Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 69 (1976)
Heft: 3

Artikel: La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales
Autor: Celet, Paul / Clément, Bernard / Ferrière, Jacky
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164527

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: 14.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 69/3	Pages 577-599	9 figures dans le texte	Bâle, novembre 1976

La zone béotienne en Grèce: Implications paléogéographiques et structurales

Par PAUL CELET, BERNARD CLÉMENT et JACKY FERRIÈRE[1])

ABSTRACT

The study of different cross-sections in Tithonian - Early Cretaceous Beotian Flysch and of its substratum results in the definition of another isopic zone - the Beotian Zone - along the boundary between the internal and external zones of the Hellenides.

The paleogeographical and structural evolution of this zone is closely linked with the tectonic history of the internal zones: To the south of the Sperchios river where the substratum is well-known, the differentiation of the zone as a deep basin can be traced back to the Late Jurassic. Flysch sedimentation set in during the Latest Jurassic to Earliest Cretaceous and seems to be related to the early, mesozoic tectonic phases - namely the emplacement of an ophiolite nappe - recognized in the internal zones: In fact this flysch contains abundant ophiolitic detritus.

North of the Sperchios river the substratum of the Early Cretaceous flysch remains unknown. Nevertheless, we think that this zone could be the external margin of an oceanic basin situated to the West of the internal zones.

Northwards, the Beotian Zone seems to continue to Albania (Gramos unit) and Yugoslavia (Bosnian zone).

RÉSUMÉ

L'étude des différentes coupes du flysch béotien d'âge tithonique-éocrétacé et de son soubassement a permis de définir une nouvelle zone isopique - la zone béotienne - à la limite des zones internes et des zones externes helléniques.

Son évolution paléogéographique et structurale est étroitement liée à l'histoire tectonique des zones internes: au Sud du Sperchios, là où le soubassement est connu, l'individualisation de cette zone en tant que sillon se fait au Malm; l'apparition du flysch est datée de la limite Jurassique-Crétacé et semble synchrone des premières phases tectogénétiques mésozoïques affectant les zones internes; du point de vue sédimentologique, ce flysch se caractérise par l'abondance d'éléments ophiolitiques remaniés.

Si l'évolution de cette zone peut être étudiée au Sud du Sperchios durant les temps mésozoïques, il n'en est pas de même au Nord où le soubassement du flysch éocrétacé reste encore inconnu. Néanmoins, nous pensons que cette zone devait représenter la marge externe d'un bassin océanique situé à l'Ouest des zones internes.

Vers le Nord, la zone béotienne semble se poursuivre en Albanie (Unité de Gramos) et surtout en Yougoslavie (zone bosniaque).

I. Introduction

La première ébauche paléogéographique du cycle alpin en Grèce, esquissée par PHILIPPSON (1898), puis peu à peu affinée par RENZ (1940) est encore valable dans

[1]) Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille I, B.P. 36, 59650-Villeneuve d'Ascq (France), et Laboratoire associé au C.N.R.S., n° 215.

ses grands traits pour les parties externes. Mais cette paléogéographie a subi, depuis une vingtaine d'années, de profondes modifications en ce qui concerne les domaines internes. C'est à BRUNN (1960) que l'on doit la distinction fondamentale entre les zones internes déformées dès le Mésozoïque et les zones externes plissées seulement au Tertiaire. Dès 1959, AUBOUIN effectue la première grande synthèse paléogéographique et tectonique des Hellénides (au sens défini par KOBER 1929), précisant les caractères faciologiques et structuraux des principales zones disposées suivant un modèle géosynclinal. Ce modèle, adapté aux multiples informations géologiques de terrains de l'époque, représente une étape importante dans l'interprétation géodynamique de l'ensemble dinarique.

Les principales divisions des Hellénides internes retenues depuis cette époque sont les suivantes (fig. 1) d'W en E:

— un ensemble ophiolitique *«subpélagonien»*[2]) supportant une couverture crétacée transgressive;
— un haut-fond *pélagonien* à sédimentation néritique du Trias au Jurassique (où le complexe ophiolitique peut être représenté) et Crétacé supérieur discordant;
— un vaste domaine à évolution complexe où apparaissent également des ophiolites et des flyschs précoces caractérisant la zone du *Vardar;*
— un socle ancien métamorphique serbo-macédonien venant s'appuyer sur la marge occidentale du rameau rhodopien.

La découverte d'un flysch d'âge tithonique(?)-éocrétacé en Bosnie sur la bordure interne des Dinarides (BLANCHET 1966), puis la mise en évidence d'une unité de flysch bosniaque en Yougoslavie (BLANCHET et al. 1969) et enfin d'une *zone bosniaque* (BLANCHET 1970, AUBOUIN et al. 1970), ont induit une série de recherches nouvelles qui devaient aboutir à la découverte, par l'un de nous (CLÉMENT 1971) d'un flysch éocrétacé en Béotie. Intégré dans une nouvelle unité dite du «Flysch béotien», ce flysch a été depuis lors reconnu en différents endroits pour la plupart localisés en Grèce continentale du Sud, là où existe le haut-fond parnassien. Toutefois, d'autres gisements ont également été signalés au Nord de la vallée du Sperchios par KOCH & NICOLAUS (1969) notamment, qui les plaçaient dans la sous-zone ultra-pindique.

En dépit de la dispersion des affleurements et de leur situation tectonique complexe, il apparaît dès à présent nécessaire de définir une nouvelle zone isopique dans les Hellénides et d'ériger l'unité du flysch béotien et sa semelle au rang de zone paléogéographique et structurale.

Occupant une position intermédiaire entre les domaines externes à sédimentation continue durant le Mésozoïque et les domaines internes ophiolitiques à orogénèse précoce, la *zone béotienne* a joué, au cours du Crétacé inférieur, un rôle déterminant. Elle représente à cette époque, un sillon subsident dont l'existence quoique soupçonnée (AUBOUIN 1959, p.492; CELET 1962, p.201-203), n'avait pu être

---

[2]) Le sens des termes «subpélagonien» et «pélagonien» dans cette publication est celui que leur avait donné AUBOUIN lors de la définition de ces deux zones (AUBOUIN 1957-1959). Les études récentes faites en Othrys conduisent toutefois à abandonner la notion de zone subpélagonienne pour la remplacer par celle de zone isopique Triasico-jurassique *maliaque* (FERRIÈRE 1976).

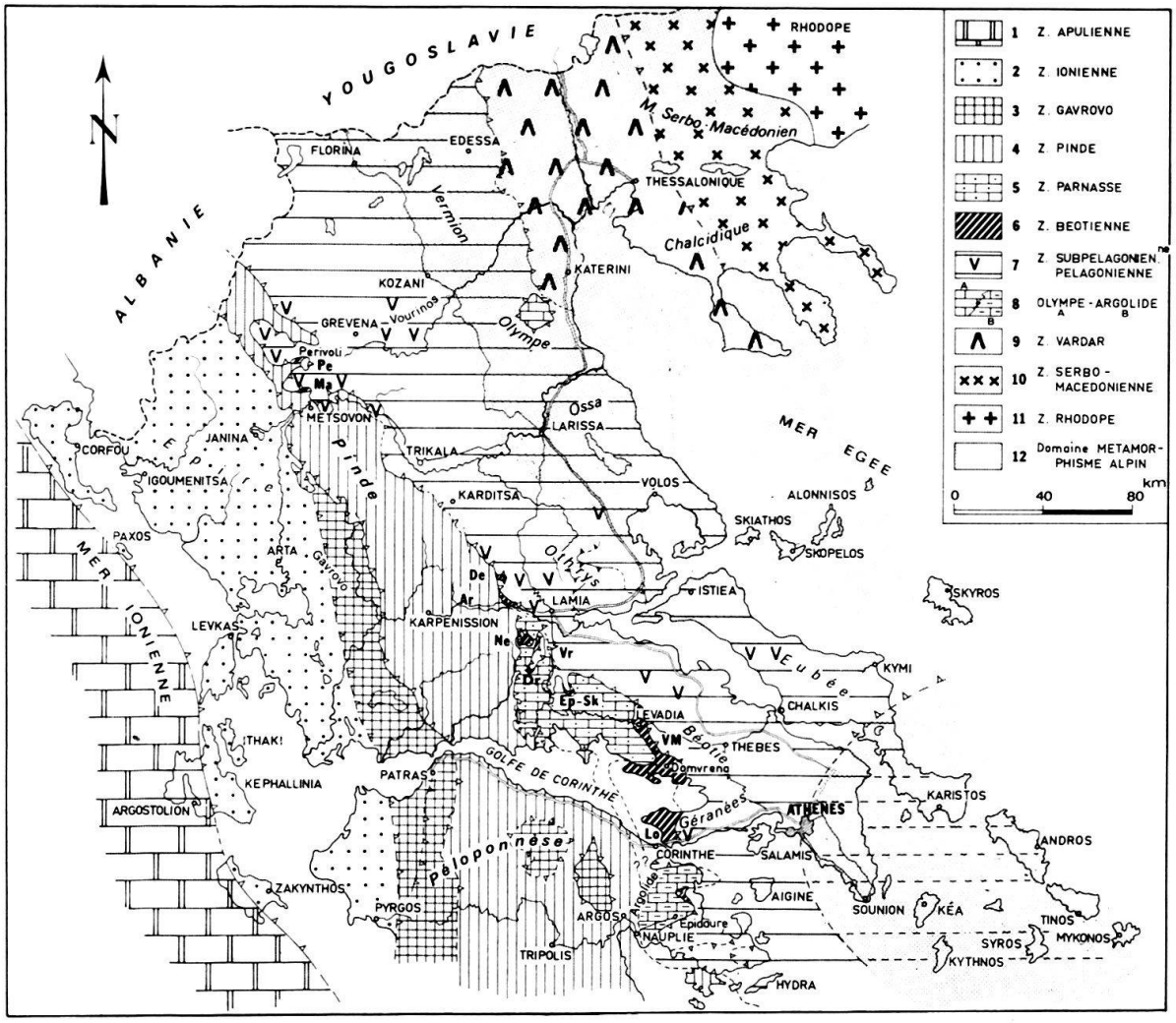

Fig. 1. Répartition des zones isopiques helléniques (voir légende fig. 2).

démontrée jusqu'à maintenant. Elle fournit de précieuses indications sur les mouvements orogéniques internes dont elle enregistre les échos sédimentaires proches ou lointains.

