

B. ΚΑΡΑΚΙΤΣΙΟΣ

ΑΝΟΙΓΜΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΣΤΡΟΦΗ ΤΗΣ ΙΟΝΙΟΥ
ΛΕΚΑΝΗΣ (ΗΠΕΙΡΟΣ, ΕΛΛΑΣ)

V. ΚΑΡΑΚΙΤΣΙΟΣ

OUVERTURE ET INVERSION TECTONIQUE DU BASSIN
IONIEN (EPIRE, GRÈCE)



ATHÈNES
DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ
Panepistimiopolis, Poste-Bureau Zografou, Athènes (15.784)
1992

OUVERTURE ET INVERSION TECTONIQUE DU BASSIN IONIEN (EPIRE, GRECE)*

par

V. KARAKITSIOS**

INTRODUCTION GENERALE

I. LES HELLENIDES DANS LE CADRE DE LA MEDITERRANEE ORIENTALE

Les Hellénides correspondent à la prolongation méridionale des Dinarides s.s. (Yougoslavie pour l'essentiel). Elles sont allongées en sens NW-SE comprenant (KOBBER, 1929) la majeure partie du territoire Albanais et toute la Grèce continentale, suivant ensuite la courbure de l'arc égéen et se raccordent aux Taurides occidentales (Turquie) en direction SW-NE. Les Hellénides et les Dinarides se développent de part et d'autre de la transversale de Scutari-Pec, qui constitue un accident superposé à un trait paléogéographique ancien. Cependant l'organisation de deux chaînes n'est pas fondamentalement différente, ce qui permet d'admettre avec AUBOUIN (in DERCOURT et coll., 1977) que les Dinarides s.l. constituent une entité unique depuis le Nord de la Yougoslavie jusqu'à la transversale d'Isparta en Asie Mineure, comprenant les Dinarides s.s., les Hellénides, l'arc Egéen et la Taurus Lycien (fig. 1).

Sans entrer dans le détail sur les différents modèles actualistiques qui ont été présentés (DERCOURT, 1970; BERNOULLI & LAUBSCHER, 1972; BOCCALETTI et al., 1974; MERCIER et al., 1975; AUBOUIN et al., 1977; BONNEAU, 1982) pour expliquer la structure et l'évolution des Dinarides s. l., on peut indiquer que les grandes lignes de l'histoire géologique de cette région ont été les suivantes:

à la fin du Paléozoïque un vaste continent peut-être unique, en tout cas rassemblant, soudés entre eux, tous les continents actuellement connus: la Pangée. La Pangée laissait entre Laurasia au Nord et Gondwana au Sud, un vaste domaine dépourvu de croûte continentale, de forme triangulaire, ouvert vers l'Est. Ce domaine correspondait à un océan maintenant disparu: la Paléotéthys (la Téthys des temps paléozoïques). Par opposition à celui de Paléotéthys, le terme de Téthys désigne la Téthys mésozoïque (BERNOULLI & LEMOINE, 1980) ou "Téthys de la reconquête" (AUBOUIN et al., 1980), laquelle s'est ouverte à l'Est à côté ou au sein de la Paléotéthys, et à l'Ouest au contraire, au sein du continent de la Pangée. La limite entre ces deux branches, orientale et occidentale, correspond à un bloc continental qui semble représenter une sorte de "promontoire" ou "éperon" septentrional du continent africain: le bloc Apulo-adriatique ou apulien.

* Άνοιγμα και τεκτονική αναστροφή της Ιονίου λεκάνης (Ήπειρος, Ελλάδα).

** Laboratoire de Géologie Historique, Département de Géologie, Université d'Athènes, Panepistimiopolis, 15784, Athènes.

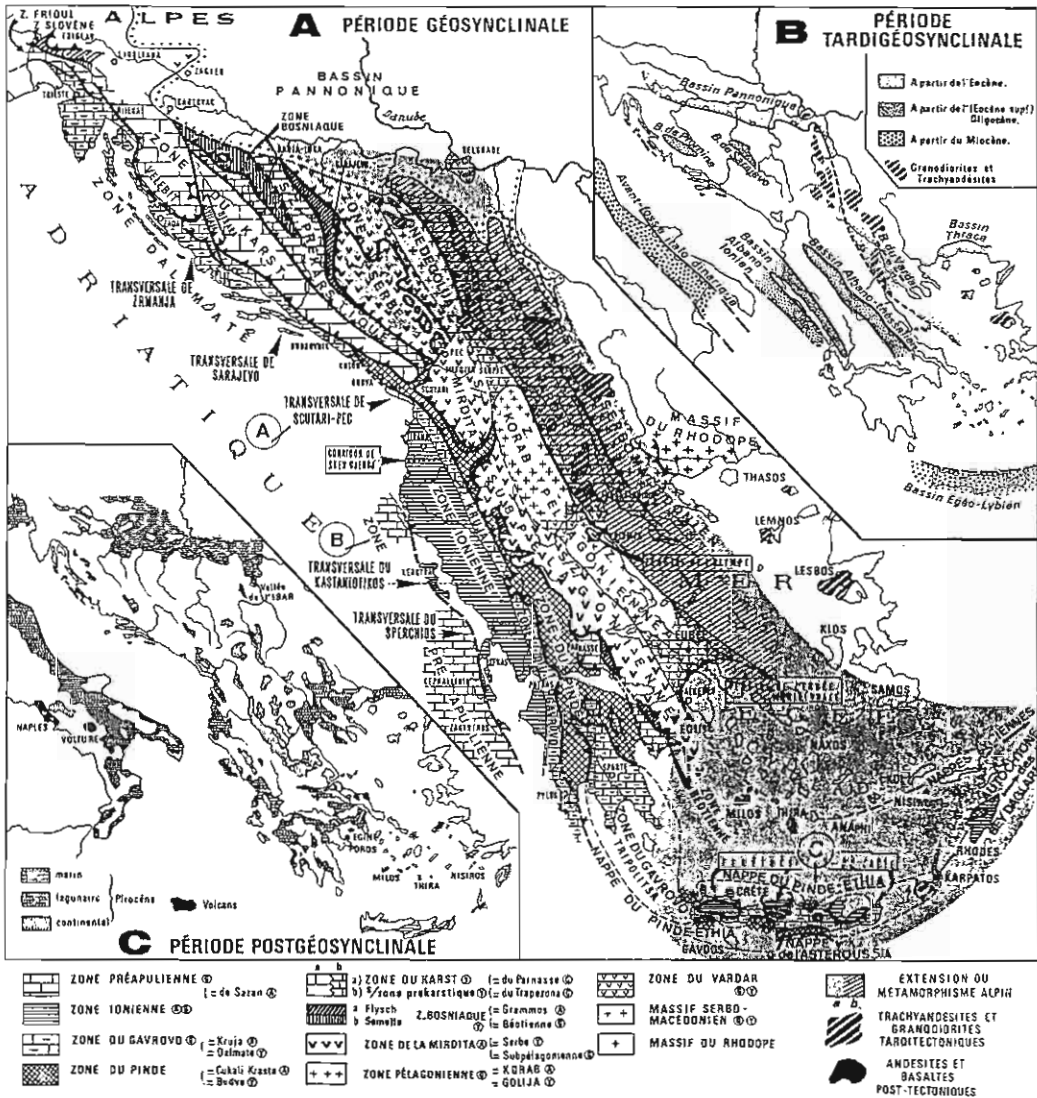


Fig. 1. Esquisse paléogéographique et Structurale des Dinarides (d'après AUBOUIN 1973).

