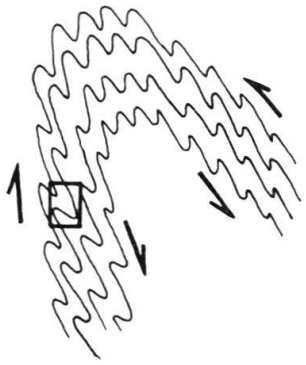
En ce qui concerne les relations entre la série du Thimiama et la série du Koziakas, nous pensons qu'on peut les considérer comme deux séries complémentaires qui constituent une unité distincte. Cette opinion est basée:

— Sur le fait que l'âge des couches sommitales de la série du Koziakas est du Tithonique supérieur, à la limite Jurassique/Eocrétacé (ALBANDAKIS & KAL-



a

b



c

Fig. 3. Les couches de passage entre le flysch éocrétacé et les calcaires du Thimiama.
a = vue générale; *b* = un pli parasite observé dans les couches de passage; *c* = schéma de la structure générale de la région.

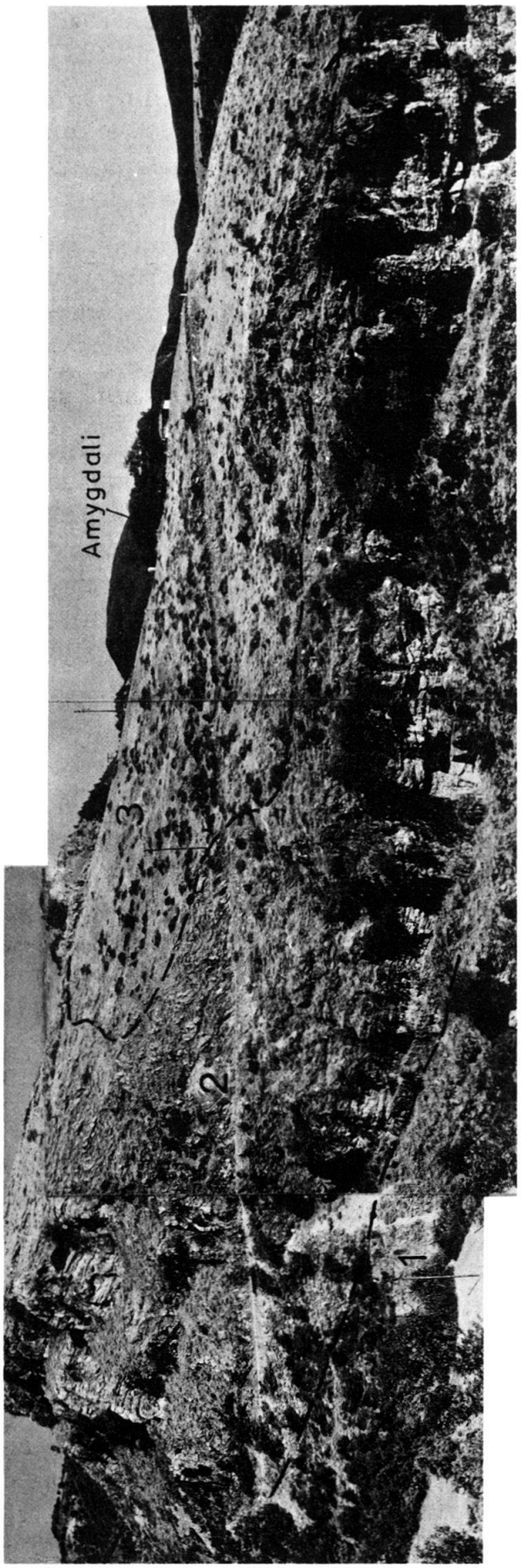
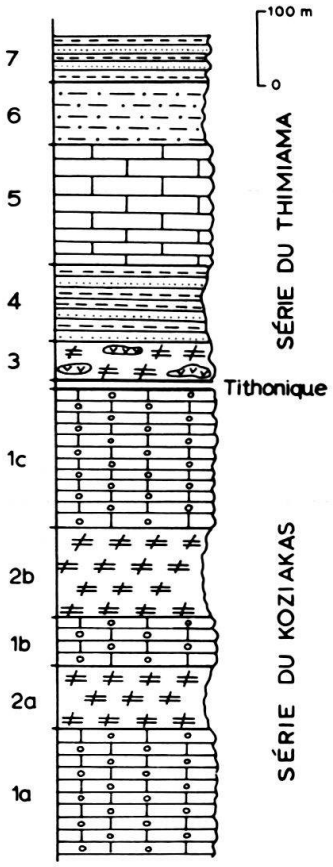


Fig. 4. Le passage des calcaires du Thimiama (2) aux pélites rouges paléocènes (3) en position normale au-dessus du flysch éocrétacé (1) dans la région d'Amygdali.