II. Répartition géographique de la zone béotienne

Certains des affleurements ayant été déjà mentionnés dans des publications antérieures, nous nous limiterons à la description détaillée de coupes inédites.

A. Affleurements déjà décrits (cf. fig. 1 et 2)

1. Les Monts Géranées (Clément 1972)
2. La Béotie (Celet & Clément 1971)
3. Le Parnasse (Celet, Clément & Legros 1974)
4. Le Pinde septentrional (Terry & Mercier 1971)

B. Affleurements nouveaux de la zone béotienne de part et d'autre du Sperchios

1. Massif de l'Iti (Oeta)

Trois groupes d'affleurements de flysch béotien dont l'étude détaillée a été entreprise par Bléhaut (1975) et Wigniolle (1975) ont été récemment reconnus dans ce massif:

a) Au Nord-Ouest de Pavliani

Le secteur de Katavothra: au lieu dit Vraga (feuille de Lamia au 1/50000 et fig. 2, série *Vr)*, on observe de bas en haut:

— des pélites rouges et vertes radiolaritiques dans lesquelles s'intercalent un banc de conglomérats à galets de roches vertes (2 m) puis un banc de radiolarites (0,80 m) et un niveau de grès verdâtre (0,50 m) dans la partie supérieure. Cette série a environ une cinquantaine de mètres de puissance;

— la partie supérieure détritique est observable également sur environ 50 m. Elle commence par un banc de 2 à 3 m d'épaisseur de calcaire microbréchique à débris de roches vertes qui a livré: *Calpionella alpina* Lorenz, *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiosphaera* gr. *moluccana* Wanner d'âge tithonique supérieur - berriasien (inférieur?). Puis suivent des alternances centimétriques de pélites argileuses et de grès riches en éléments de roches éruptives basiques; quelques passées plus épaisses de grès verts consolidés s'interstratifient dans cet ensemble.

Lithologie

1 = Calcaires néritiques à Mégalodontes. - *2* = Calcaires magnésiens. - *3* = Calcaires néritiques à Algues. - *4* = Calcaires néritiques. - *5* = Calcaires oolithiques et micrograveleux. - *6* = Calcaires à silex. - *7* = Calcaires rouges à filaments. - *8* = Radiolarites et pélites à Radiolaires. - *9* = Calcaires à Ammonites. - *10* = Calcaires microbréchiques à Calpionelles. - *11* = Grès fins, calcaires fins, pélites très fines et microbrèches. - *12* = Pélites, conglomérats, passées radiolaritiques et calcaires conglomératiques. - *13* = Conglomérats à roches vertes, grès et conglomérats mal consolidés et pélites fortement gréseuses. - *14* = «Mélange» avec olistolithes de roches vertes et de calcaires jurassiques et triasiques. - *15* = «Mélange» avec de nombreux éléments éruptifs. - *16* = Calcaires bréchiques à Hedbergelles vers le haut, microbrèches fortement gréseuses et pélites et marnes en alternance.

Abréviations

Lo = Loutraki. - *VM* = Val des Muses. - *Ep* = Eptalophos. - *Sk* = Skamno. - *Dr* = Drémisa (uniquement fig. 1). - *Vr* = Vraga. - *Py* = Pyra. - *VL* = Vriou-Lakkomata. - *Ne* = Néochorion. - *Ma* = Magoula. - *Ar* = Archanion. - *De* = Dereli. - *Pe* = Périvoli. - *Ma* = Mavrovouni.

Tr = Trias. - *Li* = Lias. - *Do* = Domérien. - *Ma* = Malm. - *Kim* = Kimmeridgien. - *Apt* = Aptychus. - *Ber* = Berriasien. - *Eocr* = Eocrétacé. - *Cen* = Cénomanien. - *Sen* = Sénonien.

φ = Contacts anormaux probables.

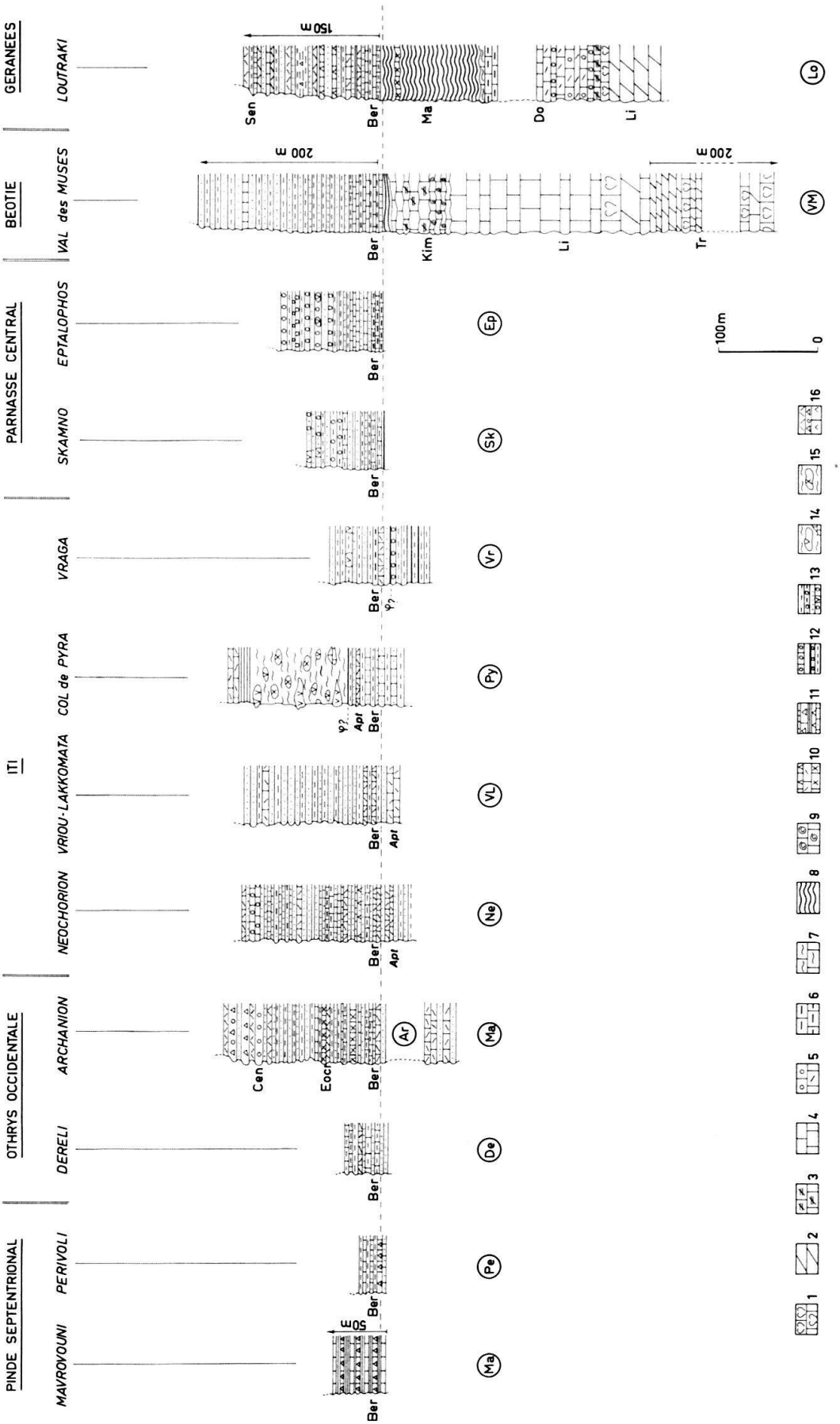

Fig. 2. Profils schématiques stratigraphiques (légende en face).

La partie inférieure de cette série pourrait appartenir au «mélange» d'âge jurassique supérieur connu par ailleurs dans la zone subpélagonienne (CELET 1975, FERRIÈRE 1974).

Entre le village de Pyra et la retombée septentrionale du Tsikeri existe un ensemble particulier constitué, de bas en haut (fig. 2, série *Py*):

— d'une série rythmique de calcaires gréseux et de pélites dans laquelle ont été trouvés des *Aptychus* d'âge berriasien (BLÉHAUT 1975 et WIGNIOLLE 1975);
— d'une formation conglomératique d'une centaine de mètres d'épaisseur. Les éléments des conglomérats sont parfois de grosse taille (10 à 15 cm). Ils sont constitués essentiellement de galets de calcaire et de roches éruptives basiques et ultra-basiques (spilites, dolérites, péridotites);
— d'une alternance rythmique de niveaux pélitiques et radiolaritiques rouges surmontée de calcaires microbréchiques riches en éléments de roches vertes.

