

ESSAI D'IDENTIFICATION DES SOURCES ET DES VECTEURS DE L'ALIMENTATION EN ARGILES DU BASSIN DU PINDE-OLONOS PENDANT LE MESOZOIQUE

F. Thiebault* et J. J. Fleury*

Résumé.

La fraction argileuse des formations d'âge triasique à crétacé supérieur constituant la nappe du Pinde-Olonos montre que du point de vue des apports et des sources du matériel, 3 périodes doivent être distinguées : 1. au Trias supérieur, les apports relativement grossiers prennent leur source dans des régions relativement proches et occidentales ; 2. au cours de la plus grande partie des temps jurassiques, les influences européennes (en Grèce continentale) et africaines (en Péloponnèse) qui sont décelées seraient liées à un courant giratoire de sens horaire rabattant successivement les altérites de ces 2 aires vers le bassin pindique ; 3. à partir du Tithonique et pendant le Crétacé, les apports sont directement liés aux structurations successives des zones internes et à l'établissement d'un courant équatorial latitudinal circumterrestre, circulant de l'Est vers l'Ouest.

I. INTRODUCTION, OBJECTIFS ET METHODES.

En Grèce, dans les Hellénides externes (fig. 1) la série du Pinde-Olonos affleure largement, et forme la nappe de charriage couronnant l'édifice structural de cette portion des Dinarides *s.l.* La stratigraphie de la série pindique est bien connue (bibliographie *in* Fleury, 1980, Thiebault *et al.*, 1981 et De Wever et Cordey, 1986). Un certain nombre de formations ont été décrites en Grèce et en Péloponnèse : 1. La "Formation Terrigène du Trias" ou "Détritique triasique" (Carnien-Norien *inf.*) ; 2. les Calcaires de Drimos (Carnien à Aalénien) ; 3. les Radiolarites *s.l.* que l'on subdivise en 4 (3a. Pérites de Kasteli, Aalénien à Bajocien, 3b. Radiolarites *s.s.*, Bajocien à Tithonique, 3c. Calcaires à Calpionelles, Tithonique à Valanginien *inf.*, 3d. Marnes Rouges à Radiolaires, Valanginien à Coniacien-Santonien) ; 4. Calcaires en Plaquettes (Coniacien-Maestrichtien) ; 5. Flysch (Paléocène - Eocène supérieur).

Le propos de la présente étude est d'identifier et de quantifier les minéraux argileux de la série pindique du Trias supérieur au Crétacé supérieur, dans la perspective d'établir une typologie argileuse des différentes formations, de caractériser les modalités de la diagenèse et de préciser certains aspects de l'évolution paléogéographique. L'étude a porté sur 140 échantillons d'argilites, de marnes et parfois de calcaires provenant de Grèce continentale (secteur fig. 2, en particulier de la coupe de Karpenission qui nous servira de référence) et de deux localités du Péloponnèse méridional (Mathia et Solinari, fig. 1).

La constitution des assemblages argileux (fraction inférieure à 2 μm) est déterminée par diffraction des rayons X sur pâtes ou agrégats orientés. Les échantillons sont successivement analysés dans les conditions naturelles, après saturation à l'éthylène glycol et après chauffage à 490°C pendant 2 heures. L'identification et la quantification est faite selon les méthodes développées par Holtzapfel (1985). On notera que dans ce texte le terme "complexe smectitique" désigne une population argileuse "gonflante" composée de deux phases, l'une étant des smectites *s.s.*, l'autre des interstratifiés

* Université des Sciences de la Terre - 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex - France.
 * Ηλεκτρονική Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας ΙΑ.Π.Ο. - CNRS - UFR des Sciences de la Terre - 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex - France.

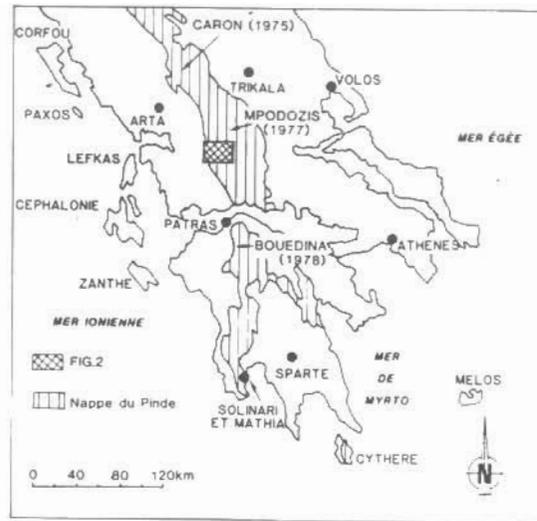


Fig. 1. Localisation des secteurs étudiés.

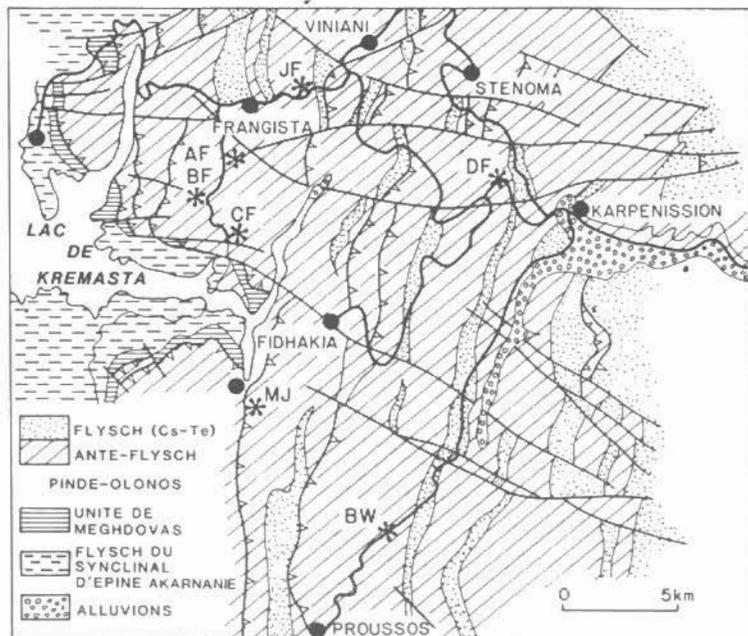


Fig. 2. Localisation des coupes étudiées en Grèce continentale.

irréguliers illite-smectite contenant 40 à 90 % de feuillets smectitiques. L'identification de ce "complexe smectitique" et sa quantification relative ont été réalisées en utilisant la réflexion à 17 Å sur l'essai glycollé. Le terme smectite est réservé, lui, à une smectite *s.s.* contenant moins de 10 % de feuillets d'illite. L'identification de cette smectite a été réalisée en utilisant les réflexions à 8,5 Å et 5,6 Å sur l'essai glycollé. Dans un petit nombre de cas un essai d'identification des divers composants de la série illite-smectite a été tenté selon la démarche préconisée par Reynolds et Hower (1970) et la méthode de Srodon (1980) fondée sur la position et l'intensité des réflexions observées entre 15 et 18°2θ (Cu, Kα). Certains échantillons ont en outre fait l'objet d'une étude géochimique (roches totales ou fractions inférieures à 2 μm).