La naissance de l'Atlantique Sud (AUBOUIN et al., 1980) repousse l'Afrique et l'Amérique du Sud vers les continents septentrionaux: la Téthys entre en compression entre Amérique du Nord et Amérique du Sud d'une part, entre Gondwana et Eurasie d'autre part; ce qui se traduira d'abord par une subduction du domaine océanique téthysien puis par la collision des continents qui limitent celui-ci: la Téthys entre en orogénèse.

Cependant la fermeture de la Téthys se fait de sorte que la marge sud de la Téthys reste passive, tandis que la marge nord passe très tôt (dès le Lias supérieur, FOUR-

QUIN, 1975; ARGYRIADIS, 1978) en une marge active qui envahit progressivement l'ensemble de la Téthys pour atteindre la marge sud-téthysienne et mettre en contact les deux marges (AUBOUIN, 1973; RICOU et al., 1975). Dans les Hellénides ces deux marges ont été mises en contact peut être dès le Crétacé inférieur, et dans l'ensemble du domaine (des Hellénides à l'Iran) au Crétacé supérieur (cicatrisation de la Téthys océanique).

Les Hellénides sont classiquement divisées (depuis BRUNN, 1956), en zones isopiques internes (Pélagonienne, Maliaque, Vardar, massif Sebro-Macédonien et du Rhodope) affectées par une tectogenèse anté-cénozoïque, et en zones isopiques externes (apulienne, préapulienne ou Paxos, ionienne, Gavrovo-Tripolitza, Pinde-Olonos, Parnasse, béotienne) affectées par une tectogenèse seulement à partir de l'Eocène (affectant toutefois toutes les Hellénides, internes et externes). Cette définition "paléotectonique" ne pose pas des problèmes pour les zones externes, mais il n'est pas de même pour les zones internes dont la complexité de l'histoire conduit à des interprétations divergentes et à une instabilité de la nomenclature.

Cette étude porte sur une partie externe des Hellénides: la zone ionienne. Cette zone qui sera étudiée en détail en Epire (Grèce continentale, fig. 2a) comporte une série stratigraphique comprenant au-dessus des formations évaporitiques (Trias) des calcaires néritiques qui passent au Lias moyen-supérieur à des sédiments pélagiques (essentiellement carbonatés) qui poursuivent jusqu'à la fin de l'Eocène (RENZ, 1955; AUBOUIN, 1959; IGRS-IFP, 1966). Elle est donc une zone à valeur de sillon à partir du Lias moyen-supérieur jusqu'à l'Eocène supérieur (fig. 2b).

II. LE SUJET DE L'ETUDE

Le sujet de ce travail est la tectonique de failles listriques et de block-faulting, ainsi que l'histoire sédimentaire qui l'accompagne lors de l'individualisation du sillon ionien au Lias.

Ce sujet a été partiellement abordé lors des travaux de l'IGRS-IFP (1966) en Epire. C'est à ce moment qu'a été faite allusion à l'existence des failles syngénétiques liasiques. Cependant, ce point ne fut alors que l'un des aspects traités. Les progrès accomplis depuis dans la connaissance des bassins et de leurs marges, et aussi dans l'aspect sédimentologique et stratigraphique de ces types de séries permettaient certainement d'aller plus loin dans l'interprétation de cet épisode pour l'ensemble de la zone ionienne.

Les buts et les méthodes de cet travail ont donc été les suivants:

1) l'établissement d'une nouvelle répartition paléogéographique des différents faciès ioniens, au Lias-Malm, et si possible une reconstitution précise du réseau de failles de cette époque;

2) une réévaluation de la nature et de l'ampleur de la tectonique tertiaire;

3) une interprétation des phénomènes tectoniques au niveau des évaporites basales et du substratum anté-liasique.

Ce travail s'appuie avant tout sur une étude précise de terrain qui comporte:

– une analyse stratigraphique fine afin de déceler les variations d'épaisseur des formations, en même temps qu'une analyse sédimentologique et biostratigraphique (Ammonites, Radiolaires), et la recherche systématique des lacunes et des discordances;

– la consultation des forages et profils sismiques disponibles.

Le présent travail est l'essentiel d'une étude que j'ai entreprise depuis 1984.

III. APERCU HISTORIQUE DE LA CONNAISSANCE DE LA ZONE IONIENNE

Les premiers géologues à aborder l'Épire sont BOUE (1840) et VIQUESNEL (1842-1844), puis NEUMAYER (1880).

PHILIPPSON (1895-1897) a mis en évidence la structure d'ensemble de l'Épire et de la Grèce.

RENZ (1903-1946) a établi les bases de la stratigraphie de la Grèce occidentale. Ses travaux ont fait l'objet de nombreuses publications, synthétisées dans un considérable ouvrage posthume (1955). Malheureusement comme nous le montreront on ne peut pas toujours se fier à ses déterminations. De plus, le manque de figures le rend très difficile à utiliser.

BRUNN (1956) a abordé le premier dès 1938 l'étude systématique de ces régions encore fort mal connues et a publié une carte au 1/200000 s'étendant principalement sur le Pinde septentrional, la Macédoine occidentale et le massif du Tymphé (Épire) avec ses dépendances.

AUBOUIN (1959) a abordé en détail la partie orientale de l'Épire et a précisé stratigraphie et tectonique de la zone du Gavrovo, de la zone ionienne et de la zone pré-apulienne; son ouvrage est fondamental pour la géologie de l'Épire.

IGRS-IFP (1966). Les auteurs de ce travail ont fait une étude très détaillée dont les résultats étaient fondamentaux. C'est la raison pour laquelle l'Épire et généralement la zone ionienne de la Grèce continentale sont restés depuis longtemps à l'écart des recherches ultérieures en Grèce. Le travail est accompagné d'une magnifique carte au 1/100000.