Parmi ces trois termes seule la partie basale appartient indubitablement au flysch béotien; en revanche, si le reste de la série peut effectivement représenter la semelle du flysch béotien, il peut tout aussi bien être rattaché au mélange subpélagonien cité plus haut.

b) La région centrale du massif de l'Iti
(feuille de Lamia au 1/50000 et fig. 2, série *VL*)

Au pied du Pirgos, aux lieux-dits Vriou et Lakkomata, on observe des séries semblables à celles de Pyra-Tsikeri (cf. ci-dessus) et de Néochorion (cf. ci-dessous). On y reconnaît des termes calcaro-pélitiques à la base et gréso-pélitiques au sommet. L'affleurement de Lakkomata a livré des *Aptychus* et des Calpionelles du Berriasien (BLÉHAUT 1975 et WIGNIOLLE 1975); les calcaires marneux roses de la série inverse du Vriou ont livré quelques Calpionelles.

c) A l'Est de Néochorion-Ypatis
(feuille de Sperchias au 1/50000 et fig. 2, série *Ne*)

Sur le flanc occidental de Petrotos, au col de Loggorema on peut reconstituer la série suivante, de bas en haut:

— une alternance de grès verts, de pélites et de microbrèches calcaires à *Aptychus* du Berriasien moyen;
— un ensemble de calcaires fins, marneux, à passées siliceuses vers la base daté du Berriasien supérieur à moyen par des Calpionelles: *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella longa* COLOM, *T. carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionellopsis oblonga* CADISCH, *C. simplex, C.* sp., *Lorenziella* cf. *hungarica* (KNAUER & NAGY), *Cadosina fusca.* C'est dans ces calcaires marneux que KOCH & NICOLAUS (1969, p. 33) signalent *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH d'âge tithonique-berriasien;
— une formation de microbrèches calcaires à débris de radiolarites et de roches éruptives basiques et ultra-basiques.

2. *Othrys occidentale* (J.F.)

a) Au Nord-Ouest d'Archanion

(feuille de Sperchias au 1/50000 et fig. 2, série *Ar*)

Le petit ravin de Rouksa montre, au front du complexe ophiolitique, un ensemble plissé formé d'une cinquantaine de mètres de couches finement litées de grès calcareux tendres gris et verts, de calcaires marneux roses en plaquettes et de calcaires microbréchiques en bancs minces. Quelques bancs plus épais (0,50 m) de calcaires bréchiques plus durs à éléments de roches vertes sont interstratifiés dans cette série. Les calcaires marneux roses ont fourni une abondante faune de Calpionelles: *Calpionella alpina* LORENZ, *C.* gr. *elliptica* CADISCH, *Calpionellopsis undelloïdes* COLOM, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Crassicolaria* gr. *parvula* REMANE, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Lorenziella hungarica* (KNAUER & NAGY), *Lor. pseudoserrata* COLOM, *Lor.* sp., *Spirillina* sp., *Nannoconus* sp. La série est d'âge berriasien inférieur à sa base et berriasien franc dans sa partie supérieure. Elle est surmontée d'un flysch gréso-pélitique et de couches conglomératiques et bréchiques à nombreux éléments gréseux ou quartzitiques verts, de calcaires roses et de galets de radiolarites. Les éléments de roches vertes sont plus rares.

Dans les calcaires marneux de base, KOCH & NICOLAUS (1969, p. 37) ont mentionné l'existence de pistes et d'empreintes de *Muensteria, Beloraphe,* ainsi que des *Aptychus: Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL, TRAUTH), *L. kaumbergensis* TRAUTH, *L. lamellosus* (PARK, TRAUTH) qui indiquent un âge tithonique.

b) Le flysch de Dereli

(feuille de Léontarion au 1/50000 et fig. 2, série *De*)

Il est composé d'alternances de lits centimétriques ou décimétriques à Calpionelles, de calcaires argileux, de calcaires microbréchiques, de grès et de pélites. Visible sur une épaisseur d'une trentaine de mètres seulement, cette formation très plissée est coiffée anormalement par des calcaires compacts d'âge crétacé supérieur.

Dans les bancs calcaires du flysch, les plaques minces ont révélé la présence de Calpionelles d'âge berriasien moyen: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *C.* gr. *elliptica, Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Remaniella cadischiana* COLOM, *Stomiosphaera* gr. *moluccana* WANNER, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Nannoconus* sp.

III. Caractères généraux de la zone béotienne

Les nouveaux jalons qui viennent d'être décrits et ceux qui ont déjà été signalés permettent de dégager, tant du point de vue stratigraphique que structural, quelques uns des caractères de la zone béotienne en Grèce continentale. Cette zone montre une grande homogénéité d'âge et de faciès en ce qui concerne le flysch, homogénéité qui traduit une paléogéographie nouvelle des Hellénides à l'aurore des temps crétacés.

A. Stratigraphie et sédimentologie (fig. 2)

1. Le Flysch béotien

Il constitue le terme le plus spécifique et le plus distinctif de la série béotienne; il présente cependant des variations qui permettent de supposer qu'il s'est déposé dans une zone particulière et d'une grande extension.

a) Lithologie

Partout où il a été observé, le flysch béotien débute par une série terrigène formée d'alternances rythmiques de séquences détritiques gréseuses ou calcaires à grains de quartz anguleux, à débris de radiolarites, d'ophiolites (péridodites ou pyroxénites) parfois serpentinisés, de gabbros, de dolérites, et enfin de calcaires sublithographiques. Ces grès et calcaires microbréchiques, en général très friables, sont souvent granoclassés.

Des intercalations conglomératiques grossières à galets d'ophiolites et de radiolarites de 5 à 10 cm de diamètre ont été observées dans le Parnasse, dans l'Iti et près d'Archanion, surtout dans les parties moyenne et supérieure de la série (fig. 2).

Outre les termes arénitiques et ruditiques s'intercalent, vers la base, des strates feuilletées pélitiques ainsi que des lits minces de calcaires silteux et argileux parfois à silex. Ces calcaires fins montrent souvent, à leur partie inférieure, des laminées riches en Radiolaires et autres organismes planctoniques, dont des Calpionelles.

b) Age

C'est dans les microfaciès fins calcaires qu'ont été trouvées les microfaunes caractéristiques de Calpionelles. Il en existe également dans les microbrèches calcaires qui ravinent parfois ces calcaires pélagiques. Les Calpionelles et autres faunes pélagiques associées indiquent un *âge généralement berriasien.* Toutefois, le Tithonique supérieur à *Calpionella alpina* Lorenz, paraît également représenté dans les Monts Géranées et en Iti (Vraga).

Les niveaux élevés du flysch béotien présentent des niveaux bréchiques, qui, dans les Monts Géranées, ont livré des microfaunes du Crétacé supérieur: *Hedbergella helvetica* Bolli, *Globotruncana* sp. du Turonien - Sénonien inférieur (Clément 1972, p. 173). A l'Ouest d'Archanion (formation notée Kis sur la feuille de Sperchias), ainsi qu'en Béotie, des conglomérats ont livré des débris de Rudistes et des Orbitolinidés rappelant le Cénomanien.

Les autres organismes que l'on rencontre le plus souvent dans les strates carbonatées sont essentiellement des Radiolaires qui pullulent dans les faciès pélagiques. On trouve également à la base des bancs calcaires silteux et argileux, des tubulures ramifiées de Fucoïdes et, dans les grès fins, des fragments de végétaux flottés indéterminables.

En résumé, la sédimentation du flysch béotien débute en général à l'Eocrétacé ou à la fin du Tithonique, et peut se poursuivre jusqu'au Crétacé supérieur.

Les épaisseurs observées du flysch béotien sont très variables en raison des accidents tectoniques qui débitent les séries. Les accumulations les mieux conservées

se trouvent dans le Val des Muses en Béotie où ces dépôts ont une puissance supérieure à 300 m.

c) Origine du matériel détritique

L'abondance des fragments de roches vertes et, à un moindre degré, de débris de radiolarites, montre à l'évidence que le flysch béotien provient du démantèlement des massifs ophiolitiques.

Les éléments calcaires des brèches peuvent être issus de remaniements sous-marins contemporains de la sédimentation éocrétacée. Mais il est certain qu'une part importante de ces dépôts est de nature terrigène et résulte de l'érosion d'un continent dont la situation n'est pas encore clairement définie. Notamment, les grains de quartz d'aspect anguleux ont été probablement transportés par des courants de turbidité ainsi que les boues argileuses d'origine pédogénétiques qui sont venues se déposer dans une aire de sédimentation peut-être éloignée du continent. Ce dernier ne pouvait être qu'en position plus interne et doit être recherché à l'Est de la zone béotienne puisqu'à cette époque les domaines helléniques externes étaient immergés.

2. Le soubassement du flysch béotien

Il est beaucoup plus irrégulier et son individualisation demeure difficile.

a) Grèce méridionale

C'est en Béotie même qu'il est le mieux représenté (CELET & CLÉMENT 1971). Au-dessus d'une série calcaréo-dolomitique d'âge triasique reposent en concordance des calcaires grisâtres, sans fossiles, surmontés par une vingtaine de mètres de calcaires noduleux rouges à *Lytoceras* sp., *Phylloceras mediterranum* NEUMAYR et *Aspidoceras gemonellara* FONTANES, d'âge lusitanien. La série néritique se termine par 40 m de calcaire gris à Madrépores - probablement remaniés - de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (CLÉMENT 1970). Elle est recouverte par quelques mètres de radiolarites rouges litées qui supportent normalement le flysch.

Dans les Monts Géranées, le soubassement diffère très nettement. Sur un Lias carbonaté daté, surmonté par quelques mètres de calcaires bicolores à embryons d'Ammonites, vient une série épaisse de radiolarites et pélites dans lesquelles s'interstratifient des microbrèches à *Protopeneroplis striata* WEYNSCH. et Trocholines d'âge Dogger-Malm. La continuité de la série est malheureusement masquée par des terrains récents, toutefois, au Nord de Perachora, les radiolarites supportent normalement le flysch béotien.

b) Iti et Nord du Sperchios

Contrairement à ce que l'on observe dans les Monts Géranées et en Béotie, en Iti et en Othrys occidentale le flysch béotien est souvent désolidarisé de son subtstratum.