II. MINERALOGIE DES ARGILES.

A. DETRITIQUE TRIASIQUE.

La fraction argileuse du Détritique triasique de la coupe de Karpenission (D.F, fig. 2 et 3) est constituée, pour l'essentiel, par un complexe smectitique abondant (30 à 55 % de la fraction argileuse, dite *f.a.* par la suite) (fig. 4) et des interstratifiés (14c-14s) irréguliers smectite-chlorite. Les complexes smectitiques correspondants sont relativement pauvres en smectite pure avec de faibles valeurs des rapports 8,5Å / 9Å et 5,6Å / 5,4Å (fig. 5). Ils sont donc formés surtout d'interstratifiés irréguliers illite-smectite contenant 40 à 90 % de feuillets smectitiques. La chlorite n'est présente que dans quelques échantillons et en faible quantité (< 5 %). Au niveau de la coupe AF (Fig. 2) plus externe, on note dans les pélites de même âge (fig. 6) une diminution relative des teneurs en complexe smectitique (15 à 40 % *f.a.*) et une plus grande abondance relative de l'ensemble illite + interstratifiés (illite-smectite) subréguliers 10-14s (25 à 60 %, *f.a.*). En outre la chlorite est présente dans presque tous les échantillons.

B. LES CALCAIRES DE DRIMOS.

Au niveau de la coupe de Karpenission (DF, fig. 2), les pélites des Calcaires de Drimos présentent des fractions argileuses assez constantes et formées pour moitié d'illite + 10-14s (30 à 60 % *f.a.*, moyenne 50 %) et pour moitié d'interstratifiés (14c-14s) + le "complexe smectitique". Les pélites de même âge de la coupe CF (fig 2) plus externe, sont relativement plus riches en illite + 10-14s (70 % en moyenne) et en chlorite (fig. 7). En Péloponnèse la chlorite n'a encore jamais été décelée (Bouedina, 1978).

C. LES PELITES DE KASTELI.

Dans les coupes DF (fig. 2), CF (fig. 2) (Grèce continentale) et de Mathia (fig. 1, Péloponnèse), les fractions argileuses de Pélites de Kasteli sont caractérisées par la même évolution

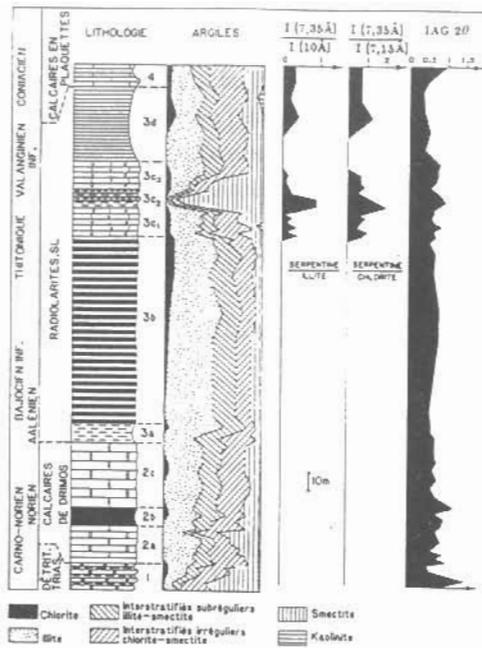


Fig. 3. Coupe (DF) de Karpensission.

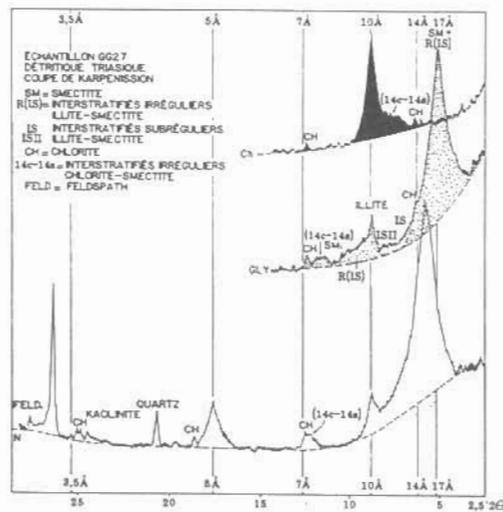


Fig. 4. Diffractogramme de la fraction < 2µm d'un échantillon du Détritique triasique

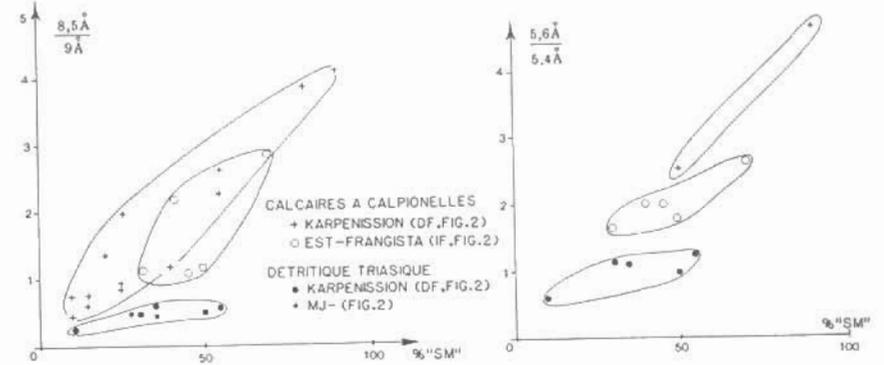


Fig. 5. Caractéristiques minéralogiques des complexes smectitiques des fractions < 2µm du Détritique triasique et des Calcaires à Calpionelles.

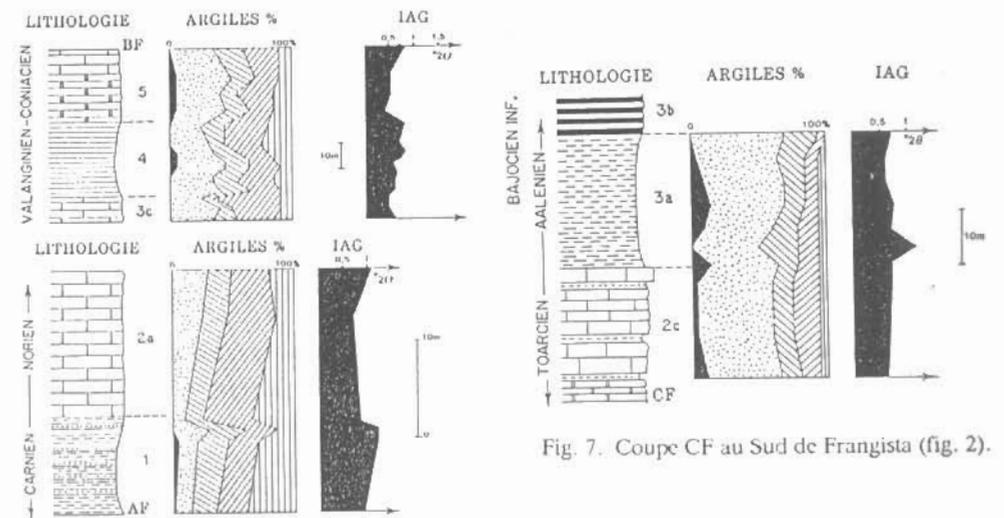


Fig. 6. Coupes (AF et BF) au SE de Frangista (fig. 2).

