

Πρακτικά	3ου Συνεδρίου	Μάιος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XX	σελ. 215-222	Αθήνα 1988
Bull. Geol. Soe. Greece	Vol.	pag.	Athens

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA PLATE-FORME PELAGONIENNE AU MESOZOIQUE

P. CELET*, B. CLEMENT*, J. FERRIERE*

Entre la bordure européenne septentrionale et la limite apulienne du continent africain s'installe la "plate-forme pélagonienne" qui s'édifie, s'épanouit et se détruit au cours du Trias-Jurassique (Bernouilli et Jenkyns, 1974 ; Dercourt *et al.*, 1984 b). Les modalités de cette évolution ont été précisées dans de nombreux travaux (Katsikatsos, 1970 ; Guernet, 1971 ; Ferrière, 1982 ; Clément, 1983...).

1. La plate-forme du Trias supérieur-Lias : élément caractéristique de l'ensemble pélagono-parnassien

Du Trias supérieur au Lias supérieur, le domaine pélagono-parnassien est occupé par une vaste plate-forme subsidente (Celet et Ferrière, 1983). Actuellement, elle affleure en Thessalie, en Othrys, dans le Parnasse, en Eubée, en Attique-Béotie et en Argolide (fig. 1). Elle est particulièrement bien développée de part et d'autre du Sperchios (Aubouin et Dercourt, 1975). Au Nord de celui-ci, elle est frangée à l'Ouest (Koziakas : Celet *et al.*, 1978) et à l'Est (Maliaque distale : Ferrière, 1982) par des faciès indicateurs de milieux plus profonds (calcaires à silex - calcarénites). Au Sud du Sperchios, la bordure orientale de la plate-forme pourrait correspondre à la continuité vers le Sud de la zone maliaque ; sur son bord occidental (Vardoussia), des faciès calcaro-siliceux amorcent le sillon pindique (fig. 2).

Sur la plate-forme elle-même, l'analyse des microfaciès fait apparaître des calcaires néritiques à nombreux niveaux dolomitiques intercalés de biomicrites à intraclastes, pellets algaïres, "bird-eyes" et quelques biopisolites englobant des Lagénidés. Tous ces microfaciès montrent que du Trias supérieur au Lias supérieur, la plate-forme était à la limite de l'émersion. D'une manière générale, on remarque une grande monotonie dans la faune (Mégalo-dontidés), la microfaune (Involutinidés, Orbitopselles) et dans la microflore (Algues dasycladacées). Il est intéressant de noter que les Involutinidés sont plus abondants, d'une part dans les faciès micritiques en bordure de la plate-forme et d'autre part, dans les faciès sparitiques qui se développent vers les sillons pindique et maliaque. Enfin, au Lias inférieur et moyen, on remarque que si les faciès néritiques du Trias supérieur perdurent, les niveaux dolomitiques deviennent de moins en moins fréquents ; ce changement s'accompagne de l'apparition de nombreux niveaux néritiques biogènes à petits Mégalo-dontidés, Lithiotis et Orbitopselles (Christodoulou et Tsafila-Monopolis, 1975).

L'épaisseur des sédiments carbonatés est relativement grande au centre de la plate-forme (800 à 1 000 m), cependant au Sud du Sperchios, dans les unités pélagoniennes orientales, les formations liasiques n'existent plus car elles ont vraisemblablement été érodées (Clément, 1983).

* Université des Sciences et Techniques de Lille - U. F. R. des Sciences de la Terre - Ημερική Βιβλιοθήκη - Γεωγραφικός Τομέας - Τμήμα Γεωλογίας - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex - France.