On peut citer aussi à la même époque le travail de BERNOULLI & RENZ (1970) en Épire et celui de l'équipe de BP (1971) en Akarmanie. Le premier a apporté certaines précisions sédimentologiques et stratigraphiques sur les formations du Lias supérieur-Malm; le deuxième a mis l'accent sur un rôle prédominant des évaporites à la tectonique de l'Akarmanie; il est accompagné d'une carte géologique détaillée au 1/100000.

Dans la dernière décennie la zone ionienne fait l'objet de nombreuses études dans le cadre des nouvelles connaissances sur les bassins et leur destin. Ces travaux seront cités largement dans les chapitres du texte correspondants.

STRATIGRAPHIE

I. LE TRIAS

A. LES EVAPORITES ET FORMATIONS ASSOCIEES

On ne connaît pas dans la zone ionienne de Grèce continentale, ni à l'affleurement ni dans les sondages effectués jusqu'aujourd'hui, de terrains plus anciens que les évaporites (surtout gypse) et formatins associées ("brèches Triasiques" s. infra). Ces formations ne présentent généralement une stratification et dans tous les cas elles apparaissent fortement tectonisées. Elles sont aussi manifestement injectées dans certains cas le long de failles ou de chevauchements; ces injections peuvent recouvrir des terrains beaucoup plus récents (Burdigalien p.ex.). Les forages surtout de Paxos et d'Akarmanie (IGRS-IFP, 1966) ont démontré que les gypses et formations associées affleurent normalement sous une série dolomitique dont les niveaux supérieurs ont pu être datés du Lias inférieur à moyen, et une épaisseur importante d'anhydrite-sel gemme

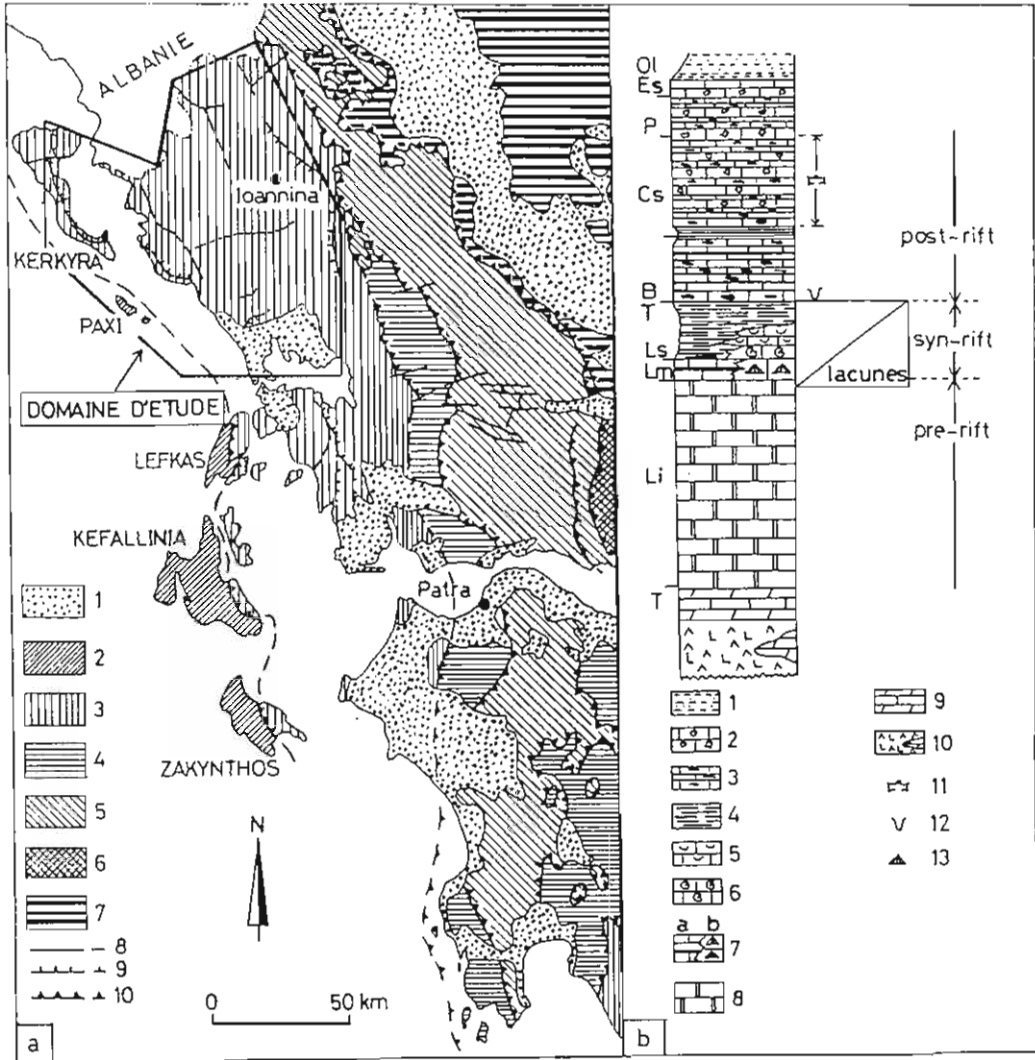


Fig. 2a. Esquisse structurale de la partie occidentale de la Grèce continentale: 1: formations discordantes post-tectoniques; 2: zone Préapulienne; 3: zone ionienne; 4: zone de Gavrono-Tripolitza (les «phyllades» sont considérés comme la soubassement des carbonates de Tripolitza); 5: zone du Pinde-Olonos; 6: zone du Parnasse; 7: zones internes indifférenciées; 8: faille majeure; 9: chevauchement; 10: charriage.

Fig. 2b. Collone lithologique représentative de la zone Ionienne: 1: flysch; 2: lithoclastes; 3: calcaires à silex; 4: schistes à Posidonies indifférenciés (inférieurs et supérieurs); 5: calcaires à filaments; 6: Ammonitico rosso; 7: calcaires de Siniais (a) et de Louros (b); 8: calcaires de Pantokrator; 9: calcaires de Foustapidima; 10: évaporites; 11: Globotruncana; 12: Calpionelles; 13: Brachiopodes; T: Trias; L (Li, Lm, Ls): Lias (inférieur, moyen, supérieur); Jt: Jurassique terminal; Ci: Crétacé inférieur; Cs: Crétacé supérieur; P: Paléocène; Es: Eocène supérieur; Ol: oligocène inférieur.

alternant avec des bancs de dolomies et de calcaires. Les affleurements des gypses étaient dans le passé généralement rapportés au Pliocène ou au Messinien (première carte géologique de la Grèce au 1:500000, 1950). BORNOVAS (1960) a suggéré l'âge anté-Carnien des évaporites se basant sur des observations détaillées dans l'île de Leukas, et dès lors tous les auteurs ont généralement accepté cet âge. C'est récemment que les gypses ont été datés plus directement par la découverte de Foraminifères du Trias inférieur et moyen dans les dolomies intercalés dans les gypses aux environs du lac Ziros (POMONI-PAPAIOANNOU & TSAILA-MONOPOLIS, 1982) et au sud de Valanidhorrachon (DRAGASTAN et al., 1985).