En Iti: deux types de formations d'âge jurassique y sont susceptibles de représenter le substratum du flysch béotien: d'une part un ensemble de type «mélange» (CELET 1975), des calcaires de type néritique d'autre part. Les rapports entre ces différentes formations sont malheureusement de nature tectonique.

Les calcaires néritiques d'âge jurassique supérieur visibles au Pirgos et au Petrotos par exemple, passent parfois progressivement vers le haut au «mélange», et présentent de nombreuses ressemblances avec des séries subpélagoniennes-pélagoniennes connues plus à l'Est. Toutefois en certains endroits et notamment à l'Est de Néochorion et au col de Pyra-Tsikeri, le «mélange» apparaît à la base du flysch béotien sans que l'on puisse affirmer qu'un contact tectonique existe entre les deux formations.

Othrys occidentale:

— à 2 km au S d'Archanion, la série de Magoula (fig. 2, série *Ma*), riche en microbrèches calcaires et grès friables verts, appartient sans aucun doute à la zone béotienne, malheureusement, les quelques Lituolidés observés n'ont pu être déterminés avec précision. KOCH & NICOLAUS (1969) ont d'ailleurs regroupé le flysch et la série de Magoula dans un même ensemble (sous-zone ultra-pindique pour ces auteurs);
— plus à l'Est, à Grammeni, existe une série riche en Ammonites décrites et datées du Ladinien-Carnien par MITZOPOULOS & RENZ (1938) et rapportées à l'Anisien-Ladinien plus récemment par KOCH & NICOLAUS (1969). Ces calcaires noduleux rouges sont surmontés d'un ensemble riche en radiolarites, grès et calcaires fins se terminant par une formation de type «mélange».

Les différences observées entre les directions structurales des affleurements Jurassique supérieur - Eocrétacé d'Archanion et celles de la série triasico-jurassique de Grammeni (SW-NE dans la série de Grammeni et NW-SE dans celle d'Archanion) permettent de penser que cette série orientale peut appartenir au domaine interne subpélagonien tectonisé entre le Malm et le Crétacé supérieur. Alors que les affleurements de Néochorion sont tout à fait semblables par leur faciès à ceux d'Archanion, les copeaux tectoniques de calcaires néritiques du Jurassique moyen-supérieur, présents de façon constante au Sud du Sperchios, sont totalement absents au Nord.

3. Conclusions

En dépit des données fragmentaires que nous possédons, il apparaît que l'individualisation du sillon béotien était déjà réalisée au Jurassique moyen-supérieur notamment dans les Monts Géranées et en Béotie. Dans ces régions, la partie basale du substratum du flysch est essentiellement néritique, toutefois il n'est pas exclu qu'il existe dans des secteurs plus internes et surtout au Nord du Sperchios, des soubassements de type pélagique.

B. TECTONIQUE

La zone béotienne, débitée en unités structurales complexes, souvent réduites en lambeaux ou en écailles, occupe une position tectonique intermédiaire entre les

zones externes et les zones internes. Les unités béotiennes affrontent donc tantôt la zone parnassienne au Sud-Est de la Grèce continentale, tantôt la zone du Pinde au Nord-Ouest. Dans les deux cas, les contacts sont toujours de type chevauchant et cisaillant. A l'arrière, le flysch béotien ou son soubassement sont recouverts par le charriage des unités de la zone ophiolitique ou de la zone pélagonienne qui débordent vers l'Ouest le domaine externe.

1. Position structurale des unités béotiennes

a) Le Pinde septentrional (fig. 3)

TERRY & MERCIER (1971) y ont décrit des séries détritiques berriasiennes appartenant à la zone béotienne au front des ophiolites. Les affleurements cités, et d'autres de même faciès, jalonnent le contact anormal qui enveloppe la demi-fenêtre de Périvoli et borde l'avancée du Mavrovouni. Le plus souvent, le flysch béotien

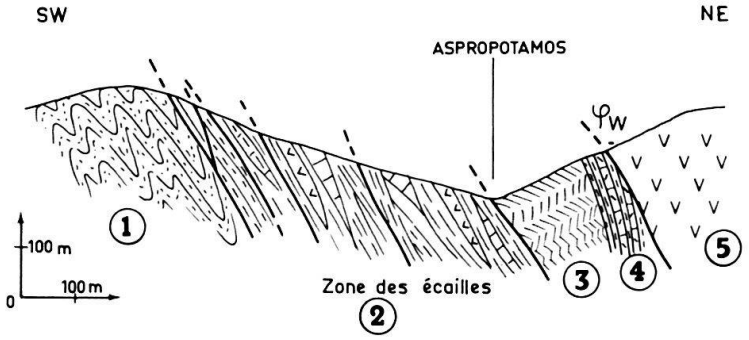

Fig. 3. Coupe de Périvoli.

1 = Flysch paléogène de la zone du Pinde. - *2* = Lambeaux de serpentinites, radiolarites, spilites, calcaires, flysch, etc... - *3* = Pélites écrasées. - *4* = Flysch béotien. - *5* = Serpentinite.

apparaît sous forme de lambeaux charriés sur le flysch éocène du Pinde (parfois par l'intermédiaire d'une zone d'écailles écrasées), surmonté tectoniquement par la nappe ophiolitique composée de serpentinites et de dolérites.

b) Othrys occidentale

La coupe au niveau d'Archanion (fig. 4) montre une position structurale analogue. Les ophiolites chevauchent, dans la vallée de Rouksa, le flysch béotien fortement plissoté. A l'Ouest, ce dernier chevauche le flysch du Pinde.

A l'Ouest de Dereli, le flysch béotien apparaît dans une demi-fenêtre creusée au cœur du complexe ophiolitique lui-même charrié sur le flysch du Pinde. Dans cette demi-fenêtre apparaissent également des klippes ou des lambeaux de calcaires Crétacé supérieur soit fins, soit microbréchiques et riches en morceaux d'Orbitolines dont l'appartenance aux zones subpélagonienne ou béotienne n'a pu être déterminée.

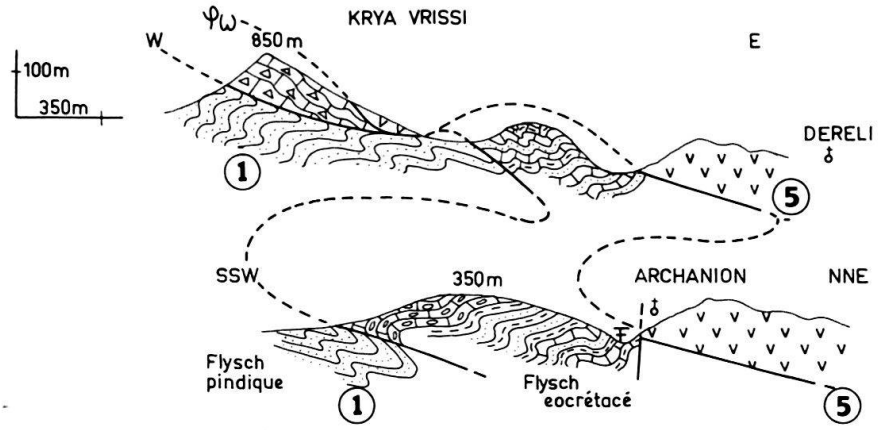

Fig. 4. Coupes de Dereli et d'Archanion (cf. légendes fig. 2 et 3).

c) Les Monts Iti

La coupe à l'Est de Néochorion (fig. 5) fait apparaître une nouvelle disposition structurale du flysch béotien dans un ensemble intensément déformé où le style en écailles domine à l'avant du chevauchement frontal des zones internes. Les unités empilées et poussées sur le flysch parnassien ou pindique à l'Ouest, sont composées de fragments calcaires du Jurassique supérieur ou de biseaux volcano-sédimentaires de type «mélange» débités en lames tectoniques imbriquées à l'avant du charriage. Le flysch éocrétacé est pincé entre les écailles calcaires ou chevauche le «mélange». Dans le secteur de Zambia, il est recouvert tectoniquement par la masse des calcaires kimméridgiens qui supportent normalement une couverture dans laquelle alternent des grès, parfois conglomératiques, des pélites, des calcaires siliceux et des radiolarites; l'ensemble a une allure de flysch qui n'est pas sans présenter certaines ressemblances avec le flysch béotien souvent très proche aux affleurements. Mais cette série très tectonisée et chaotique contient aussi des coulées effusives andésitiques à débit de pillow, des corps éruptifs doléritiques ou gabbroïques ainsi que des paquets de roches ultrabasiques serpentinisées emballées dans ce complexe d'origine volcano-sédimentaire comparable à celui connu en Yougoslavie (BLANCHET 1975). Ici, l'âge jurassique supérieur de cette formation est parfaitement établi par la présence de *Cladocoropsis mirabilis* FELIX et de Madrépores dans les calcaires sur lesquels elle repose en contact stratigraphique franc.