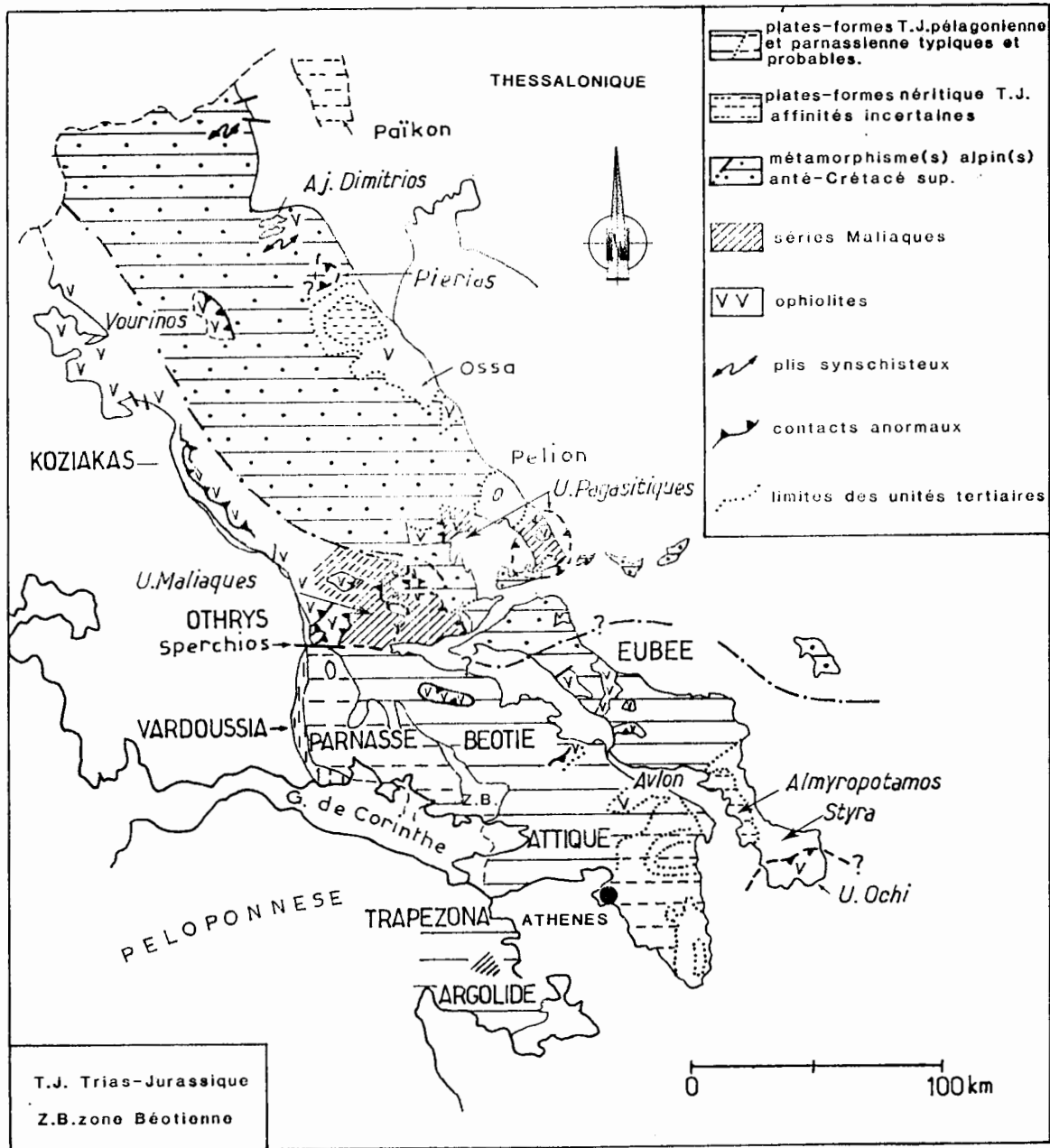


Fig. 1.- Période triasico-jurassique : la zone isopique pélagonienne au sein des Hellénides internes.

En Argolide, dans le massif du Trapezona, la série néritique norienne, qui se distingue d'une série pélagique (Epidaure) aniso-norienne rattachée à la zone maliaque (Vrielynck, 1980), représente le jalon le plus méridional de la zone pélagonienne affleurant dans l'ensemble Grèce continentale-Péloponnèse.