1. Description et répartition des affleurements

Le gypse se présente à l'affleurement toujours associés à une série complexe des "brèches triasiques" (IGRS-IFP, 1966). En surface on ne trouve jamais la forme anhydrite, qui est de règle dans les forages (IGRS-IFP, 1966). On exploitait autrefois du sel gemme associé à du gypse à Monolithi sur le flanc orientale du Xerouvouni. L'absence du sel gemme aujourd'hui à l'affleurement est due probablement à sa solubilité très élevée.

J'ai étudié la formation des évaporites, au flanc oriental de la colline de Vritsela, à une distance d'environ 1 km à WNW du pont de Kalamas. A cet endroit (voir carte géologique, au 1:50000 e, feuille Filiates de l'IGME) le gypse occupe la partie centrale de la colline de Vritsela et les "brèches triasiques" la partie périphérique de la colline. Les échantillons prélevés tant dans cet endroit qu'en d'autres localités de l'Épire n'ont révélé ni microfaune ni microflore. La lithologie des ces formations est la suivante:

- Le gypse se présente à l'affleurement sous forme microcristalline ou en paillettes, blanc à grisâtre avec des trainées contournées noirâtres ou rouges, en masses confuses dans les brèches et cargneules. On peut distinguer deux types lithologiques; gypse massif et gypse massif stratifié avec des rares intercalations de dolomies.

En lame mince on observe aussi deux types lithologiques:

- *premier type*, il s'agit d'un gypse secondaire (surtout albatre) avec quelques reliques d'anhydrite. On peut aussi observer des porhyroblastes de gypse secondaire sous-forme de larges cristaux anhédraux ou euhédraux, dispersés dans une matrice composée de gypse finement cristallisé (albatre);

- *le deuxième type* montre en lame mince des cristaux d'albatre présentant la même orientation. Par endroits on observe des inclusions dolomitiques en cristaux de dolomicrosparite dispersés ou en fragments. Selon POMONI-PAPAIOANNOU & TSAILA-MONOPOLIS (1982), la structure fluidale est secondaire, résultant de la redistribution du matériel sulphaté préexistant, pendant les phases de la diagenèse tardive. Il est probable que l'orientation des cristaux soit due à des phénomènes tectoniques tertiaires.

Dans les deux types la matrice pédogénétique de "host rock" commence à obtenir la structure grumeleuse ("clotted structure") caractéristique de caliche. Ceci va croissant au fur et à mesure qu'on se rapproche des "brèches triasiques".

- Les "brèches triasiques" constituent une série complexe composée essentiellement de brèches calcaréodolomitiques et de cargneules, et accessoirement de calcaires cavernaux dolomitiques bleutés ou noirâtres, de plaquettes de dolomie rousse, de fragments de calcaires sublithographiques noirs, d'argiles noires à niveaux dolomitiques. On n'y observe généralement aucune stratification, sauf dans certains horizons où s'intercalent des dolomies noires présentant une certaine stratification (colline d'I-

goumenitsa p.ex.). Des échantillonnages effectués en plusieurs endroits (au Nord de Seleukia et au voisinage oriental de Filiates, à l'Ouest de Delvinakion etc.) ont partout montré en lame mince les mêmes caractéristiques:

- les éléments (clastes) et la matrice de brèches et de cargneules sont de nature carbonatée. Les éléments avaient initialement une composition dolomitique et ont subi ultérieurement une dédolomitisation comme la montrent certains clastes qui préservent leur composition initiale. La quasi-totalité des éléments dédolomitisés présente des restes de rhomboèdres dolomitiques. Les éléments qui ont conservé leur composition dolomitique initiale et souvent même ceux qui sont dédolomitisés, présentent une structure grumeleuse due à la concentration de restes micritique dans le centre des rhomboèdres de dolomie. Les cavités de cargneules résultent de la dissolution épigénétique des éléments initiaux (la dissolution de certains éléments est totale). La dissolution commence par la périphérie des éléments et avance progressivement vers le centre. Les cavités de dissolution sont remplies épigénétiquement la plupart des fois par du matériel carbonaté qui forme le ciment. Les murs des cavités sont soulignés par des oxydes de Fer qui separent les différentes phases de précipitation à l'intérieur de chaque cavité. La matrice correspond la plupart de fois au faciès de caliche qui présente tous les stades de calichification (caliche "rhizolithique", caliche massive, caliche pisolitique) et on observe par endroits des fragments de *Microcodium*: organisme problématique qui pourrait correspondre, soit à des algues, des bactéries, ou des actinomycètes (ESTEBAN 1973, CHAFETZ & BUTLER 1980); soit à la calcification de l'intercroissance symbiotique de thallophytes avec les parties extérieures de cellules de racines (KLAPPA 1978).

POMONI-PAPAIIOANNOU (1980) a observé dans le même endroit des cristaux d'anhydrite ou de gypse pseudomorphosés par la calcite. Les cristaux de calcite lenticulaire observés dans certains éléments ont été attribués à des pseudomorphoses de gypse à texture probablement noduleuse. Dans tous les cas les cristaux de la calcite et d'anhydrite préexistants ont été considérés comme résultant du remplacement des sédiments dolomitique non consolidés.

L'âge triasique de ces brèches n'a jamais été prouvé paléontologiquement, étant donnée qu'aucune faune n'y a été trouvée jusqu'aujourd'hui. Cette formation avec celle du gypse ont été indirectement attribuées par IGRS-IFP (1966) au Trias du fait de leur rapport stratigraphique avec les calcaires de Foustapidima dont l'âge carnien (s. infra) était connu depuis RENZ (1925).

- Les "calcaires de Foustapidima" ont été définis par RENZ (1925) à Kerkyra (au cap (Akra) Kommeno où il les avait datés du Carnien, par la présence de *Cardita gumbeli* PICHLER associée à: *Mysidia cf. orientalis* BITTNER, *Megalodon* sp., *Ostrea* sp. Récemment DRAGASTAN et al. (1985) ont découvert dans ces calcaires près du village de Messopotamos une association de Foraminifères et d'Algues (fig. 3 c) qui assigne aux calcaires de Foustapidima un âge ladinien-carnien.