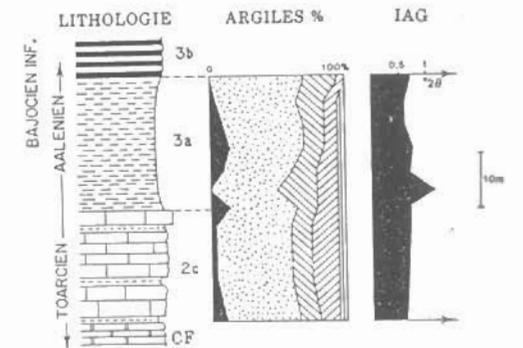


Fig. 7. Coupe CF au Sud de Frangista (fig. 2).

de bas en haut, correspondant à une augmentation régulière des teneurs relatives en illite + interstratifiés subréguliers illite-smectite. Au niveau de Karpenission cet ensemble passe de 55 % (f.a.) à la base à 80 % (f.a.) au sommet. Pour la coupe CF (fig. 7) on passe de 65 à 95 % (f.a.), à Mathia (fig. 8) de 45 à 70 % (f.a.) Cette augmentation des teneurs en argiles illitiques est compensée par une baisse équivalente des teneurs en complexe smectitique. Le Péloponnèse se distingue encore de la Grèce continentale par l'absence de chlorite (Bouedina, 1978 ; Thiébault *et al.*, 1986).

D. LES RADIOLARITES *s.s.*

Les fractions argileuses de la passée holosiliceuse des Radiolarites *s.s.* sont très homogènes tout au long du profil de la coupe DF (fig. 2) et formées en majorité d'argiles illitiques : illite et interstratifiés subréguliers illite-smectite (fig. 9). En Péloponnèse la chlorite n'est jamais décelable (Thiébault *et al.*, 1986).

E. LES CALCAIRES A CALPIONELLES.

Dans pratiquement tous les profils étudiés (comme par exemple pour la coupe B.W. (fig. 2 et 10A) on observe au passage Radiolarites-Calcaires à Calpionelles une augmentation brutale des teneurs relatives de l'ensemble "complexe smectitique" + interstratifiés irréguliers chlorite - smectite (14c-14s) au sein des fractions argileuses. Au niveau de la coupe DF (fig. 3) on passe ainsi brusquement pour l'ensemble "complexe smectitique" + (14c-14s) de teneurs de 20 à 35 % (f.a.) à des teneurs de 45 à 60 % (f.a.). Le "complexe smectitique" des pélites des Calcaires à Calpionelles semble nettement plus riche en smectite pure que celui observé au sein du Détritifique Triasique, comme l'indiquent les valeurs élevées des rapports $8,5\text{\AA} / 9\text{\AA}$ et $5,6\text{\AA} / 5,4\text{\AA}$ (fig. 5). Ce changement brutal est synchrone de l'apparition dans les fractions argileuses des Calcaires à Calpionelles de minéraux argileux comme la serpentine, le talc et la kaolinite (fig. 3 et 10A). L'étude du profil JF (Est de Frangista, fig. 2, 11A et 12) indique cependant que de la serpentine peut exister en quantité décelable par diffraction des rayons X dans les pélites à l'extrême sommet des Radiolarites *s.s.*

Le membre détritifique des Calcaires à Calpionelles, bien représenté à Karpenission (fig. 3) présente des pélites, dont les fractions argileuses sont très riches en "complexe smectitique" (80 à 90 % f.a.) particulièrement riche en smectite pure (fig. 13), qui d'après Mpodozis (1977) serait de la montmorillonite.

F. MARNES ROUGES A RADIOLAIRES ET CALCAIRES EN PLAQUETTES.

Les fractions argileuses des pélites des Marnes à Radiolaires et des Calcaires en Plaquettes sont relativement homogènes au niveau des coupes étudiées (fig. 3) et analogues à celles observées au sommet des Calcaires à Calpionelles. Elles restent riches en "complexe smectitique" et interstratifiés irréguliers chlorite-smectite qui forment ensemble au moins la moitié du stock argileux. La présence

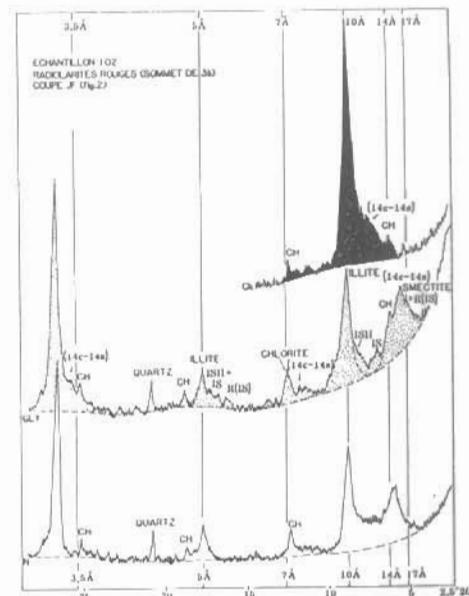
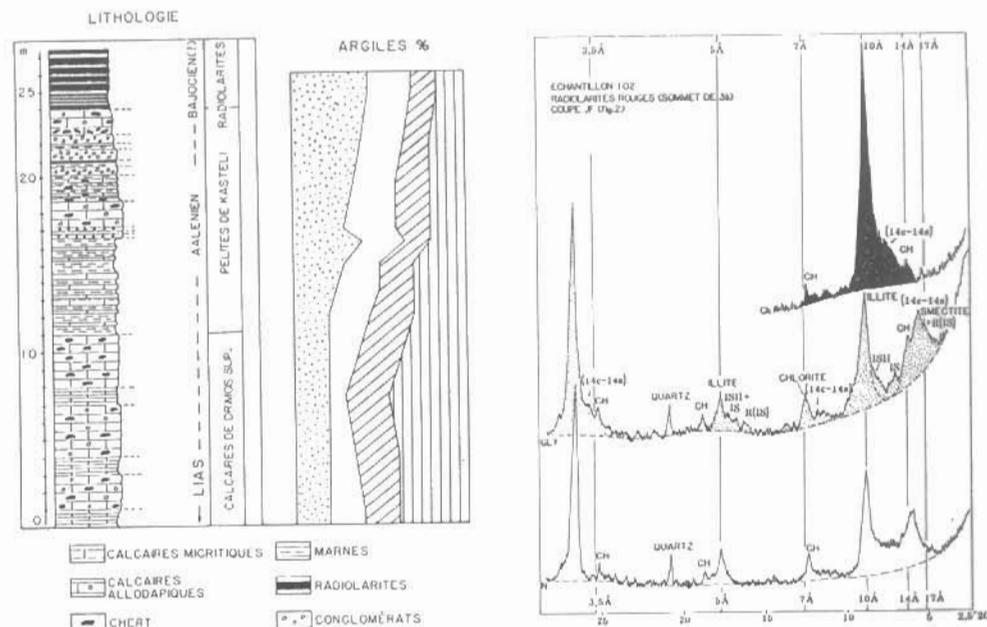


Fig. 8. Coupe de Mathia (Péloponnèse, fig. 1).

Fig. 9. Diffractogramme de la fraction $< 2\mu\text{m}$ d'un échantillon des Radiolarites Rouges (coupe JF, fig. 2).