Du point de vue paléogéographique, il apparaît donc que l'ensemble pélagono-parnassien possède tous les caractères d'une vaste plate-forme subsidente qui a fonctionné pendant 35 à 40 millions d'années, en bordure du craton apulien. Son extension méridionale est à peu près bien connue alors que sa limite orientale, structurée lors de la phase tectonique précoce (paléohellénique) et remobilisée tectoniquement au Tertiaire (phase majeure - Lutétien supérieur : Aubouin, 1973) est difficilement appréciable.

2. L'installation de la plate-forme pélagono-parnassienne au Trias inférieur et moyen : une paléogéographie diversifiée

L'édification de la plate-forme triasico-liasique s'opère sur les sédiments du Trias inférieur et moyen, période pendant laquelle le Sperchios représente déjà un trait paléogéographique majeur (fig. 3). Au Werfeno-Anisien, de part et d'autre de celui-ci, on observe une différenciation de faciès importante qui traduit des taux de subsidence différents. En effet, on note en Othrys (Ferrière, 1982) des faciès néritiques épais carbonatés sur la zone pélagonienne et partiellement sur la future zone maliaque, alors qu'au Sud il existe une hétérogénéité des faciès, peu épais, allant de calcarénites et de calcaires dolomicritiques à des micrites rouges à filaments contenant des Conodontes et des Ostracodes pélagiques. L'amorce d'une plate-forme est déjà réalisée au Trias inférieur et moyen au Nord du Sperchios alors qu'au Sud, les faciès détritiques du Paléozoïque supérieur se poursuivent jusqu'à la base de l'Anisien (Clément, 1983).

Dans le détail des microfaciès, dès le Werfénien, en Othrys et dans la zone maliaque proximale, apparaissent des oomicrites et oosparites indicatrices d'une faible épaisseur d'eau en régime pré-récifal. Cependant, dans la zone maliaque distale à l'Est et dans le Vardoussia à l'Ouest, les microfaciès sont caractéristiques d'une bordure de plate-forme (calcarénites, calcaires à silex, pélites) ; la différenciation en zones isopiques maliaque et pélagonienne est donc déjà amorcée.

Au Ladinien, l'ensemble pélagono-parnassien enregistre les effets d'une phase distensive généralisée. C'est pendant cette période de crise que se produisent des modifications paléogéographiques importantes. Il est à souligner que ce changement brutal a pour corollaire, en Othrys, la disparition des faciès carbonatés néritiques qui sont remplacés par des faciès détritiques et radiolaritiques intercalés de roches effusives (trachytes, pillow-lavas et laves associées dans la zone maliaque) et au Sud du Sperchios, l'apparition d'une séquence détritique contenant des tufs rhyolitiques. Des études géochimiques récentes (Courtin, 1979, Ferrière, 1982, Bérard-Bergery, 1985) révèlent une grande diversité du volcanisme ladinien qui s'échelonne de laves faiblement alcalines à des laves calco-alcalines. Cette grande instabilité ladinienne remodèle le domaine pélagono-parnassien qui ne trouvera ses véritables caractéristiques de zone isopique homogène qu'au Carnien inférieur.