La coupe que je décrirai ci-dessous permet, d'une part de montrer l'existence d'une nouvelle formation intercalée tectoniquement entre les calcaires de Pantokrator et les calcaires sous jacents de Foustapidima, et d'autre part de préciser l'extension stratigraphique des calcaires de Foustapidima, montrant que ces calcaires incluent également le Norien-Rhétien.

2. Coupe de Scoupa Rema (fig. 3)

A une distance d'environ 2 km au N-NW du village de Morphon (zone ionienne externe), au lieu-dit Scoupa Rema, en descendant la série, d'Ouest en Est (fig. 3), on observe (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1990):

-a: calcaires de Pantokrator à faciès typique (calcaires à Algues, s. infra). Ces calcaires –dont le pendage est difficile à estimer– affleurent largement vers l'Ouest et contiennent principalement *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA et *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) du Lias inférieur à moyen;

-b: 10 à 12 m de calcaires bréchiqes souvent recristallisés à matrice calcaréodolomitique et à clastes de 1-50 cm dont la plupart en lame mince montrent un faciès typique du Pantokrator à:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), *Thaumatoporella* sp., Textulariidae, Ataxophragmidae et Ostracodes. Ce niveau correspond probablement à une brèche tectonique;

-c: 15 à 17 m d'argiles calcaires de couleur jaune à brunâtre sans fossiles. L'étude microscopique montre que la partie supérieure est composée d'une roche terrigène à minéraux argileux, agrégats quartzeux, oxydes de Fer abondants, débris de roche volcanique et dolomie; la partie inférieure s'enrichit en calcaires et dolomies bréchiqes recristallisés à ciment microcristallin. Le contact de ce niveau avec les calcaires sous-jacents est probablement tectonique;

d: 8 m de calcaires de Foustapidima; calcaires sublithographiques noirs en petits bancs, avec d'abondantes sections de Lamellibranches apparaissant en blanc sur le fond noir de la roche. Les couches présentent une direction NNW et plongent de 30°-40° vers l'W-SW.

En lame mince on observe un calcaire micritique riche en:

Megalodon sp., Gasteropodes, fragments d'Echinodermes, Ostracodes, *Serpoula* sp., et Foraminifères:

Aulotortus friedli (KRISTAN-TOLMAN) (= *Involutina gaschei*), *Angulodiscus* sp., *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, *Tolypammia gregaria* WENDT, *Galeanella panticae* ZANINETTI & BRONIMANN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, *Agathammina ? inconstans* (MICHALIK, JENDREJAKOVA & BORZA), *Glomospirella* sp., *Globochaete* sp., Coprolithes, Nodosariidae, ainsi que des sections d'insertae sedis.

L'analyse micropaléontologique (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1990) de cette faune, place ce niveau des calcaires de Foustapidima dans le Norien-Rhétien.

On passe ensuite par contact tectonique aux "brèches triasiques": brèches calcaréodolomitiques comprenant des cargneules, des calcaires caverneux dolomitiques bleutés ou noirâtres, des plaquettes de dolomie rousse et des fragments de calcaires sublithographiques noirs. Ces brèches affleurent sur une épaisseur d'environ 10 m, puis elles sont cachetées par le Quaternaire et enfin se retrouvent au contact des calcaires de Pantokrator par faille normale.

Remarque:

Il est important de souligner ici que Dr. G. KAUFFMANN (in KARAKITSIOS, 1979; p. 64) remarque que les calcaires de Foustapidima d'Igoumenitsa (Epire) et de Corfou, contiennent une faune de Conodontes comparable en proportion (seulement *Epigondolella abneptis* et quelques rares "Conodontes à dents en rangées") et en com-

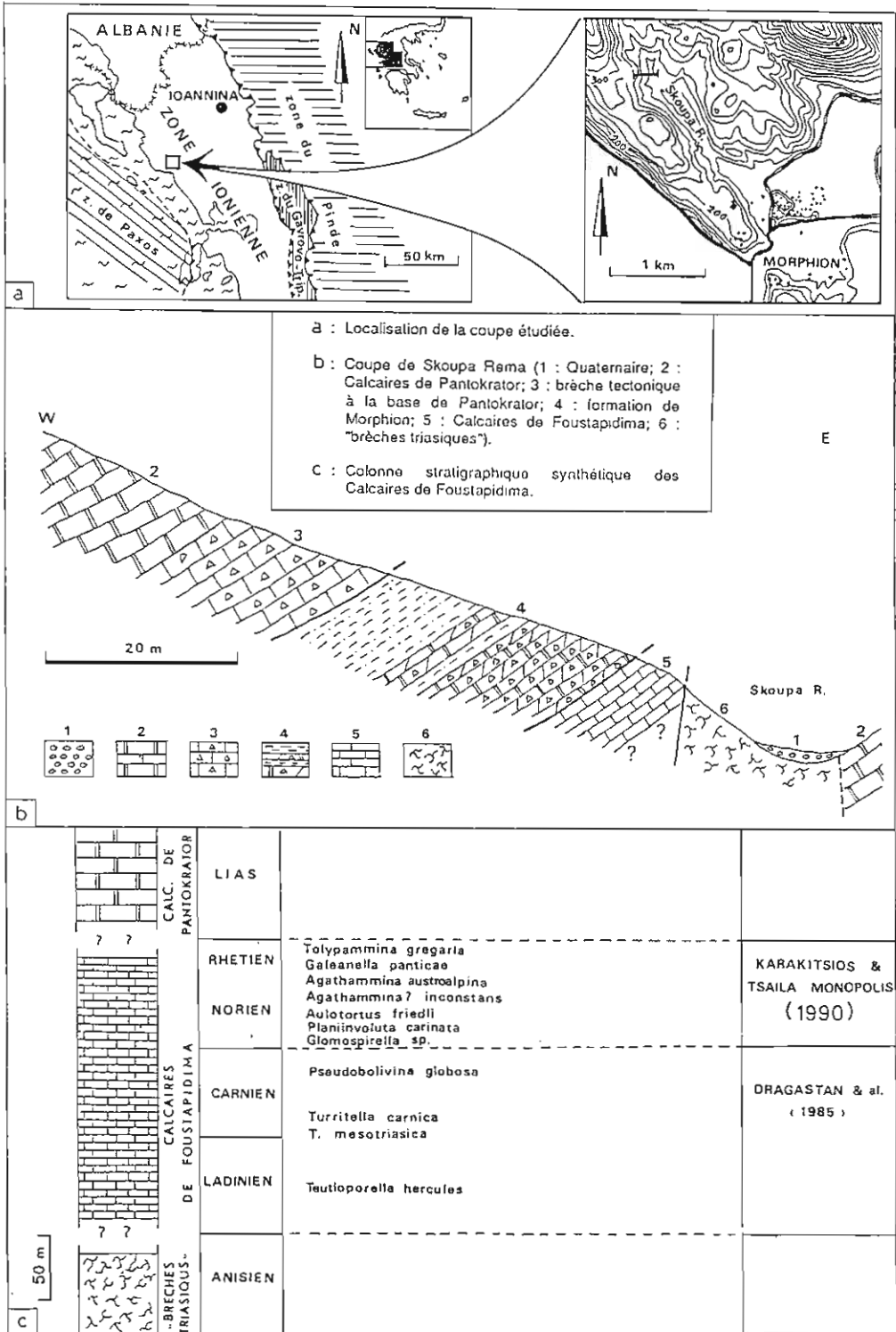


Fig. 3. Coupe de Skoupa R.ema.