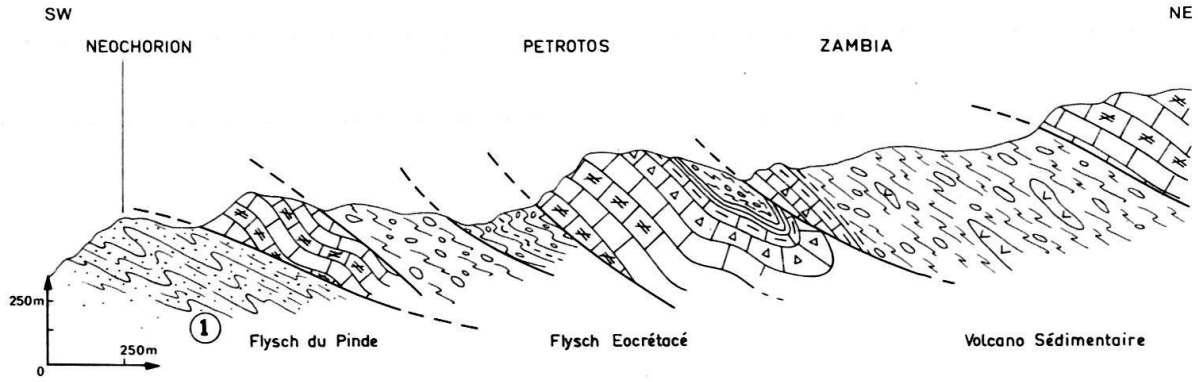

Fig. 5. Coupes de Néochorion (cf. légendes fig. 2 et 3).

d) Le massif du Parnasse (fig. 6)

Le flysch éocrétacé est pincé en copeaux écrasés entre, d'une part, le flysch gréso-marneux parnassien supporté normalement par les pélites schisteuses paléocènes et, les calcaires pélagiques maestrichtiens de Sphales et de Kokkinovrachos et, d'autre part, les calcaires crétacés subpélagoniens dans la dépression de Skamno ou les calcaires triasico-liasiques subpélagoniens sous Prophitis Ilias.

Le flysch béotien constitue ici la semelle tectonique de la nappe subpélagonienne charriée et diverticulée au cours des déplacements tangentiels d'âge tertiaire.

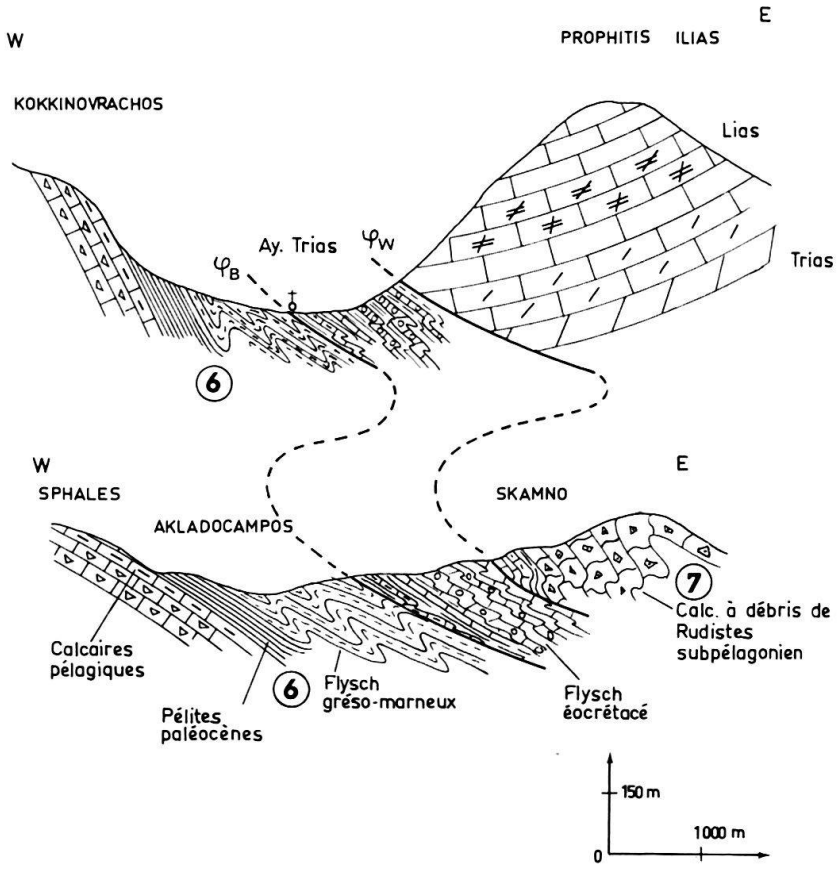

Fig. 6. Coupes de Skamno (cf. légende fig. 2).

6 = Calcaires du Crétacé supérieur, pélites rouges et flysch tertiaires de la zone du Parnasse. - *7* = Calcaires du Crétacé supérieur de la zone subpélagonienne.

e) En Béotie

Un profil transversal de l'Hélicon à la plaine de Copaïs (fig. 7) montre une écaille de flysch éocrétacé qui s'appuie vers l'Ouest sur le flysch gréso-conglomératique parnassien et supporte une lame charriée de calcaire dolomitique triasique à la base passant au sommet aux couches à *Aspidoceras* sp. et *Lytoceras* sp. du Malm. Le flysch éocrétacé est chevauché, sur le bord oriental de la vallée de Koronia (CLÉMENT & MAURIN 1974) par le flysch gréseux subpélagonien sur lequel repose anormalement la klippe crétacée de Paléothiva. Comme dans le Parnasse, l'unité

béotienne est ici comprise entre les unités parnassiennes de l'Hélicon à l'Ouest et la couverture de la zone ophiolitique subpélagonienne à l'Est.

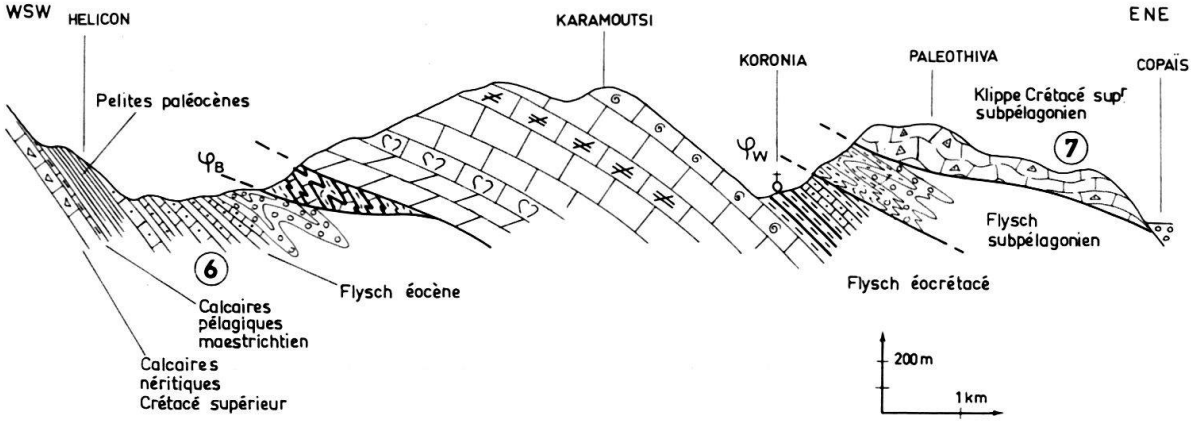

Fig. 7. Coupe de Koronia (cf. légendes fig. 2 et 6).

f) La partie méridionale des Monts Géranées

La coupe de la presqu'île de Perachora, entre le Golfe de Corinthe et Micri-Dousko (fig. 8), montre une situation tectonique d'un style très différent.

Le flysch béotien apparaît dans des compartiments effondrés, au contact d'accidents récents qui jalonnent le golfe de Corinthe. Ses rapports structuraux avec les roches vertes - charriées sur les radiolarites du massif de Paléovouno considérées comme le soubassement du flysch béotien - sont masqués par les dépôts néogènes et le réseau serré de cassures tardives qui disloquent l'ensemble.

2. Place des unités béotiennes dans l'édifice orogénique hellénique

Excepté en Béotie, et peut-être à un moindre degré dans les Monts Géranées, où le flysch est resté solidaire de son substratum au cours des mouvements tangentiels, presque toujours le Béotien a été débité en plusieurs unités qui se sont déplacées de

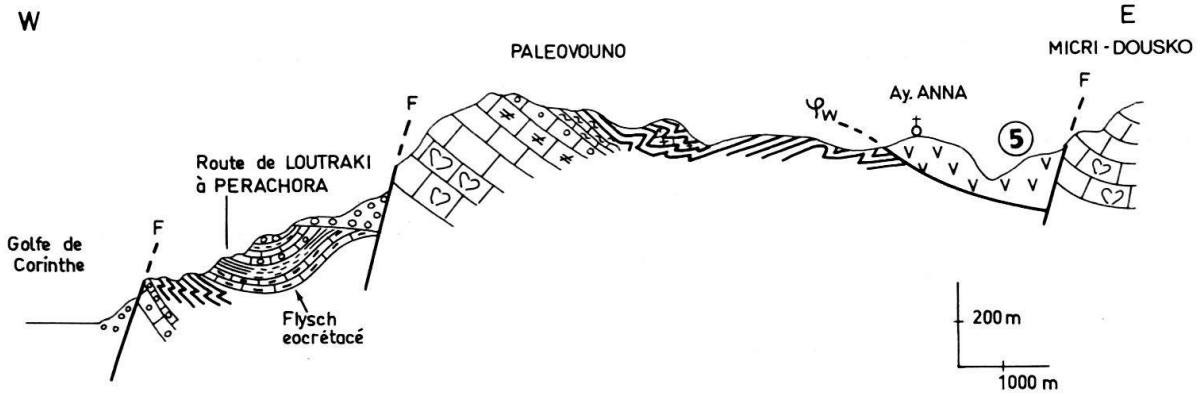

Fig. 8. Coupe de Loutraki (cf. légendes fig. 2 et 3).

façon différentielle. Les niveaux de décollement les plus fréquents se situent à la base de la série détritique éocrétacée et dans les radiolarites. Le flysch constitue un diverticule supérieur de premier ordre qui a été raboté sous la nappe ophiolitique ou ses éléments avancés et le soubassement subpélagonien. Ce dernier ayant de grandes affinités avec le substratum béotien, on conçoit aisément qu'il est très difficile de distinguer le diverticule béotien inférieur dans les zones tectoniques où il a des chances de se trouver, en Iti par exemple. Une telle recherche est actuellement entreprise.