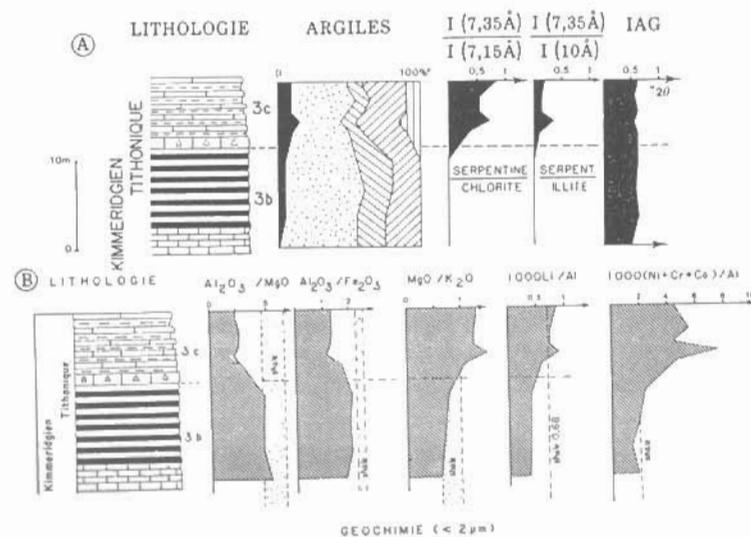


Fig. 10 A et B. Coupe (BW, fig. 2) au NE de Proussos (Minéralogie et Géochimie).

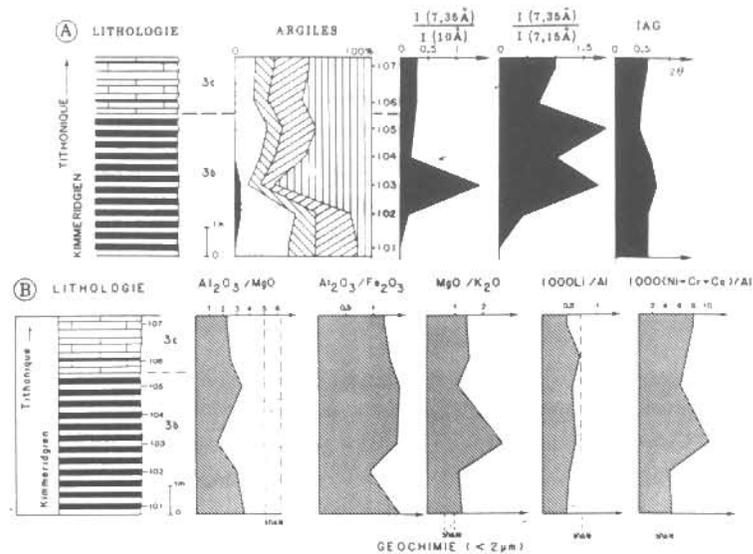


Fig. 11 A et B. Coupe (JF, fig. 2) au NE de Frangista (Minéralogie et Géochimie).

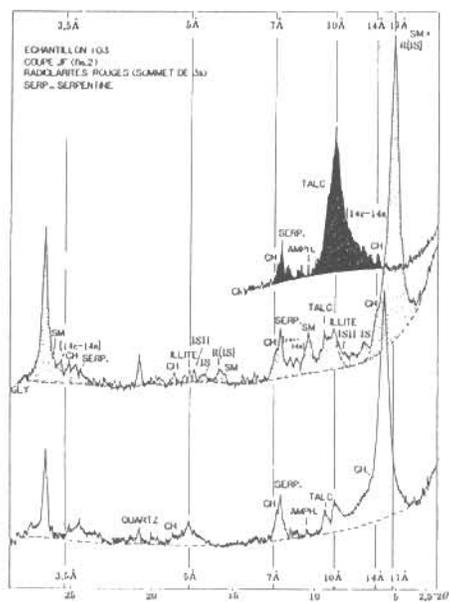


Fig. 12. Diffractogramme de la fraction $< 2\mu\text{m}</math> d'un échantillon de l'extrême sommet des Marnes Rouges (coupe JF, fig. 10A).$

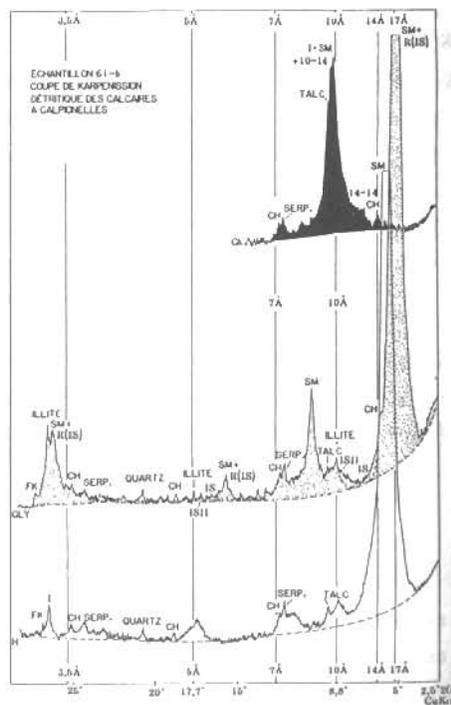


Fig. 13. Diffractogramme de la fraction $< 2\mu\text{m}</math> d'un échantillon du Détritique des Calcaires à Calpionelles (coupe DF, fig. 3).$

de la serpentine est assez fréquente au niveau de Karpenission, par contre elle n'a pas pu être décelée dans la coupe BF (fig. 2 et 6) plus externe.

III. GEOCHIMIE DES FRACTIONS ARGILEUSES OU DES ROCHES TOTALES.

L'étude comparée de la géochimie des fractions argileuses isolées et des fractions insolubles des roches totales montre que l'on peut utiliser comme marqueur des variations qualitatives des stocks argileux les rapports de teneurs en certains éléments comme Al, Mg, K, Li, Cr, Co et Ni exprimés en ppm. Ainsi l'utilisation des diagrammes triangulaires Al-10Mg - 10K (fig. 14) et Al-10Mg - 1000 (Ni + Co + Cr) (fig. 15) permet de rassembler les stocks argileux en deux grands ensembles. Le premier rassemble les stocks argileux du Détritique triasique, des calcaires de Drimos, des Pélites de Kasteli et des Radiolarites *s.s.* Le second rassemble les stocks argileux des Calcaires à Calpionelles, des Marnes Rouges à radiolaires et des Calcaires en Plaquettes *p.p.*

Le premier ensemble correspond à des fractions argileuses aluminopotassiques caractérisées par des rapports Al/Mg et Al/K élevés (fig. 10B). Les rapports Al/Mg sont toujours supérieurs à la valeur (4,3) admise par Fairbridge (1972) pour les unités continentales et ces rapports sont dans leur très grande majorité supérieurs à la valeur (5,6) retenue par Wedephol (1968) pour les shales. Quant aux rapports Al/K, ils sont toujours supérieurs à 2,93 (valeur retenue par Wedephol (1968) pour les shales). Les rapports K/Mg sont toujours supérieurs à 1, marqués par des rapports Al/Mg $> 4,3$ et Al/K $> 2,95$, relativement élevés et en général supérieurs à ceux mesurés dans les shales (respectivement : 5,6 et 2,93 - Wedephol, 1968). Les rapports Al/Ni + Cr + Co sont dans leur grande majorité supérieurs à 620, valeur proposée par Wedephol (1968) pour les roches magmatiques de la croûte continentale supérieure et a fortiori nettement supérieurs à la valeur indiquée pour les roches basaltiques (225) par Fairbridge (1972).