position avec celle déterminée dans la formation de Ravdoucha (Carnien supérieur-Norien supérieur) de la série de Tripolitza en Grèce.

Conclusions

La coupe de Scoupa Rema démontre:

– l'existence, à la base des calcaires de Pantokrator d'un niveau bréchique à ciment en général cristallin et à éléments provenant essentiellement de calcaires de Pantokrator. Son origine semble être tectonique. Ainsi, cette même brèche quand elle affleure au sein de la masse des calcaires de Pantokrator (p. ex. à l'est du village de Margariton), correspond probablement à des cisaillements locaux affectant la série ionienne;

– la présence d'une nouvelle formation –appelée "*formation de Morphion*" (KARAKITSIOS et al. 1990)– intercalée tectoniquement entre les calcaires de Pantokrator (en haut) et les calcaires de Foustapidima (en bas). Elle est composée essentiellement par d'argiles calcaires. Cependant la présence de fragments des roches volcanique dans cette formation a une signification particulière, étant donné qu'elles n'ont jamais été signalées dans la série ionienne. Quand à l'âge de cette formation –mis à part l'âge des formations qui l'encadrent tectoniquement– nous ne disposons pour le moment d'aucune donnée stratigraphique. Il faut toutefois noter qu'il existe des roches volcaniques dans les niveaux du Trias supérieur de la zone adjacente de Tripolitza en Péloponnèse (couches de Tyros; K TENAS, 1924, 1926) et en Crète (Formation de Ravdoucha; KARAKITSIOS, 1979);

– les calcaires de Foustapidima sous-jacents aux calcaires de Pantokrator –par l'intermédiaire de la formation de Morphion– contiennent des Foraminifères du Norien-Rhétien. En tenant compte des faunes observées dans les calcaires de Foustapidima dans d'autres localités de l'Épire, par RENZ (1955) et DRAGASTAN et al. (1985), on peut, d'une part attribuer leur ensemble –dont l'épaisseur est estimée supérieure de 200 m (IGRS-IFP, 1966)– au Ladinien-Rhétien, et d'autre part de placer le niveau observé dans cette coupe dans la partie supérieure (fig. 3c).

– les calcaires de Pantokrator sont plus récents que la faune trouvée dans les calcaires de Foustapidima (cf. supra), qui se situe dans l'intervalle Norien-Rhétien, mais pourrait aussi bien être d'âge Norien inférieur que Rhétien.

Il est ainsi établi pour la zone ionienne une série stratigraphique continue qui va du Ladinien jusqu'au Burdigalien. Le passage vertical des calcaires de Foustapidima vers les évaporites et "brèches triasiques" associées demeure un problème ouvert, dont la solution cependant est très difficile, sinon impossible, à cause du décollement de la série carbonatée ionienne au niveau des évaporites (BP, 1971; JENKINS, 1972). Nous retrouvons le même problème dans les niveaux stratigraphiques équivalents de la zone de Marche et d'Ombrie qui correspond à la zone ionienne hellénique dans l'Appennin septentrional (AUBOUIN, 1959; BERNOULLI et JENKINS, 1974).

3. Considérations sur l'âge des évaporites et formations associées

Les seules données directes sur l'âge des évaporites (essentiellement gypse) proviennent des dolomies incluses dans la masse du gypse sous forme, soit des lentilles, soit des fragments.

POMONI-PAPAIOANNOU & TSAILA-MONOPOLIS (1983) ont décrit dans ces dolomies des Foraminifères du Trias inférieur à moyen.

DRAGASTAN et al. (1983) citent dans des séquences de dolomicrites et calcaires micritiques qui constituent des passages latéraux aux évaporites, des Foraminifères du Spathien (Scythien supérieur).

Par conséquent on peut conclure que l'âge des évaporites est au moins en partie Trias inférieur à moyen.

4. Extension géographique des évaporites et formations associées

Les évaporites et formations associées accompagnent dans la même position stratigraphique et tectonique tous les affleurements de la zone ionienne non métamorphique de la Grèce: Akarnanie (BP, 1971), Péloponnèse NW (FLEURY, 1980; THIEBAULT, 1982). La "série de Trypali" est très probablement (KARAKITSIOS, 1987) le prolongement des ces formations dans la zone métamorphique ionienne du Péloponnèse et de Crète; leur position tectonique différente par rapport à l'Épire est probablement due à l'allochtonie extrême des Hellénides au niveau du Péloponnèse et de Crète.

On les retrouve aussi dans les séries homologues de la zone ionienne du domaine périadriatique (zone de Gargano, des Marches et d'Ombrie, etc.).

5. Conditions de sédimentation

Les forages effectués dans la zone ionienne (IGRS-IFP, 1966; BP, 1971; ESSO Hel., AGIP –in NIKOLAOU, 1986–) ont montré que l'épaisseur des dépôts évaporitiques (gypse et sel) est supérieure à 3500 m à Filiates-1, à 2200 à Astakos-1, à 1500 m à Aitolikon-1. Par contre le forage de Paxos-1 effectué dans la zone de Paxos (préapulienne) a montré au-dessous de sédiments du Jurassique supérieur une épaisseur de dépôts évaporitiques supérieur de 1400 m (intercalations de niveaux d'anhydrite dans des calcaires liasiques), tandis que le forage de Zakynthos-1 dans la même zone est arrêté après avoir traversé 500 m de calcaires du Jurassique moyen-inférieur. D'autre part le forage de Filiatra-1 effectué à l'ouest du Péloponnèse par ESSO Hel. a traversé des calcaires crétacés de faciès plutôt pélagiques, puis une série calcaire compréhensive très épaisse (3000 m) et enfin au-dessous des dolomies du Jurassique supérieur, 135 m (jusqu'à la fin du forage) d'une alternance de dolomies et d'anhydrite. Pour ce dernier forage il y a de doutes en ce qui concerne l'appartenance des couches traversées à la zone de Gavrovo ou à la zone de Paxos; pour THIEBAULT (1982) par exemple seulement les 600 premiers mètres du forage appartiennent à la zone de Gavrovo, et les restes appartiennent à la zone de Paxos. A mon avis la série traversée par ce forage pourrait correspondre, soit à une zone de transition entre la zone de Gavrovo et la zone ionienne, soit à la zone de Paxos (préapulienne). En tout cas les forages montrent bien la grande épaisseur des évaporites (cette épaisseur ne représente en aucun cas l'épaisseur initiale du bassin d'évaporation qui est certainement moindre; les forages ont été faits sur des zones anticlinales où les phénomènes de diapyrisme et de bourrage des évaporites est la règle).