Si du côté interne les unités béotiennes sont toujours chevauchées par des éléments subpélagoniens ou pélagoniens, du côté externe, elles affrontent tantôt la nappe du Parnasse, tantôt la nappe du Pinde au Nord de la vallée du Sperchios. En cela, les unités béotiennes suivent le débordement vers l'Ouest de la nappe ophiolitique, par delà la transversale du Sperchios. La mise en place des unités béotiennes s'est effectuée au Tertiaire; elle est indépendante des phases tectoniques plus anciennes (paléotectoniques, selon AUBOUIN 1973). Il n'est pas exclu cependant que la diverticulation ait pu commencer à se produire dans une phase précoce, immédiatement après les derniers dépôts du flysch béotien.

D'un point de vue structural plus général, les unités béotiennes constituent une semelle tectonique solidaire de la nappe subpélagonienne et existent au front de celle-ci. En Grèce continentale, elles n'ont pu être décelées pour l'instant à l'avant du Parnasse, au niveau du chevauchement du Vardoussia sur le flysch du Pinde étolique par exemple (BECK 1975).

C. PALÉOGÉOGRAPHIE

Ce n'est qu'au Jurassique terminal que le sillon béotien acquiert une individualité plus marquée et une indépendance par rapport aux zones adjacentes. C'est également à partir de cette époque que le flysch envahit toute la zone et uniformise les faciès.

L'évolution paléogéographique de la zone béotienne (fig. 9) ne peut pour l'instant être étudiée qu'au Sud de la Grèce continentale, là où ont été trouvés les témoins des séries mésozoïques qui supportent le flysch éocrétacé. En Grèce septentrionale, dans l'état actuel de nos connaissances, les opinions concernant cette zone restent conjecturelles.

Deux périodes peuvent être distinguées dans cette évolution. L'une, au cours de laquelle le sillon béotien s'individualise, précède l'arrivée des dépôts détritiques. L'autre connaît l'envahissement par le matériel terrigène, et est consécutive à la tectogenèse fini-Jurassique des zones plus internes.

1. Période d'individualisation du sillon béotien

(fig. 9, stades A, B, C)

Différents domaines sont représentés au cours des temps jurassiques et même triasiques. En Othrys occidentale, les dépôts pélagiques de Grammeni marquent l'existence d'une aire de sédimentation éloignée du continent et la présence d'une dépression au large de la plate-forme pélagonienne. Cependant, compte-tenu de

l'incertitude qui subsiste encore sur l'origine de cette formation, il serait prématuré d'en généraliser la signification et la portée. Par contre, la série radiolaritique des Monts Géranées témoigne d'un approfondissement certain de la zone béotienne au cours du Malm.

En Béotie, la sédimentation néritique se poursuit jusqu'au Kimméridgien non compris; ces faciès néritiques du Jurassique diffèrent peu de ceux des zones du Parnasse et/ou subpélagonienne-pélagonienne.

Toutefois, il semble plus vraisemblable de rattacher les séries des Monts Géranées et de Béotie au flanc occidental d'un sillon béotien reliant celui-ci à la ride parnassienne.

C'est à la fin du Jurassique également que les roches vertes se mettent en place au cours d'une ou de plusieurs phases tectoniques compressives anté-Crétacé supérieur (CLÉMENT & FERRIÈRE 1973) responsables de structures tangentielles observables notamment en Othrys (FERRIÈRE 1974).

2. Période de remplissage du sillon béotien

(fig. 9, stades D, E)

Après avoir connu au cours du Malm une longue période de subsidence et une sédimentation réduite, le sillon béotien reçoit des apports détritiques abondants, en particulier de nombreux éléments provenant du démantèlement des massifs ophiolitiques. Etant donné la position structurale déjà indiquée des unités béotiennes et l'existence de formations marines calcaires au Crétacé inférieur dans les domaines externes (Parnasse), l'origine de ce matériel détritique ne peut être recherchée que dans des régions situées à l'Est ou au Nord-Est du sillon béotien. Les profils paléogéographiques schématiques de la figure 9 montrent la situation approximative de la mer béotienne entre le continent subpélagonien-pélagonien et le haut-fond du Parnasse au Crétacé inférieur et moyen.

Dès cette époque, on peut donc envisager l'alimentation du sillon béotien à partir d'une cordillère «subpélagonienne» qui a commencé à s'édifier dès les premiers mouvements orogéniques, au début du Crétacé. Cette chaîne fournit les éléments ophiolitiques et radiolaritiques abondants du flysch éocrétacé. Mais il est nécessaire également d'envisager l'orogenèse au même moment de zones plus internes (ride pélagonienne - socle serbo-macédonien) susceptibles de livrer le matériel siliceux et phylliteux accumulé dans la fraction terrigène.

Ce phénomène sédimentaire va se développer au Néocomien, s'étendre et se poursuivre jusqu'au Crétacé supérieur (Cénomanien (?) à Archanion - Sénonien à Loutraki); les termes plus élevés échappant pour le moment à l'observation.

Aucun indice certain de traces de déformations consécutives à la tectogénèse éocrétacée n'a pu être décelé dans les régions où affleure la zone béotienne. La transgression qui cachète les structures anté-Crétacé supérieur en Othrys centrale pourrait atteindre le bord oriental du sillon. Sur la retombée du flanc nord du Parnasse, on connaît près de Stavros (CELET 1962, p. 201-203, pl. XXXVI) une série détritique flyschoïde à éléments de roches vertes et de radiolarites d'âge turonien-sénonien interstratifiée dans la série calcaire du Parnasse-Kiona. Il y a là un témoin d'un passage latéral de faciès entre la ride parnassienne et le sillon béotien. La

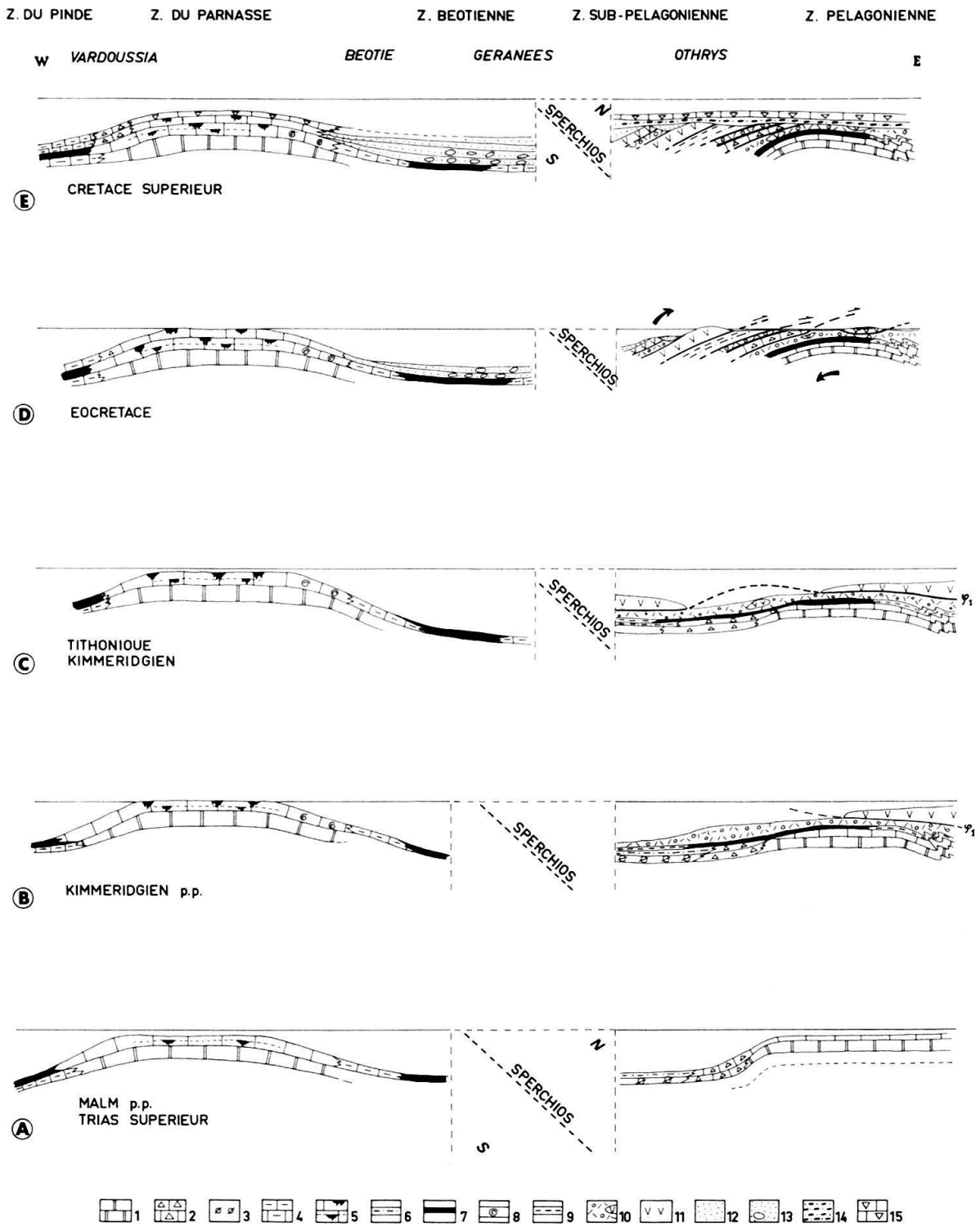

Fig. 9. Essai d'interprétation de l'évolution paléogéographique de la zone béotienne.