Le second ensemble regroupe des stocks argileux aluminoferro-magnésiens (fig. 10B) caractérisés par des rapports Al/Mg $< 4,3$ (Shale : 5,6 - Wedephol, 1968) et des rapports Mg/K en général supérieurs à 1 (shales : 0,5 - Wedephol, 1968). Les rapports Al/Ni + Cr + Co sont en général faibles et nettement inférieurs à 225, valeur proposée pour les basaltes par (Fairbridge, 1972). Pour les pélites du membre détritique des Calcaires à Calpionelles ces rapports approchent ceux mesurés dans les roches ultrabasiqes (5,33 - Fairbridge, 1968).

Au niveau de la coupe BW (NE - Proussos, fig. 2 et 10B) et de la coupe de Solinari (Thiébaud, *et al.*, 1986), le passage entre ces deux ensembles est brutal. Il correspond à la limite entre Radiolarites *s.s.* et Calcaires à Calpionelles et à l'arrivée des "complexes smectitiques" riches en montmorillonites et de la serpentine. L'existence de rapports Al/Mg et Al/Ni + Cr + Co, faibles (inférieurs respectivement à 4,3 et 225) à l'extrême sommet des Radiolarites *s.s.*, au niveau d'Agrafa (Mpodozis, 1977) et au NE de Frangista (profil JF, fig. 2 et 11B) semble indiquer que

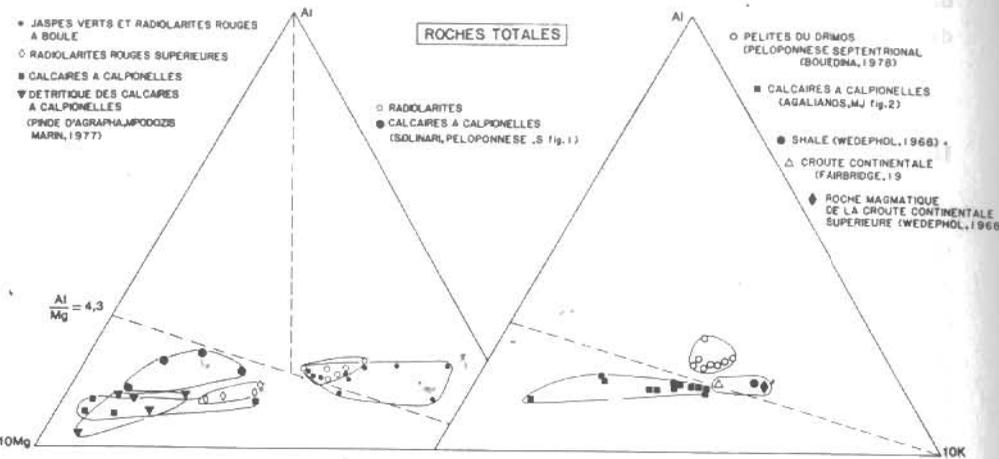


Fig. 14. Composition chimique (Roches totales et fractions < 2µm) de pélites et de calcaires du Pindo-Olonos dans le diagramme Al-10Mg-10K.

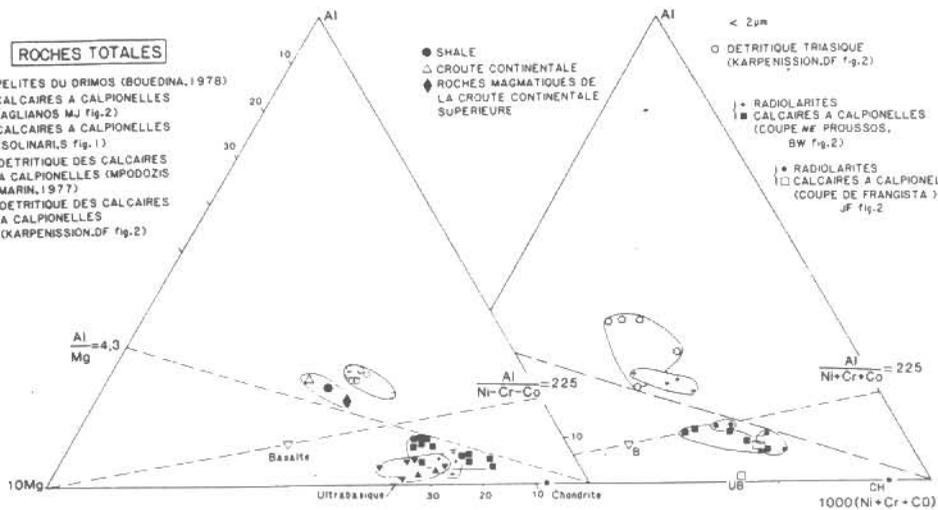


Fig. 15. Composition chimique (Roches totales et fractions < 2µm) de pélites et de calcaires du Pindo-Olonos dans le diagramme Al-10Mg-1000 (Ni + Cr + Co).

l'arrivée de ces minéraux (montmorillonites + serpentines) peut être antérieure à la transition Radiolarites *s.s.* - Calcaires à Calpionelles.

IV. INTERPRETATION.

A. DIAGENESE.

Les descriptions minéralogiques des fractions argileuses font apparaître un certain nombre de caractéristiques montrant clairement que les associations argileuses étudiées n'ont subi que de faibles transformations diagénétiques et des températures inférieures à 60-90°C. Ces caractéristiques sont :

1. la grande variabilité de l'indice de cristallinité des illites qui peut prendre des valeurs supérieures à $1^\circ 2\theta$ (Cu, $K\alpha$) (fig. 3), les plus fortes valeurs étant observées dans les formations stratigraphiquement les plus basses ;
2. l'existence, en présence de traces de feldspath, de quantités variables mais souvent importantes d'interstratifiés irréguliers (illite-smectite riches en smectite et de smectite *s.s.* (Heroux *et al.*, 1979 ; Kisch, 1983 et 1987 ; Velde, 1985).

La présence de corrensite (fig. 16) dans un échantillon de la coupe DF (Karpenission) serait symptomatique de la haute activité du magnésium liée évidemment à l'existence de quantités appréciables de serpentine. Cette haute activité du magnésium expliquerait la formation diagénétique précoce de la corrensite, à température basse, dans le domaine de stabilité de la smectite *s.s.* (Héroux *et al.*, 1979 ; Kisch, 1987).

On peut donc admettre que la nature et les quantités relatives des argiles résultent essentiellement d'un héritage sédimentaire. Les changements dans la composition des fractions argileuses doivent donc s'expliquer par des modifications des paléoenvironnements au sens le plus large.

B. ARGILES ET PALEOENVIRONNEMENTS DE LA TETHYS OCCIDENTALE.

Notre étude ne porte que sur des fractions argileuses extraites de lutites formées par décantation des particules détritiques fines. La composition qualitative et quantitative des argiles étudiées dépend donc fondamentalement des stocks argileux disponibles au niveau des aires continentales, des courants de surface et des séparations granulométriques afférentes à l'action de ces derniers.