L'existence d'une série analogue dans la zone de Paxos (préapulienne) –où les évaporites montent plus haut dans la série et s'intercalent avec les dolomies dans les calcaires (liasiques)– en Italie, dans le Gargano (CARISSIMO et al., 1963) et le domaine toscano-ombrien (CIARAPICA et al., 1987) et en Yougoslavie, montre qu'une vaste bassin d'évaporation existait dans toute la région. Les milieux sédimentaires modernes ne livrent pas d'exemple de bassin évaporitique aussi grand. Les évaporites actuelles sont surtout liées à des lagunes (p.ex. *sabkhas* cotières d'Afrique du Nord) ou deltas. Sans essayer de chercher, parmi les différents hypothèses sur le type de bassin (KENDALL, in WALKER, 1984) pouvant conduire à la genèse des grandes séries évaporitiques, cel-

le qui correspond le mieux à la série évaporitique de la zone ionienne, je ferai les remarques suivantes:

– les dolomies intercalées dans le gypse montre que les sédiments initiaux ont été accumulés comme CaCO_3 et ont subi une dolomitisation pénécotemporaine de type sabkha, due au rapport élevé de $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ dans les solutions interstitielles à cause de la précipitation du gypse. Ce type de dolomitisation est un phénomène de diagénèse précoce, pénécotemporaine de la sédimentation (SHEARMAN, 1966; KINSMAN, 1969). La dolomite remplace les sédiments qui ne sont pas encore lithifiés comme le montre la texture qui préserve cette procédure. Ce phénomène, se réfère à une situation générale de plate-forme carbonatée et évaporitique ou à un complexe de sabkha cotier, en conditions de basse énergie. Un tel milieu a été proposé par POMONI-PAPAIIOANNOU (1983, 1985) pour les évaporites de la zone ionienne et par CIARAPICA et al. (1987) pour le dépôt de la formation des "Anidriti di Burano" dans l'Apennin septentrional. Selon ces auteurs, dans les zones protégées, des tidal-flats se sont développés, avec des tapis algaires et des laminites mixtes, produits par l'action des marées. Durant les périodes d'émersion prolongée, des cristaux de gypse pouvaient précipiter à l'intérieur des sédiments. Ces cristaux en condition d'extrême aridité, se déshydrataient en formant des nodules d'anhydrite (chicken wire), comme il s'en produit actuellement dans les sabkha cotières (Golfe persique, SHEARMAN, 1963; KINSMAN, 1964, 1966). Dans les zones subtidales lagunaires, dans lesquelles dominaient les processus de decantation, des boues carbonatées se sont déposées, massives ou laminées, emprisonnant les restes des rares organismes capables de survivre en conditions hyperhalines. Dans les plus ouvertes, des barres oolithiques et bioclastiques se sont formées, dont le sable pouvait être transporté à l'intérieur de la lagune sous l'effet de courants de marée, et redéposé dans des zones de plus basse énergie. La formation des ooides était probablement favorisée par les hautes salinités, aussi en l'absence d'une énergie particulièrement élevée. Dans ce complexe de plate-forme évaporitique, il est aisé d'imaginer la présence de bassins cotiers fermés, dans lesquels le gypse pouvait précipiter dans des conditions sous-marines; l'existence d'un tel sous-environnement particulier explique l'importante quantité de sulfates et le faible pourcentage de carbonates, qui peuvent difficilement se déposer dans des conditions inter-supratidales (milieu de sabkha s.s.). L'identification du gypse primaire sous-marin n'est pas possible, car tout le gypse primaire s'est transformé en anhydrite, avant ou pendant l'enfouissement;

– les variations de faciès en profondeur entre le sel et l'anhydrite (forages de Paxos et d'Akarnanie) montrent que le bassin présentait des irrégularités;

– les calcaires de Foustapidima marquent la fin des conditions favorables à la précipitation des sulfates dans le domaine ionien et l'installation d'une sédimentation plus franchement marine;

– les intercalations de niveaux d'anhydrite dans les calcaires du Lias de la zone de Paxos (préapulienne) –et probablement le même dans la marge externe de la zone de Gavrovo (si le forage de Filiatra-I représente ce domaine)– indiquent que des conditions lagunaires y ont persisté alors que dans la zone ionienne se formaient des calcaires à Algues (calcaires de Pantokrator).

B. LE PROBLEME DE LA GENESE DES "BRECHES TRIASIQUES"

Le problème de la génèse des brèches et carneules associées aux séries évaporitiques soumises à des phénomènes de diapirisme, dépasse les limites étroites de la zone

ionienne et il demeure non résolu, et largement débattu par de nombreux auteurs scientifiques travaillant dans la chaîne alpine. Néanmoins, il y a des hypothèses sur la formation de ces roches dans la zone ionienne:

D'après IGRS-IFP (1966) les "brèches triasiques" semblent s'être formées de la façon suivante: lors des injections diapiriques, les intercalations calcaires, dolomitiques ou marneuses de la série salifère se transforment en une brèche tectonique à ciment de sel et d'anhydrite; les actions météoriques de surface transforment l'anhydrite en gypse, et dissolvent partiellement le gypse, totalement et sel, laissant au-dessus des diapirs une croûte bréchoïde.

D'après POMONI-PAPAIOANOU (1980) les "brèches triasiques" ne sont pas formées initialement dans le bassin de sédimentation; la bréchification est de nature épigénétique, résultant de l'exposition aérienne lors des injections diapiriques, des sédiments évaporitiques. La calcite remplace les cavités résultant de la dissolution des sulfates, formant ainsi des brèches dolomitiques à ciment de calcite.