TRIAS SUPERIEUR - LIAS

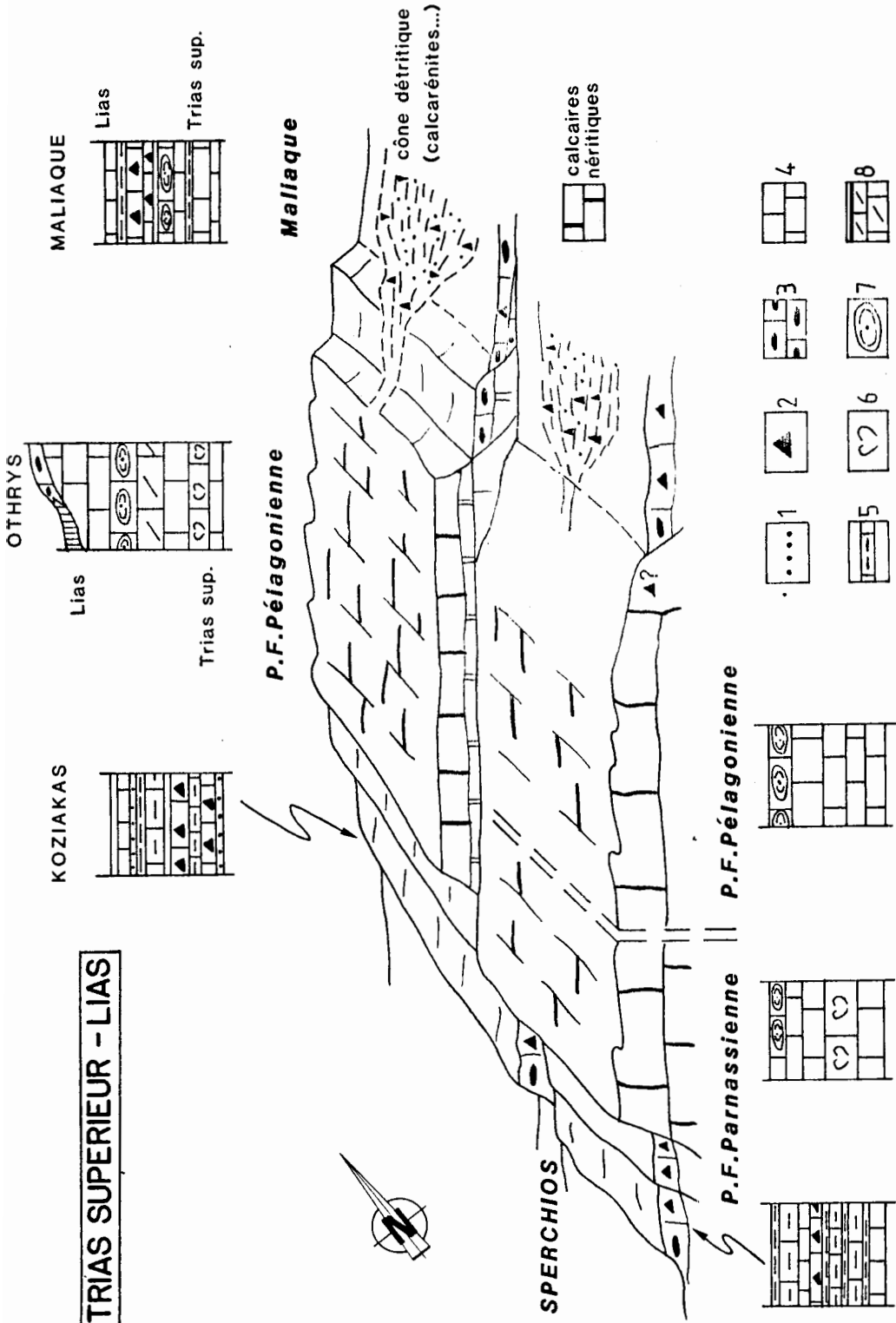


Fig. 2.- Plate-forme pélagono-parnassienne au Trias supérieur-Lias.

- 1 : marnes gréseuses ; 2 : calcaires bréchiques ; 3 : calcaires à silice ;
- 4 : calcaires sublithographiques ; 5 : calcaire à filaments ; 6 : Mégalo-dontes ; 7 : Involutines ; 8 : calcaires dolomitiques.

3. Développement et disparition de la plate-forme pélagono-parnassienne au cours du Jurassique

Les prémices de la destruction de la plate-forme apparaissent dans le Lias supérieur à plusieurs endroits du domaine pélagono-parnassien. Dès le Toarcien, des signes prémonitoires d'instabilité se manifestent par des effondrements et des basculements provoquant l'apparition d'un haut-fond dans la région de Pendeoria-Eratini sur la bordure sud-occidentale de la zone du Parnasse (Celet, 1979). C'est ainsi qu'on constate le dépôt de calcaires noduleux rouges ("faciès Ammonitico-Rosso") riches en Ammonites datés du Toarcien et recouverts par des calcaires à silex qui sont sous-jacents à une série réduite attribuée au Malm supérieur (Ardaens, 1978).