1. Trias supérieur.

Pendant le dépôt du Détritique triasique, une alimentation en terrigène par courants denses et de surface d'Ouest en Est semble la plus probable. Ce modèle (fig. 17) se fonde sur : 1. l'existence d'une **gradodécroissance** de la fraction la plus grossière du terrigène d'Ouest en Est au sein du bassin

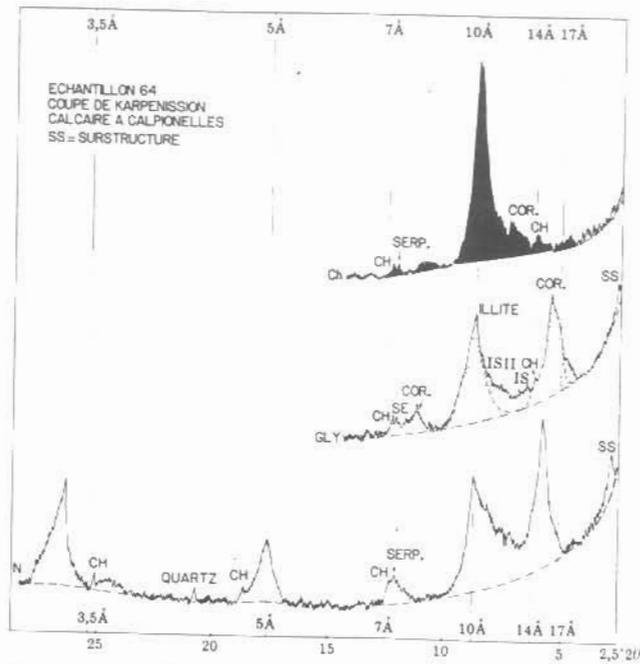


Fig. 16. Présence de corrensite (Cor) dans la fraction < 2 μ m d'un échantillon des Calcaires à Calpionelles.

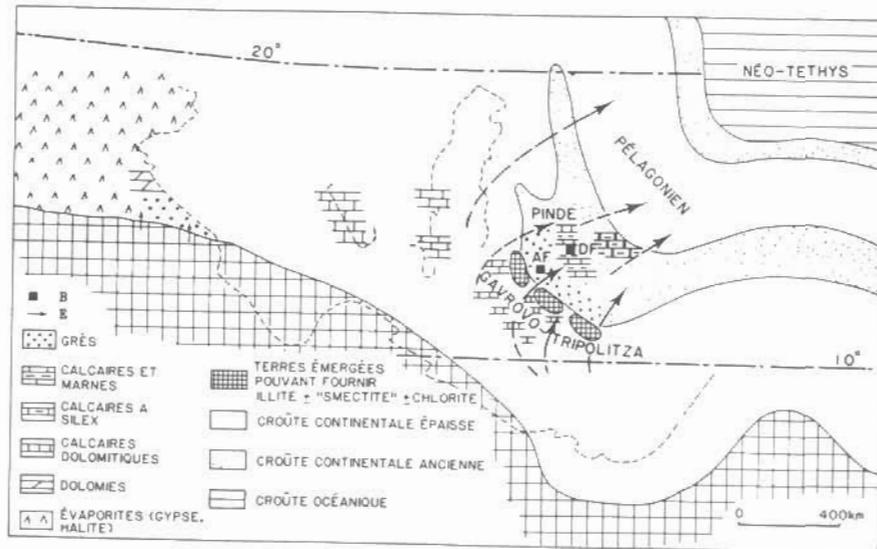


Fig. 17. Reconstitution paléogéographique au Trias supérieur (d'après Thiébaud, 1982) - B. spectres argileux à chlorite - E : courants de surface

du Pinde (Fleury, 1980) ; 2. l'enrichissement d'Ouest en Est des fractions argileuses en smectite, marquant un tri granulométrique au sein des argiles sous l'action d'un courant de même polarité.

L'existence de rudites relativement grossières ($\varnothing > 5$ mm) dans le Détritique triasique le plus occidental ou externe implique une zone d'alimentation proche (?) et plus externe que le bassin du Pinde-Olonos. Il pourrait s'agir de parties internes de la zone de Gavrovo-Tripolitza soulevées lors de l'épisode de rifting initiateur de la subsidence du bassin du Pinde-Olonos. Mais une telle hypothèse semble mal s'accorder avec la permanence du faciès ammonitico-rosso (Anisien à Norien) de l'unité de Megdhozas (Fleury, 1980), située entre plate-forme de Gavrovo-Tripolitza et bassin du Pinde-Olonos.

Une origine plus externe encore et plus lointaine du matériel terrigène grossier pose, elle, le problème de l'existence des domaines de sédimentation carbonatée ou calcaréo-dolomitique, existant dès le Scythien-Anisien ou l'Anisien au niveau des parties les plus externes de la sous-zone de Tripolitza (affleurant par exemple dans le Massif du Taygète, Péloponnèse, Thiébaud, 1982) voire de la zone ionienne (Calcaires de Foustapidima d'âge carnien ; dolomies carno-noriennes ; I.G.R.S. et I.F.P., 1966 ; Dalipi *et al.*, 1971). Enfin l'Afrique est à cette époque un craton particulièrement stable dont les bordures nord connaissent une sédimentation carbonatée et évaporitique (Tripolitaine, Tunisie, Sahara) ou argilo-carbonatée (Néguev et Israël).

Ces considérations nous conduisent à retenir (fig. 15) l'hypothèse d'une alimentation proximale pour le matériel détritique grossier, les argiles pouvant être originaires de ces aires continentales peu étendues ou provenir d'Afrique.

2. Lias à Kimméridgien.

Selon Fogelgesang (1975) et Steinberg *et al.* (1977), les zones continentales septentrionales et européennes étaient au Jurassique moyen et supérieur susceptibles de fournir l'association argileuse (illite + chlorite + "smectite" + interstratifiés) observables dans le sillon lombard (12, fig. 18A) et la partie septentrionale du sillon du Pinde (1 et 2, fig. 18A).

Selon Thiébaud (1982), les associations riches en illites, dépourvues de chlorite, avec ou sans kaolinite étaient probablement issues d'une aire d'alimentation plus méridionale donc africaine (fig. 16A). La variabilité des teneurs en kaolinite résulterait d'un phénomène de sédimentation différentielle (tri granulométrique par les courants). Il en résulte que les différences observées entre les spectres argileux au sein du sillon du Pinde correspondraient à des zones d'alimentation différentes, drainées par un important courant nord-équatorial (De Wever et Thiébaud, 1981 ; Thiébaud, 1982) devenant giratoire et de sens horaire dans le vaste golfe de la Téthys occidentale.