LERGIS 1971, SCANDONE & RADOIČIĆ 1974), quoique l'âge des couches basales du flysch éocrétacé est aussi tithonique à la limite Jurassique/Eocrétacé (AUBOUIN & BONNEAU 1977, JAËGER & CHOTIN 1978). Alors la limite Jurassique/Eocrétacé est le niveau stratigraphique qui «unit» les deux séries, ce qui ne peut être attribué au hasard.

— La structure, observée dans la région de Morphovouni, d'un flanc inverse d'un anticlinal renversé vers le sud, paraît exister aussi dans la série du Koziakas. AUBOUIN & BONNEAU (1977) ont notamment trouvé le Jurassique dans la région d'Ag. Akakios et plus au nord, après les radiolarites, le Trias supérieur dans la région de Pirgos. C'est là où on a le grand axe d'un anticlinal, comme on peut le constater même sur la carte géologique au 1:50000 (SAVOYAT & LALECHOS 1969).
Il est aussi remarquable que JAËGER & CHOTIN (1978) ont aussi constaté que, sous le front du Koziakas, la série tithonique-éocrétacée doit être renversée. Le fait que dans la région d'Amygdali la série du Thimiama est en ordre stratigraphique avec un pendage de 20°, est attribué aux failles décrochantes transversales qui ont créé une structure de 2e ordre en horsts et grabens tout le long de la chaîne, et ils ont enfoncé quelques parties où on observe le sommet de la structure générale de l'anticlinal.

— La base de la série du Thimiama est constituée par des conglomérats polygéniques de roches vertes, dans une matrice pélitique et radiolaritique, qui est un



1a-c = différents horizons de calcaires du Koziakas (Trias supérieur - Tithonique)

2a-b = radiolarites intercalées dans la série du Koziakas

3 = conglomérats polygéniques de roches vertes dans une matrice radiolaritique

4 = flysch éocrétacé

5 = calcaires néocrétacés du Thimiama

6 = pélites rouges paléocènes

7 = flysch tertiaire du Thimiama

Fig. 5. Colonne stratigraphique schématique de l'Unité de Thessalie Occidentale.

niveau très favorable pour le décollement de son substratum. En général, rien ne nous empêche d'accepter que les deux séries appartiennent à une seule unité, que nous avons appelée «Unité de Thessalie Occidentale», dont une colonne stratigraphique schématique est présentée à la figure 5.

En outre, la structure proposée est assez simple et il n'est pas nécessaire d'invoquer des phénomènes complexes et problématiques comme la diverticulation.

Bien que nous soyons retourné à l'hypothèse initiale d'AUBOUIN (1959), nous proposons un nouveau terme, ne conservant pas le terme «zone ultrapindique», parce que:

1. les caractéristiques initiales de la zone ultrapindique n'existent plus (SCANDONE & RADOIČIĆ 1974), d'autant que la notion de la zone subpélagonienne est actuellement abandonnée (FERRIÈRE 1976).

2. L'usage du terme «pinde» n'est pas juste, étant donné que:

— La région du Koziakas ne peut pas se placer au flanc oriental du sillon du Pinde vers la plate-forme parnassienne, comme la sous-zone de Vardoussia qui est dépourvue de flysch éocrétacé.
— L'existence des affleurements du flysch éocrétacé, dès la région au nord de Métsovon (TERRY & MERCIER 1971) jusqu'à l'Argolide (BACHMANN & RISCH 1976), indique que cette formation ne dépend pas du sillon du Pinde à l'ouest, mais au contraire, comme nous allons voir plus loin, de la nappe ophiolitique à l'est.

b) Le flysch éocrétacé et la zone béotienne

En ce qui concerne la signification du flysch éocrétacé, il n'y a aucun doute que sa genèse est liée au démantèlement de la nappe ophiolitique (CELET et al. 1976). Alors l'existence de ce flysch éocrétacé marque les régions affectées par le matériel ophiolitique annonçant l'arrivée de la nappe, qui, actuellement affectée par la tectonique tertiaire, recoupe obliquement diverses régions paléogéographiques. C'est pourquoi la nature du soubassement du flysch éocrétacé n'est pas d'une origine paléogéographique certaine (CELET et al. 1976) et même assez différente de la série du Koziakas.

En effet, dans la région de Morphovouni on connaît la couverture sédimentaire du flysch éocrétacé jusqu'à l'Eocène basal. Il est très important que toutes les formations postérieures du Thimiama sont caractérisées par une abondance du matériel clastique provenant des roches vertes.

Si on considère tous les affleurements de la zone béotienne (CELET et al. 1976, fig. 2), on s'aperçoit que chaque affleurement est un cas particulier et que le seul niveau stratigraphique commun est le flysch éocrétacé.

C'est pourquoi nous croyons qu'il ne faut pas parler d'une «zone béotienne», mais seulement d'un flysch béotien, ce dernier seulement pour des raisons de terminologie, parce que c'est en Béotie[2]) qu'on a décrit l'affleurement type (CLÉ-

[2]) Néanmoins KOCH & NICOLAUS (1969) avaient décrit un affleurement du flysch éocrétacé au nord du Sperchios, mais ils n'avaient pas insisté sur sa signification.