Dans le Strimbes, en Othrys, sur des calcaires liasiques néritiques, s'installent des faciès condensés ("pélagiques") à *Involutina liassica*. Sur ce niveau, se déposent des pélites à *Protopeneroplis striata* du Malm.

A l'Est du Parnasse, au Dogger-Malm inférieur, apparaît une nouvelle aire qui sépare définitivement la zone pélagonienne de la zone du Parnasse : la zone béotienne (Celet *et al.*, 1976). Cette séparation est précédée d'une phase de "doming" qui entraîne l'alimentation en éléments bauxitifères (argiles de décalcification) des karsts parnassiens et pélagoniens occidentaux (premier niveau de bauxite B₁). La fracturation du soubassement de la future zone béotienne est marquée par l'apparition de calcaires noduleux rouges, riches en filaments et en Ammonites du Lusitanien, sur lesquels se sédimentent quelques niveaux de radiolarites puis des pélites à microbrèches contenant des *Protopeneroplis striata* du Malm.

Dans la zone du Parnasse, le premier horizon de bauxite (B₁) repose sur les calcaires du Dogger et il est recouvert par des calcaires néritiques à *Cladocoropsis*, *Diceras* et *Clypeina* qui se sédimentent jusqu'au Kimméridgien supérieur. Une émergence importante interrompt la sédimentation néritique favorisant ainsi le dépôt du deuxième horizon de bauxite (B₂) qui sera recouvert par des calcaires de faible profondeur à Nérinées, Elípsactines et Polypiers du Tithonique. Il s'ensuit donc que sur la zone du Parnasse parfaitement individualisée, le régime de plate-forme continue pendant tout le Malm. En revanche, dans la zone pélagonienne, au Sud du Sperchios, le Malm inférieur est représenté par des calcaires à silex et des microbrèches à *Protopeneroplis striata*. Le caractère dominant du Malm est l'envahissement de toute cette zone par des radiolarites pélitiques correspondant à l'approfondissement généralisé de la plate-forme pélagonienne.

En Argolide, dans le massif du Trapezona (unité composite de Dhidhimi-Trapezona : Baumgartner, 1985), le régime carbonaté néritique s'achève au Lias supérieur-Dogger pour laisser la place à des faciès plus profonds (chert, silt et calcaires à silex) datés du Kimméridgien inférieur.

La disparition de la plate-forme pélagono-parnassienne est donc réalisée juste avant le dépôt du mélange volcano-détritique qui accompagne le chevauchement des nappes ophiolitiques et maliaques.

4. Conclusion

Le développement de la plate-forme subsidente du domaine pélagono-parnassien n'est bien exprimé que du Trias supérieur au Lias supérieur. Son installation, guidée par le Sperchios, s'opère sur des sédiments différents