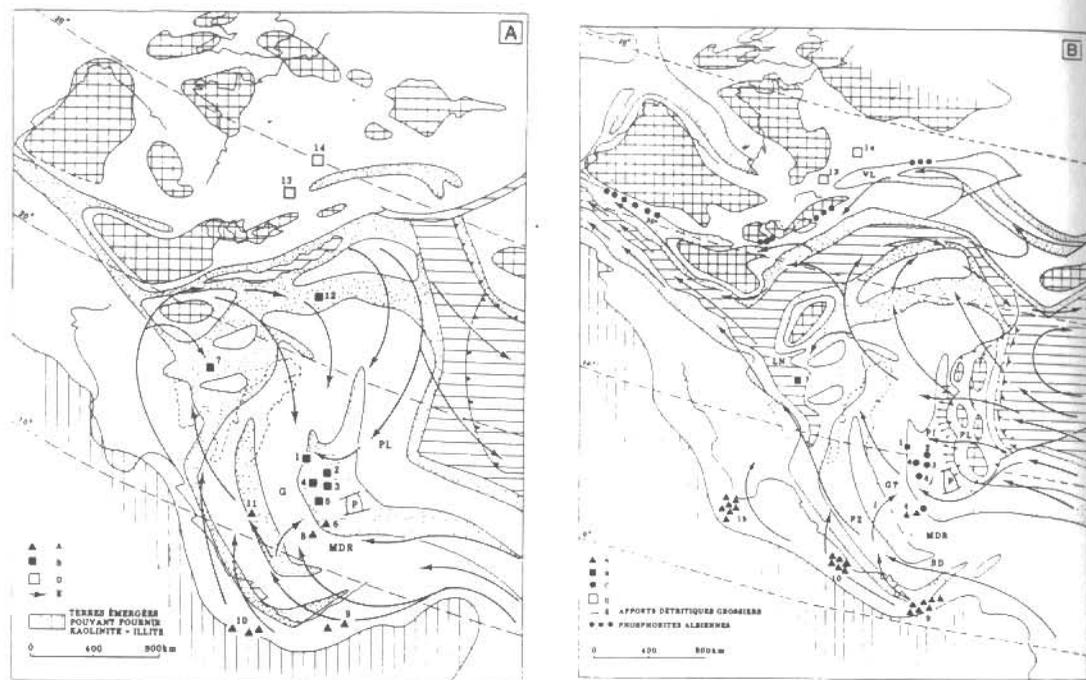


Fig. 18. Reconstitution paléogéographique (d'après Dercourt *et al.*, 1985) au Jurassique (A) et au Crétacé inférieur (B).

A : spectres argileux à kaolinite sans chlorite - B : spectres argileux à chlorite sans kaolinite - C : spectres argileux à chlorite + serpentine + montmorillonite - D : spectres argileux à chlorite ± kaolinite - E : courants de surface.

1 : d'après Caron (1975) - 2 : d'après Mpodosis (1977) - 3, 4, 5 et 6 : cette étude - 7 : d'après Miconnet (1988) - 8, 9, 10, 11 et 15 : d'après Thiébaud (1982) et Thiébaud *et al.*, (1986) - 12 : d'après Fogelgesang (1975) - 13 et 14 : d'après Persoz et Romanc (1976).

BD : Bey Daglary - MDR : Menderes - PI : Pinde-Olonos - PL : Pelagonien - G : Gavrovo-Tripolitza - I : Ionien - PZ : Paxos-Zanthe - LN : Lagonegro - VL : Valaisan - P : Parnasse.

3. Tithonique à Crétacé supérieur.

A partir de l'extrême fin du Jurassique, on observe une homogénéisation des stocks argileux dans les pélites du bassin du Pinde-Olonos avec généralisation de la présence de la chlorite et de la serpentine.

Au Crétacé inférieur, la sédimentation argileuse dans le sillon pindique s'oppose désormais à celle observée sur la majeure partie de la ride de Gavrovo-Tripolitza et sur les marges africaines qui, jusqu'à présent, n'ont jamais livré de chlorite (cf. Thiébaud *et al.*, 1986).

En revanche, la présence de chlorite et de serpentine permet de rassembler les spectres argileux du Crétacé du Pinde de Grèce continentale (Caron, 1975 ; Mpodosis, 1977) et de la partie la plus interne la plate-forme de Tripolitza à l'Aptien (Decrouez et Thiébaud, 1985 ; Mavrikas, 1985). Il en résulte qu'au Crétacé l'essentiel des minéraux argileux observés dans les roches sédimentaires pindiques seraient d'origine interne dans le dispositif paléogéographique des Hellénides.

La sédimentation argileuse dans les Hellénides externes se rapporte alors à deux ensembles (fig. 18B) : 1 - **un ensemble oriental** formé par le sillon du Pinde et la marge la plus interne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (1 à 6, fig. 18B) où se sédimentent des associations à "complexe smectitique" + chlorite, ± serpentine. La richesse relative en magnésium, chrome, cobalt et nickel des fractions argileuses correspondantes ou des roches totales indiquent clairement que ces argiles sont, selon toute vraisemblance, issues de l'altération et de l'érosion des ophiolites obductées lors de la tectorogénèse du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ayant affecté les zones pélagoniennes à plus internes (Mercier, 1968 ; Ferrière, 1982). L'existence d'illite bien cristallisée (IAG faibles) dans les Calcaires à Calpionelles suggèrent la présence de roches métamorphiques associées aux ophiolites ; 2- **un ensemble plus externe** allant de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (G.T., fig. 18B) à l'Afrique où se déposent des associations argileuses sans chlorite avec des quantités variables de kaolinite. Les variations des teneurs en kaolinite peuvent s'expliquer par un processus de sédimentation différentielle (la kaolinite d'origine africaine se sédimentant en masse dans les zones marines les plus proches de la côte africaine) et/ou par une destruction diagénétique dans certains calcaires de Tripolitza (Decrouez et Thiébaud, 1985).

La modification importante de la composition des fractions argileuses des roches pindiques observées à partir du Tithonique supérieur serait la conséquence de l'obduction des ophiolites et d'une modification majeure des courants de surface.

On passerait à cette époque de la vaste circulation giratoire horaire (fig. 18A) caractéristique du Jurassique à une circulation d'Est en Ouest, latitudinale, circumterrestre, à la suite de changements paléolatitudinaux et de la mise en communication de la Téthys occidentale et du Pacifique par l'intermédiaire du couloir océanique entre Espagne et Afrique du Nord et du couloir des Caraïbes entre les deux Amériques (De Wever *et al.*, 1986 ; Ricou, 1987). Cette circulation latitudinale d'Est

en Ouest, caractéristique du Crétacé (fig. 18B), aurait drainé les domaines continentaux insulaires nés lors des orogènes affectant alors les zones internes et par conséquent alimenté le bassin du Pinde-Olonos en argiles d'origine interne riches en "complexe smectitique" et en serpentine.

Cette circulation latitudinale aurait faibli en intensité (Thiébault, 1982) et cessé d'être circumterrestre durant l'événement anoxique "méso-crétacé" atlantique (Ricou, 1987). Cette modification ne semble pas avoir eu de conséquence majeure au niveau du bassin du Pinde-Olonos, sauf peut-être un ralentissement très net des vitesses de sédimentation au niveau des Marnes Rouges à Radiolaires (Fleury, 1980).

Cette circulation circumterrestre latitudinale d'Est en Ouest reprendrait (Ricou, 1987) au Crétacé supérieur.

V. CONCLUSION.

En conclusion notre étude, pourtant limitée dans l'espace comme dans le volume du matériel examiné - et donc tout à fait préliminaire - montre l'intérêt qui s'attache à un renouveau des études de sédimentologie fine dans un domaine déjà bien connu mais situé à un carrefour d'influences.