MENT 1971, CELET & CLÉMENT 1971). Pour nous, le terme «série clastique éocrétacée» serait plus convenable, parce que d'une part le «béotien» ne caractérise pas qu'un seul affleurement et d'autre part le terme «flysch» doit posséder quelques caractères spéciaux du point de vue de la lithologie, la paléogéographie et la tectonique, qui restent à étudier.

En conclusion, nous croyons que cette série clastique éocrétacée ne caractérise pas un lieu paléogéographique précis, le «sillon béotien», mais qu'elle est liée à un phénomène tectonique - la mise en place de la nappe ophiolitique - qui a influencé la sédimentation aux différents lieux paléogéographiques, pendant le Tithonique-Eocrétacé. Plus spécialement la série du Thimiama montre cette influence pendant toute la durée du Crétacé jusqu'à l'Eocène basal. Alors, nous proposons d'abandonner la notion de «zone béotienne» et d'essayer de 1. reconstituer les différentes unités qui portent la série clastique éocrétacée et 2. corréler les différentes unités pour que l'on puisse comprendre la paléogéographie avant et après le phénomène tectonique majeur - la mise en place des ophiolites.

BIBLIOGRAPHIE

ALBANDAKIS, N., & KALLERGIS, G. (1971): *Contribution to the age of schist chert formation in Thessaly (Theopetra, Koziakas).* - Bull. geol. Soc. Greece *8*/1, 25-32.

AUBOUIN, J. (1959): *Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie.* - Ann. géol. Pays hellén. *10*, 1-483.

AUBOUIN, J., & BONNEAU, M. (1977): *Sur la présence d'un affleurement de flysch éocrétacé (Béotien) au front des Unités du Koziakas (Thessalie, Grèce): la limite entre les zones externes et les zones internes dans les Hellénides.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *284*, 2075-2078.

BACHMANN, G.H., & RISCH, H. (1976): *Ein oberjurassisch-unterkretazischer (eohellenischer) Flysch in der Argolis und der Bau der Lighourio-Mulde (Peloponnes, Griechenland).* - N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] *152*/2, 137-160.

BLUMENTHAL, M., (1931): *Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge.* - Eclogae geol. Helv. *24*, 347-372.

CELET, P. (1962): *Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale.* - Ann. géol. Pays hellén. *13*, 1-446.

CELET, P., & CLÉMENT, B. (1971): *Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud: l'unité du flysch béotien.* - C.R. Soc. géol. France *1971*/1, 43-47.

CELET, P., CLÉMENT, B., & FERRIÈRE, J. (1976): *La zone béotienne en Grèce: Implications paléogéographiques et structurales.* - Eclogae geol. Helv. *69*/3, 577-599.

CLÉMENT, B. (1971): *Découverte d'un flysch éocrétacé en Béotie (Grèce continentale).* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *272*, 791-792.

FERRIÈRE, J. (1974): *Nouvelles données stratigraphiques sur le massif du Koziakas.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *278*, 995-998.

— (1976): *Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale-orientale): la zone isopique maliaque.* - Ann. Soc. géol. Nord *96*/2, 121-134.

JAËGER, P., & CHOTIN, P. (1978): *La série du flysch béotien (Tithonique-Berriasien supérieur) au front du Koziakas (Mouzaki, Province de Karditsa, Grèce).* - C.R. Soc. géol. France *1978*/1, 28-31.

KOCH, D.E., & NICOLAUS, H.J. (1969): *Zur Geologie des Ostpindos-Flyschbeckens und seiner Umrandung.* - Inst. Geol. subsurf. Res. (Athènes) *9*.

PAPANIKOLAOU, D., & SIDÈRIS, CH. (1977): *Contribution to the study of Molasse in Greece: Preliminary research in the region of Kanalia Karditsa (Western Thessaly).* - Ann. géol. Pays hellén. *28*, 387-417.

PHILIPPSON, A. (1898): *La tectonique de l'Egéide.* - Ann. Géogr. *7*, 112-141.

RENZ, C. (1930): *Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge.* - Eclogae geol. Helv. *23*, 301-377.

SAVOYAT, E., & LALECHOS, N. (1969): *Karditsa.* Carte géologique de Grèce au 1:50000. - Inst. Geol. subsurf. Res. (Athènes).

— (1974): *Kalambaka.* Carte géologique de Grèce au 1:50000. - Inst. Geol. subsurf. Res. (Athènes).

SCANDONE, P., & RADOIČIĆ, R. (1974): *The ultrapindic zone in Greece.* - Boll. Soc. geol. ital. *93*, 1049-1058.

TERRY, J., & MERCIER, M. (1971): *Sur l'existence d'une série détritique berriasienne intercalée entre la nappe des ophiolites et le flysch éocène de la nappe du Pinde (Pinde septentrionale, Grèce).* - C.R. Soc. géol. France *1971/2*, 71-73.