TRIAS INFÉRIEUR ET MOYEN

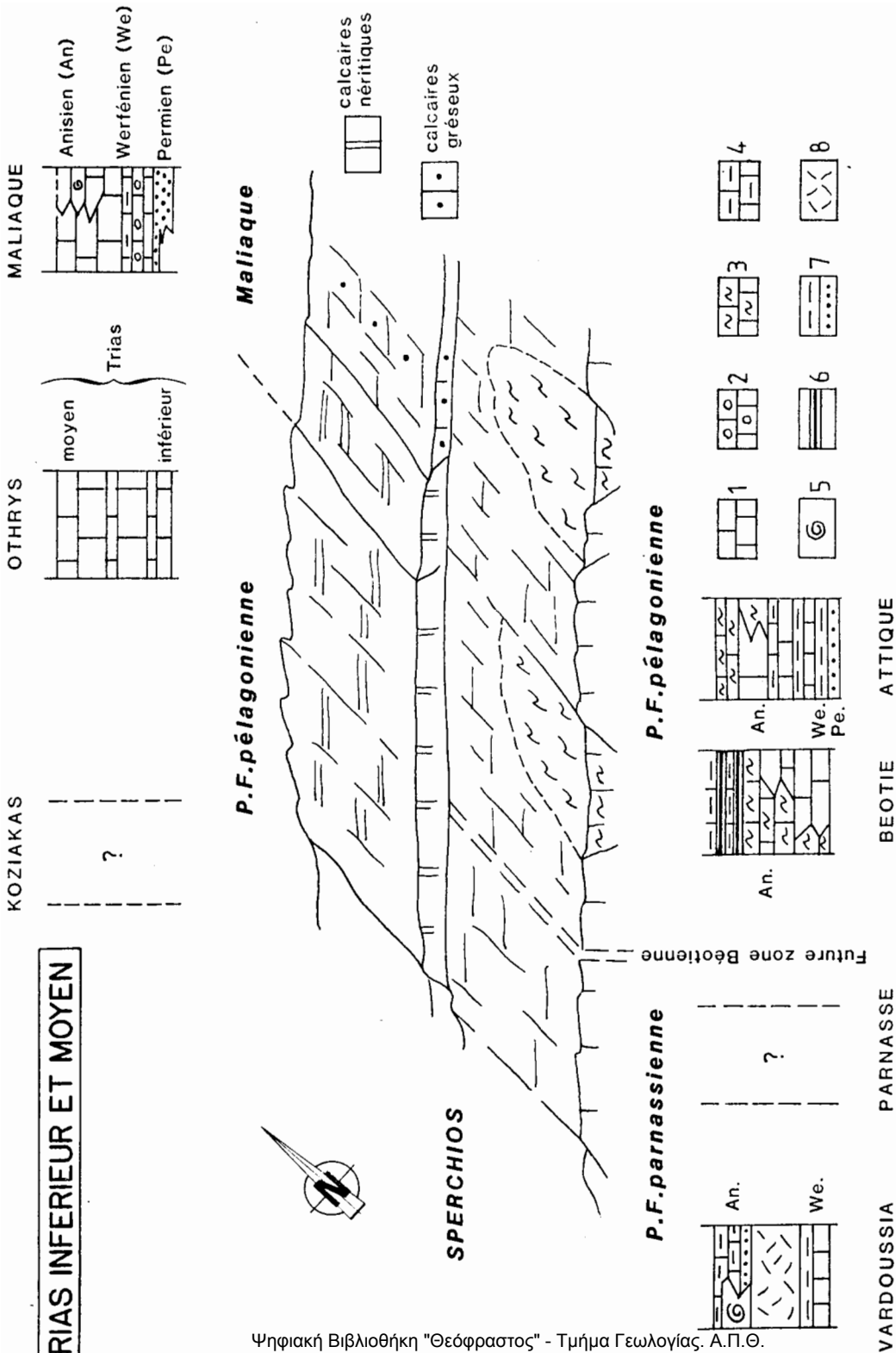


Fig. 3.- Ebauche de la plate-forme pélagono-parnassienne au Trias inférieur.

1 : calcaires néritiques ; 2 : calcaires oolithiques ; 3 : calcaires à filaments ; 4 : calcaires à silex ; 5 : Ammonites ; 6 : lits de jaspes ; 7 : shales et pélites gréseuses ; 8 : effusif volcano-sédimentaire.

de part et d'autre de cette transversale. Alors qu'au Sud du Sperchios des faciès terrigènes s'installent selon une paléogéographie proche de celle du Paléozoïque supérieur, au Nord de celui-ci, en revanche, on note le développement d'une première plate-forme au Trias inférieur et moyen. La grande crise ladinienne bouleverse cette paléogéographie et conduit au Trias supérieur à la plate-forme typique qui deviendra instable dès le Lias supérieur et disparaîtra au cours du Jurassique supérieur.

Les faits rapportés dans cette publication montrent bien que, contrairement à ce qui est généralement admis, la plate-forme pélagono-parnassienne puis pélagonienne est caractérisée par une histoire complexe. La zone isopique pélagonienne correspond de ce fait au Trias-Jurassique à la superposition d'images paléogéographiques légèrement décalées. Même si cela ne remet pas en cause la réalité et l'importance de cet élément paléogéographique, il est clair que toute définition de ce dernier ne pourra porter que sur l'une de ces images : celle du Trias supérieur-Lias nous paraît être la plus représentative.