1 = Calcaires néritiques. - *2* = Calcaires bréchiques. - *3* = Pillow et complexe de base. - *4* = Calcaires à silex. - *5* = Calcaires néritiques et bauxites. - *6* = Pélites siliceuses. - *7* = Radiolarites. - *8* = Calcaires à Céphalopodes. - *9* = Pélites et microbrèches. - *10* = «mélange». - *11* = Ophiolites. - *12* = Grès fins et calcaires à Calpionelles par endroits. - *13* = Flysch. - *14* = Conglomérats. - *15* = Calcaires à Rudistes.

sédimentation terrigène s'étale sur le flanc du haut-fond parnassien, après avoir débordé et envahi le sillon pindique à l'Albo-Cénomanien. La zone béotienne ne représente-t-elle qu'un diverticule de la zone du Pinde ou en était-elle séparée par un alignement plus ou moins discontinu d'îles? Pour l'instant, aucun argument ne peut être fourni à l'appui de l'une ou l'autre de ces hypothèses.

La zone béotienne constitue un domaine intermédiaire ayant déjà valeur de sillon avant le dépôt du flysch mais dont on ne connaît jusqu'à présent que les faciès externes, au droit du Parnasse. La bordure interne de ce sillon n'a pas encore été mise en évidence, à moins que certaines unités occidentales de l'Othrys n'en soient des témoins charriés vers l'Est (FERRIÈRE 1974).

Un tel dispositif rappelle celui décrit par BLANCHET (1975) en Bosnie où il définit un domaine dinarique médian (Bosniaque) entre des domaines externes (Haut-Karst et Pré-Karst) et interne (Serbe), ce dernier étant caractérisé par deux paléogéographies superposées, comme c'est la règle dans les Hellénides internes (Subpélagonien-Pélagonien).

D. EXTENSION AU SUD-EST DES HELLÉNIDES ET RAPPORTS AVEC LES DINARIDES

1. Prolongement éventuel de la zone béotienne en Argolide et dans l'arc égéen

La retombée orientale du massif de Mégali Lakka (au Nord de l'Argolide) montre, au-dessus d'un ensemble calcaire à faciès ammonitico-rosso liasique, un banc de calcaire à silex surmonté d'une dizaine de mètres de radiolarites passant progressivement à une formation détritique pélitico-gréseuse et conglomératique à galets de roches vertes (DERCOURT *in* AUBOUIN et al. 1970), recouverte tectoniquement par la nappe ophiolitique. Une série flyschoïde très comparable s'observe au Sud et à l'Est de cette région du Péloponnèse. Elle a été décrite par CHARVET (*in* AUBOUIN et al. 1970) et repose également sur des calcaires noduleux toarciens par l'intermédiaire d'un niveau calcaire à intercalations siliceuses et alternances radiolaritiques. En dépit des recherches effectuées, aucune faune n'a permis jusqu'à présent de dater ces horizons terrigènes. Cependant, l'homologie de position avec la zone bosniaque fut signalée et l'âge jurassique supérieur de la série terrigène de Mégali Lakka supposé.

Il est néanmoins intéressant de souligner les étroites ressemblances qui existent entre ces faciès d'Argolide et ceux des Monts Géranées géographiquement proches. En effet, dans cette dernière région, la formation néritique de Bissia est couronnée par un niveau calcaire rougeâtre à silex et à embryons d'Ammonites dont le faciès rappelle tout à fait celui des calcaires toarciens d'Argolide. Au-dessus viennent des radiolarites pélitiques dans lesquelles s'interstratifient des microbrèches dont la base est datée du Malm. Sur cette série repose normalement le flysch béotien à Calpionelles.

Une étude plus complète de ces formations détritiques d'Argolide s'avère donc nécessaire afin de déterminer plus précisément leur âge, compte-tenu des similitudes aussi bien structurales que sédimentologiques qui existent avec la zone béotienne.

Le problème de l'appartenance des séries calcaires d'Argolide à la zone du

Parnasse se pose maintenant. Les formations néritiques du Trapézona, notamment, représentent-elles bien les faciès d'ennoyage axial du haut-fond parnassien dans le sillon du Pinde comme cela a été supposé (DERCOURT 1964)? Ne seraient-elles pas plutôt des témoins charriés du soubassement béotien? Certains faits stratigraphiques et tectoniques militent en faveur de cette dernière hypothèse et devront être revus à la lumière des nouvelles observations effectuées en Grèce continentale.

La continuation de la zone béotienne dans l'arc égéen reste incertaine. Toutefois, BONNEAU (1974) décrit, à la base de la nappe de l'Asteroussia en Crête, une formation détritique métamorphisée (unité de Miamou) en position béotienne.

2. Relations avec la zone bosniaque en Yougoslavie

Nous avons déjà, à plusieurs reprises dans ce texte, attiré l'attention sur les affinités qui unissent les zones bosniaque et béotienne, tout au moins en ce qui concerne le flysch, sa nature, son âge et sa situation tant paléogéographique que structurale. Il existe cependant quelques différences quant aux épaisseurs bien plus considérables du flysch bosniaque et à l'ampleur consécutive de ses affleurements en Yougoslavie, quant aux nombreuses figures sédimentaires et au rôle important que jouent, dans les séquences pélitiques du flysch bosniaque, les bancs calcaires argileux et à silex nombreux et répartis dans toute la série. Le flysch béotien est lui-même de nature détritique; les niveaux gréseux et microbréchiques parfois grossiers prédominent sur les sédiments calcaro-pélitiques et argileux.

Mais c'est au niveau du substratum qu'apparaissent les différences essentielles. Dans la région de Banja-Luka (BLANCHET 1975) une formation dolomitique calcaire à silex d'âge présumé triasique, supporte par l'intermédiaire d'une surface durcie calcaro-détritique et pélitique, une série condensée, litée, de calcaires à silex renfermant une microfaune datant probablement du Lias-Dogger. Ces couches sont surmontées par un flysch à éléments d'ophiolites débutant au Barrémien et considéré comme représentant un témoin externe du flysch bosniaque.

Ce substratum dolomitique, associé à des calcaires pélagiques à silex affleure largement dans les montagnes de la Plazenica, au Sud de Sarajevo et dans la région de Ulog (CADET & CHARVET 1973). Si ces séries dolomitiques résultent, comme le suppose BLANCHET, de la dolomitisation secondaire d'une formation originelle de calcaires pélagiques, l'individualisation du sillon bosniaque aurait débuté dès le Trias supérieur, donc plus tôt que dans les Hellénides, tout au moins pour les séries connues au Sud du Sperchios.

Le fait remarquable qui est commun à toutes les séries du soubassement réel ou supposé du flysch éocrétacé, que ce soit en Grèce ou en Yougoslavie, est l'existence à différents niveaux de séries condensées (hard-ground, ammonitico-rosso), d'horizons siliceux et de lacunes entraînant des réductions notables d'épaisseurs.

En résumé, les analogies entre la zone béotienne telle que nous venons de la définir en Grèce et la zone bosniaque sont grandes. Toutes deux, côté interne, sont en même position structurale, et leurs unités tectoniques supportent la nappe du domaine ophiolitique serbe ou subpélagonien. Côté externe cependant, la situation dans les Dinarides évoque plutôt celle de la Grèce continentale du Sud où le Béotien affronte le domaine néritique du haut-fond parnassien, à la manière de la nappe du

flysch bosniaque qui repose sur les unités prékarstiques en Yougoslavie. Au Nord des Hellénides, il en est autrement puisque le flysch béotien, entraîné par la nappe des roches vertes, déborde largement sur le sillon du Pinde.

3. Equivalences possibles avec le flysch éocrétacé albanais

Les séries flyschoïdes de Linos (MELO & DODONA 1967) et de Rubik (MELO et al. 1971) appartenant à la zone de Gramos (PAPA 1970), sont composées de dépôts stratifiés rythmiques de grès et calcaires pélitiques datés par des Calpionelles.

Ces séries rappellent par leur position tectonique sous la nappe ophiolitique de la Mirdita et sur le flysch paléogène gréseux de Krasta-Cũkali, celle du flysch béotien en Grèce septentrionale. Mais, à notre connaissance, le soubassement de ces séries terrigènes n'a pas été reconnu en Albanie. Par ailleurs, certaines formations détritiques et conglomératiques d'âge tithonique-berriasien, représentent la couverture transgressive du complexe ophiolitique[3]).

IV. Conclusions générales

Les caractères géologiques évoqués et qui ont trait à l'existence d'une nouvelle zone hellénique, *la zone béotienne*, permettent d'envisager sous un jour nouveau l'évolution structurale et paléogéographique des Hellénides internes.

— *Du point de vue structural*, les unités béotiennes occupent une position complexe, au front de la nappe ophiolitique. Au Sud du Sperchios, le Parnasse s'intercale tectoniquement entre les unités béotiennes qu'il supporte et les écailles du Vardoussia poussées à l'avant sur le synclinal du Pinde étolique; au Nord de ce fleuve, les unités béotiennes reposent directement sur les unités pindiques. Du côté interne, les unités béotiennes sont recouvertes par des séries subpélagoniennes-pélagoniennes néritiques du Trias-Jurassique au Sud du Sperchios alors qu'au Nord, il s'agit de séries subpélagoniennes de type pélagique; le complexe ophiolitique étant pour sa part présent dans les deux cas.