Profitant des connaissances accumulées depuis plus d'un demi-siècle et tout particulièrement de données biostratigraphiques récentes qui créent le cadre chronologique indispensable aux comparaisons, nous sommes conduits à distinguer les influences successives de trois sources, dont l'importance est liée à l'activité propre à chacune d'elle mais aussi aux "médiats" que constituent les systèmes de transport, fluctuant au rythme de l'évolution du globe.

Dans un premier temps, au Trias supérieur, nous discernerons des apports occidentaux ou méridionaux soit de source très proche, soit plus lointaine.

Par la suite, au cours du Jurassique, les influences septentrionales (européennes) et méridionales (africaines) se partagent, sous la dépendance d'un vaste courant giratoire déjà envisagé par Hsü dès 1976. Nous espérons préciser les conditions de ce partage et tenter d'en discerner les fluctuations.

Enfin, à partir du Tithonique et jusqu'au moment de la structuration du Bassin du Pinde-Olonos (Eocène) les influences "extérieures", européennes et africaines) paraissent masquées par les conséquences de l'évolution tectonique propre de l'orogène dinarique, c'est-à-dire par les phases de structuration des zones internes et par les conséquences d'une modification majeure des courants de surface balayant la Téthys.

REFERENCES

- BOUEDINA, A. (1978). Caractères géochimiques et paléoenvironnement de la série des calcaires de Drimos (Peloponèse septentrional, Grèce) - D.E.A. Lille, ronéot., 49 p.
- CARON, D. (1975). Sur la géologie du Pinde méridional : les Monts Lakmon (Epire, Grèce), la série des radiolarites. Thèse 3ème cycle, Paris, ronéot., 119 p.
- DALIPI, H., KONDO, A., PEJO, L., IKONOMI, J. et MECIJ, B. (1971). Stratigraphy of the deposits of the Mesozoic in southern and western Albania (outer Albanids). Nafta Zagreb, XXII, p. 227-253.
- DECROUEZ, D. et THIEBAULT, F. (1985). Etudes biostratigraphiques et minéralogiques des calcaires d'âge aptien de la série de Tripolitza en Péloponnèse méridional (Grèce). Paléogéographie et diagenèse. *Rev. Paléobiologie*, vol. 4, p. 137-148.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAEMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A., GRANDJACQUET, C., SOROCKTIN, O., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., SBORSHCHIKOV, I.V., BOULIN, J., BIJU-DUVAL, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., WESTPHAL, M. et LAUER, J.P. (1985). Présentation de 10 cartes paléogéographiques au 1/20 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, n° 5, p. 625-635.
- DE WEVER, P. et THIEBAULT, F. (1981). Les Radiolaires d'âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur dans les Radiolarites du Pinde-Olonos (Presqu'île de Koroni, Péloponnèse méridional, Grèce). *Géobios*, Lyon, 14, p. 577-609.
- DE WEVER, P., FOURCADE, E. et RICOU, L.E. (1986). La disparition des radiolarites téthysiennes au Jurassique terminal : l'effet d'un bouleversement de la circulation océanique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, sér. II, n° 9, p. 665-670.
- DE WEVER, P. et CORDEY, F. (1986). Datation par les radiolaires de la formations des Radiolarites s.s. de la série du Pinde-Olonos (Grèce) : Bajocien (?) - Tithonique. *Marine Micropaléontology*, 11, p. 113-127.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1972). The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences (Encyclopedia of earth sciences series, volume IV A). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.
- FERRIERE, J. (1982). Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale). *Soc. géol. Nord*, Lille, Publ. 8, 970 p.
- FLEURY, J.J. (1980). Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*, Lille, Publ. 4, 651 p.
- FOGELGESANG, J.F. (1975). Sur les Alpes calcaires méridionales : Géologie du Monte Baldo septentrional (Prov. de Trente, Italie) et aspects géochimiques de la sédimentation pélagique des zones tridentine et lombarde au Jurassique. Thèse 3ème cycle, Paris, ronéot. 178 p.
- HEROUX, Y., CHAGNON A. et BERTRAND R. (1979). Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 63, n° 12, p. 2128-2144.
- HOLTZAPFEL T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord*, Lille, Publ. 12, 136 p.
- HSU, K.J. (1976). Paleocceanography of the mesozoic alpine Tethys. *Soc. geol. Amer.*, Sp. Paper, 170 p.
- I.G.R.S. et I.F.P. (1966). Etude géologique de l'Epire, Technip, Paris.
- KISCH, H.J. (1983). Mineralogy and petrology of burial diagenesis (Burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2 Edit. G. Larsen et G.V. Chilingar - Elsevier Conf. Chap. 5, p. 289-494.
- KISH, H.J. (1987). Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In Frey M. edit., low temperature metamorphism, Blackie, Glasgow and London, p. 227-300.
- MAVRİKAS, G. (1985). Lithostratigraphie des carbonates de Tripolitza de la région du Paralioon Astros (Péloponnèse orientale, Grèce). D.E.A., Lille, ronéot., 58 p.
- MERCIER, J. (1968). Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Ann. Géol. Pays Hell.*, XX, 792 p.

- MICONNET, P. (1983). La région de Lagonegro (Italie méridionale) ; évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin. Thèse 3ème cycle, Lille, ronéot, 185 p.
- MPODOZIS-MARIN, C. (1977). Etude géologique de la région d'Agrapha (zone du Pinde, Evritanie, Grèce). Essai de classification géochimique des sédiments hypersiliceux marins. Thèse 3ème cycle, Paris, ronéot., 245 p.
- PERSOZ, F. et REMANE, J. (1976). Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. *Eclogae geol. helv.*, vol. 69, n° 1, p. 1-138.
- REYNOLDS, R.C. et HOWER, J. (1970). The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Minerals*, vol. 18, p. 25-36.
- RICOU, L.E. (1987). The Tethyan gates : a tectonic approach to major sedimentary changes within Tethys. *Geodinamica acta*, 1, p. 225-232.
- SRODON, (1980). Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-Ray powder diffraction. *Clays and Clay Minerals*, vol. 28, n°6, p. 401-411.
- STEINBERG, M., DESPRAIRIES, A., FOLGELGESANG, J.F., MARTIN, A., CARON, D. et BLANCHET, R. (1977). Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, t. 24, p. 547-563.
- THIEBAULT, F. (1982). Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 6, 574 p.
- THIEBAULT, F., DE WEVER, P., FLEURY, J.J. et BASSOULET, J.P. (1981).- Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional, Grèce) : l'âge des Radiolarites (Dogger-Crétacé supérieur). *Ann. Soc. géol. Nord*, C, p. 91-105.
- THIEBAULT, F., DE WEVER, P. et RAOULT, J.F. (1986). Marqueurs minéralogiques et géochimiques au passage Jurassique-Crétacé dans le Pinde du Péloponnèse méridional (Grèce). Signification géodynamique. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 27, p. 351-362.
- VELDE, B. (1985). Clay minerals - A physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in Sedimentology*, 40, Elsevier, Amsterdam, 427 p.
- WEDEPHOL, K.H. (1969). Composition and abundance of common sedimentary rocks. In Wedephol K.H. edit., *Handbook of geochemistry*, vol. 1, Springer Verlag, New-York, p. 227-271.