La position privilégiée de la plate-forme pélagonienne au Trias-Jurassique entre les bassins pindique à croûte amincie voire océanique (?) à l'Ouest et maliaque à croûte océanique (Téthys alpine *s.l.*) suggère que son évolution n'est pas indépendante de l'histoire de ces bassins et par conséquent des phénomènes d'ouverture et de fermeture des aires océaniques fondamentales telles que Paléotéthys et Néotéthys (Sengor *et al.*, 1984).

BIBLIOGRAPHIE

- ARDAENS R. (1978).- Géologie de la chaîne du Vardoussia ; comparaison avec le massif du Koziakas (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- AUBOUIN J. (1973).- Des tectoniques superposées et leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides ; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, (1974), p. 426-460.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1975).- Les transversales dinariques dérivées de paléofailles transformantes ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 347.
- BAUMGARTNER O.P. (1985).- Jurassic Sedimentary Evolution and Nappe Emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). Ed. by Comm. for Memorandums of the Swiss Soc. Nat. Research. Basel, 111 p.
- BERARD-BERGERY M. (1986).- Contributions à l'étude du volcanisme triasique en Grèce. Implications géodynamiques. Thèse 3e cycle, Univ. Nancy I, 216 p.
- BERNOULLI D. et JENKINS H.C. (1974).- Alpine mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Dott et Shaver (Ed.). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral*, 19, p. 129-160.
- CELET P. (1979).- Les bordures de la zone du Parnasse (Grèce). Evolution paléogéographique au Mésozoïque et caractères structuraux. *VIe Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes, (1977), II, p. 725-740.
- CELET P., CLEMENT B. et FERRIERE J. (1976).- La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae geol. Helv.*, 63/3, p. 577-599.

- CELET P., ARDAENS R., COURTIN B. et FERRIERE J. (1978).- Signification des séries du Koziakas et du Vardoussia (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, p. 229-232.
- CELET P. et FERRIERE J. (1978).- Les Hellénides internes : le Pélagonien. *Eclogae geol. Helv.*, 71/3, p. 467-495.
- CHRISTODOULOU G. et TSAILA-MONOPOLIS S. (1975).- Microfaciès de la zone Est-hellénique. *Natl. Inst. geol. Min. Res.*, Athènes, XVII/1.
- CLEMENT B. (1983).- Evolution géodynamique d'un secteur des Hellénides internes : l'Attique-Béotie. *Publ. Spec. Soc. géol. Nord*, 521 p.
- COURTIN B. (1979).- Etude géologique de la région de Domokos (Grèce) : le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale. Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 295 p.
- DERCOURT J., RICOU L.E., LE PICHON X., BOULIN J., BIJU-DUVAL B., LEPVRIER C., GEYSSANT J., ZONENSHAIN L.P., KAZMIN V.G.? KNIPPER A.L., SBORSHCHIKOV I.M. et SOROKHTIN O.G. (1984 b).- Geologic evolution of the Tethys convergence zone from Liassic to Present between the Atlantic and Pamir. *27e Cong. Géol. Intern.*, Moscou, p. 204 + 10 cartes.
- FERRIERE J. (1982).- Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pelion (Grèce continentale). *Publ. Spec. Soc. géol. Nord n° 8*, 970 p.
- GUERNET C. (1971).- Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). Univ. Paris VI, 395 p.
- KATSIKATSOS G. (1970).- Les formations triasiques de l'Eubée centrale (note préliminaire). *Ann. géol. Pays hellén.*, 22, p. 62-76.
- ŞENGOR A.M.C., YILMAZ Y. et SUNGURLU O. (1984).- Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *In : the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, ed. by J.E. Dixon and A.H.F. Robertson. *Geol. Soc. Special Publ. n° 17*, Edinburgh.
- VRIELYNCK B. (1978 b).- Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse. Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 29, p. 440-462.