— *Du point de vue paléogéographique*, il convient également de séparer ces deux domaines: au Sud du Sperchios, la zone béotienne apparaît incontestablement située entre deux plate-formes néritiques, celle du Parnasse à l'Ouest et la plate-forme subpélagonienne-pélagonienne à l'Est. En revanche, au Nord du Sperchios, la zone du Parnasse ne réapparaissant plus, l'individualité de la zone béotienne par rapport à la zone pindique ne peut être démontrée avec certitude. Rien ne prouve cependant que la zone béotienne ne soit qu'un simple diverticule de cette zone pindique. Ainsi dans les Dinarides, le sillon bosniaque (= Béotien), séparé du sillon de Budva (= Pinde) par la zone néritique du Haut-Karst (= Parnasse), peut, en effet, être considéré comme un sillon fondamental à l'échelle des Dinarides s.str.

---

[3]) A Théopetra (Thessalie) ALBANDAKIS & KALLERGIS (1971) ont décrit une série éocrétacée non terrigène reposant sur un ensemble effusif basaltique. Sa signification par rapport aux séries béotiennes n'est pas encore établie de façon satisfaisante.

Le rôle fondamental de la zone béotienne, au cours de l'histoire alpine des Hellénides, est confirmé par sa position privilégiée - aussi bien tectonique que paléogéographique - à la jonction entre les zones internes tectonisées avant le Crétacé supérieur et les zones externes non affectées par cette tectogénèse.

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.*

— (1973): *Des tectoniques superposées et leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique.* - Bull. Soc. géol. France (7), *15*, 426-460.

AUBOUIN, J., BLANCHET, R., CADET, J.P., CELET, P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., COUSIN, M., & RAMPNOUX, J.P. (1970): *Essai sur la géologie des Dinarides.* - Bull. Soc. géol. France (7), *12*, 1060-1095.

AUBOUIN, J., BONNEAU, M., CELET, P., CHARVET, J., CLÉMENT, B., DEGARDIN, J.M., DERCOURT, J., FERRIÈRE, J., FLEURY, J.J., GUERNET, C., MAILLOT, M., MANIA, J., MANSY, J.L., TERRY, J., THIÉBAULT, F., TSOFLIAS, P., & VERRIEZ, J.J. (1970): *Contribution à la géologie des Hellénides.* - Ann. Soc. géol. Nord *90*, 277-306.

BECK, C. (1975): *Etude géologique des formations allochtones du synclinorium Est-Etolique (Grèce continentale).* - Thèse 3e cycle, Univ. Lille I.

BERNOULLI, D., & LAUBSCHER, H. (1972): *The palinspastic problem of the Hellenides.* - Eclogae geol. Helv. *65*/1, 107-118.

BLANCHET, R. (1966): *Sur l'âge tithonique éocrétacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie. Le flysch de Vranduk (Yougoslavie).* - C.R. Soc. géol. France *10*, 401-402.

— (1969): *Sur l'existence d'un contact tectonique majeur en Bosnie centrale (Yougoslavie).* - Bull. Soc. géol. France (7), *11*, 49-55.

— (1970): *Données nouvelles sur le flysch bosniaque: la région de Banja Luka, Bosnie septentrionale (Yougoslavie).* - Bull. Soc. géol. France (7), *12*, 659-663.

— (1975): *De l'Adriatique au bassin Pannonique. Essai d'un modèle de chaînes alpines.* - Mém. Soc. géol. France *53*/120.

BLANCHET, R., CADET, J.P., CHARVET, J., & RAMPNOUX, J.P. (1969): *Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique - crétacé inférieur en Yougoslavie: l'unité du flysch bosniaque.* - Bull. Soc. géol. France (7), *11*, 871-880.

BLÉHAUT, E. (1975): *Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale du massif de l'Iti (Grèce continentale).* - Diplôme d'études approfondies, Univ. Lille I.

BONNEAU, M., BEAUVAIS, L., & MIDDLEMISS, F.A. (1974): *L'unité de Miamou (Crète-Grèce) et sa macrofaune d'âge Jurassique supérieur (Brachiopodes, Madreporaires).* - Ann. Soc. géol. Nord *94*/2, 71-85.

BRUNN, J.H. (1956): *Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale* (Thèse, Paris). - Ann. géol. Pays hellén. *7.*

— (1960): *Les zones helléniques internes et leur extension.* - Bull. Soc. géol. France (7), *2*, 470-486.

CADET, J.P., & CHARVET, J. (1973): *Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure de la zone bosniaque en Bosnie - Herzégovine méridionale.* - Ann. Soc. géol. Nord *93*/4, 241-247.

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.*

— (1975): *A propos du mélange de type «Volcano-sédimentaire» de l'Iti (Grèce méridionale).* - Bull. Soc. géol. France (7), *18*, 299-307.

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 *1*, 43-47.

CELET, P., CLÉMENT, B., & LEGROS, G. (1974): *Sur la présence de flysch béotien dans le domaine du Parnasse (Grèce continentale).* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *278*, 1689-1692.

CHRISTODOULOU, G. (1970): *Zum Geologischen Bau des Gebietes von Loutrakion - Pissia - Aj. Theodori.* - Tech. Chron. (Athènes) *7*/529.

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

— (1972): *Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des Monts Géranées (Grèce continentale).* - Ann. Soc. géol. Nord *92*/3, 171-175.

CLÉMENT, B., & FERRIÈRE, J. (1973): *La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *276*, 481-484.

CLÉMENT, B., & MAURIN, C. (1974): *Application de la télédétection infrarouge à l'étude tectonique d'un secteur de Béotie (Grèce continentale).* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *280*, 1217-1220.

DERCOURT, J. (1964): *Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional.* - Ann. géol. Pays hellén. *15*.

DODONA, E., MELO, S., & XHOMO, A. (1975): *La limite Jurassique-Crétacé en Albanie.* - Permbledhje, Studimesh. (Tirana) *3*, 13-34.

FERRIÈRE, J. (1974): *Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys - Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-crétacé supérieur.* - Bull. Soc. géol. France (7), *16*, 543-562.

— (1976): *Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale-orientale): la zone isopique maliaque.* - Ann. Soc. géol. Nord (sous-presse).

HYNES, A.J., NISBET, E.G., SMITH, A.G., WELLAND, J.P., & REX, D.C. (1972): *Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (Eastern Central Greece).* - Z. dtsch. geol. Ges. (Hannover) *123*, 455-468.

KOBER, L. (1929a): *Beiträge zur Geologie von Attika.* - Sitzber. Akad. Wiss. (Wien) *138*, 299-327.

— (1929b): *Die Grossgliederung der Dinariden.* - Cbl. Mineral. Géol. Paläont. *30*, 425-437.

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

KOTTEK, A. (1966): *Die Ammonitenabfolge des griechischen Toarcium.* - Ann. géol. Pays hellén. *17*, 1-157.

MARINOS, G. (1960): *Paleontological studies in eastern central Greece.* - Bull. geol. Soc. Greece *4*, 14-28.

— (1974): La géologie du Mont Othrys et les questions sur ses ophiolites (Grèce). - Ann. géol. Pays hellén. *26*, 118-148.

MELO, V., & DODONA, E. (1967): *Mbinjë transgresion te Titonian Berriasianit në zonen «Mirdita».* - Bull. Univ. Shtetëror (Tirana) *2*, 111-117.

MELO, V., KOTE, D.H., & DODONA, E. (1971): *De la transgression du Berriasien dans la région de Xhukhe (zone tectonique Mirdita).* - Bull. Univ. Shtetëror (Tirana) *4*, 27-35.

MERCIER, J.L., VERGELY, P., & BEBIEN, J. (1975): *Les ophiolites helléniques «obductées» au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne?* - C.R. Soc. géol. France *17*/4, 108-112.

MITZOPOULOS, M., & RENZ, C. (1938): *Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge.* - Eclogae geol. Helv. *31*, 71-73.

PAPA, A. (1970): *Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides.* - Bull. Soc. géol. France (7), *12*/6, 1096-1109.

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

RENZ, C. (1940): *Die Tektonik der griechischen Gebirge.* - Prakt. Acad. Athènes *8*, 1-171.

— (1955): *Die Vorneogene Stratigraphie der normal sedimentären Formationen Griechenlands.* - Inst. geol. subsurf. Res. (Athènes) *1*.

TATARIS, A. (1972): *More recent conclusions on Salamis Island and Attica geologie.* - Bull. geol. Soc. Greece *9*/2, 482-514.

TATARIS, A., & KALLERGIS, G. (1965): *Geological investigation in Eastern Argolis-Hermionis and Agh. Theodori-Perachora area.* - Bull. geol. Soc. Greece *6*/2, 215-231.

TATARIS, A., & KOUNIS, G. (1968): *Observations on Kithaeron-Korombili structure. Their correlation to surrounding central Greece regions.* - Prakt. Acad. Athènes *43*, 509-19.

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 *2*, 71-73.

VERGELY, P. (1975): *Origine «vardarienne», chevauchement vers l'Ouest et retrocharriage vers l'Est des Ophiolites de Macédoine (Grèce) au cours du Jurassique supérieur - Eocrétacé.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *280*, 1063-1066.

WIGNIOLLE, E. (1975): *Contribution à l'étude géologique de la région centrale du massif de l'Iti.* - Diplôme d'études approfondies, Univ. Lille I.

Cartes géologiques au 1/50000: *Amphissa, Farsala, Kalambaka, Lamia, Sperchias, Thivai.*