En conclusion, les phénomènes décrits par les deux hypothèses précédentes, pourrait rapprocher plus de la réalité sur la genèse des brèches et cargneules associées aux évaporites de la zone ionienne. D'ailleurs les différents types de caliche observé dans les brèches triasiques (résultant des différents stades d'avancement de calichification) sont à la faveur d'une origine post-orogénique de ces formations.

II. LA PLATE-FORME CARBONATÉE DU JURASSIQUE INFÉRIEUR

A. LES CALCAIRES DE PANTOKRATOR

Les calcaires de Pantokrator ont été défini originellement par PARTSCH en 1887 au mont Pantokrator à Kerkyra (Corfou), mais étaient placés dans le Crétacé. RENZ en 1904, après les avoir attribués au Trias supérieur-Lias moyen, conserva la même terminologie.

PHILIPPSON et STEINMANN (1894), puis RENZ (1913) et AUBOUIN (1959) ont décrit une faune de Brachiopodes dans des calcaires attribués aux calcaires de Pantokrator de la vallée du Louros, entre Kato (Hani) Kouklessi et le pont de Klissoura.

RENZ (1955) citait couramment dans les calcaires de Pantokrator de toute la zone ionienne la présence de *Gyroporella vesiculifera* GUMBEL, il avait aussi décrit une faune des Polypiers triasiques à Corfou et au cap Stylo en Albanie. Il considérait ainsi que ces calcaires débutaient dans le Trias supérieur.

AUBOUIN (1959) a signalé la présence constante dans les calcaires à Algues de Pantokrator, de *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, Dasycladacée caractéristique du Lias inférieur à moyen. Il a contesté la détermination des "Gyroporelles" citées constamment par RENZ, et a conclu que rien n'indique avec certitude que ces calcaires débutent dans le Trias supérieur.

BORNOVAS (1964) a distingué trois horizons dans les calcaires de Pantokrator, attribuant la faune de Brachiopodes du Lias moyen citée par RENZ (1955) dans l'île de Lefkas, à l'horizon supérieur des calcaires de Pantokrator.

Les auteurs d'IGRS-IFP (1966) ont confirmé les observations de AUBOUIN (1959).

1. Coupe de Vathy (Tsambali) (fig. 4, 11A)

Le village de Vathy (Tsambali) dans la partie orientale de la vallée du Louros (Fig. 4) est construit sur les calcaires de Vigla. Immédiatement au-dessus du village, viennent par faille (Fig. 4):

* 40 m de calcaires de Pantokrator gris-blanc massifs, cristallins ou microcristallins, et de calcaires graveleux à ciment cristallin, riches en Algues, Lamellibranches (Megalodon) et Gasteropodes. Ces calcaires ont été échantillonnés tous les 5 à 7 mètres; l'observation en lame mince a montré qu'il s'agit de (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1988) calcaires formés de "Bindstone"/"Grainstone" composés d'Algues: *Porostromata* (*Cayeuxia* sp.), *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Ils contiennent aussi des Foraminifères: Valvulinidae, Valvulinidae "à siphon columellaire", Lituolidae indét., *Trocholina* sp., Lagenidae, Ammodiscidae et *Trochammina* sp., ainsi que des débris de macrofossiles (Gasteropodes, Lamellibranches), des Ostracodes et des coprolithes de Crustacés.

L'étude de microfaciès montre que les oncoïdes ont un noyan soit à débris de macrofossiles, soit à Algues; les peloides proviennent d'une micritisation de divers constituants allochimiques (Algues, Foraminifères). Les niveaux inférieurs de ces calcaires présentent des cavités fenestrées, remplies de géopétales de sparite, qui indiquent une exposition subaérienne précoce, caractéristique d'une zone vadose.

En continuité stratigraphique sur les calcaires de Pantokrator viennent les "calcaires de Louros" (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1988) que je détaillerai dans le chapitre suivant.

2. Considérations sur l'âge des calcaires de Pantokrator

Les calcaires de Pantokrator de la coupe de Vathy (fig. 4) représentent les niveaux supérieurs de cette formation (derniers 40mètres). Cependant tous les échantillonnages effectués à différents niveaux à l'intérieur de la formation dans les cas où elle apparaît sur des grandes épaisseurs (plus que 700 m) dans toute la zone ionienne n'ont donné que le même faciès et le même contenu fossilifère avec les niveaux de Pantokrator observés dans la coupe de Vathy. La base des calcaires de Pantokrator a été placée par RENZ (1955) dans le Norien, d'une part par la présence de *Gyroporella vesiculifera* GUMBEL, d'autre part parce qu'il avait daté les calcaires de Foustapidima (sous-jacents aux calcaires de Pantokrator) du Carnien, à cause de la présence de *Cardita gumbeli* PICHER. Les "Gyroporelles" citées par RENZ n'ont jamais été retrouvées (AUBOUIN, 1959; BORNOVAS, 1964; IGRS-IFP, 1966; KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1988); en outre, comme je l'ai déjà montré, les calcaires de Foustapidima sous-jacents aux calcaires de Pantokrator sont noriens-rhétiens (s. supra). *Les "Gyroporelles" citées par RENZ correspondent probablement aux Dasycladacées liasiques, comme cela a été suggéré par AUBOUIN (1959).*

Les Algues reconnues dans les calcaires de Pantokrator sont les suivantes: *Porostromata* (parmi d'autres *Cayeuxia*), *Dasycladaceae* (*Palaeodasycladus mediterraneus*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*).

Une association semblable a été décrite dans les formations de Pantokrator par AUBOUIN (1959) et IGRS-IFP (1966) en Epire et par FLUGEL (1983) à Corfou.

Cette association permet en conclusion de dater l'essentiel des calcaires de Pantokrator du Lias inférieur à moyen (la répartition stratigraphique de *Palaeodasycladus mediterraneus* englobe le Lias inférieur et moyen; son existence au Toarcien ne semble jamais avoir été prouvée, mais cet étage est difficile à identifier lorsqu'il se présente avec un faciès de plate-forme (BASSOULET et al., 1978).

3. Épaisseur des calcaires de Pantokrator

On observe très rarement une certaine stratification dans les calcaires de Pantokrator, ainsi l'absence de pendage et la difficulté d'observation de leur contact stratigraphique avec les formations sous-jacentes du fait de la tectonique tangentielle et en plus l'absence de repères lithostratigraphiques de ces calcaires, empêchent de mesurer avec certitude leur épaisseur. En de rares points seulement on peut se faire une idée de l'épaisseur des calcaires de Pantokrator; par exemple dans la région du Louros l'affleurement de ces calcaires laisse supposer une épaisseur supérieure à 800 m, tandis que dans la région de Delvinaki elle semble être supérieure à 1100 m.

4. Conditions de sédimentation

L'étude de microfaciès des calcaires de Pantokrator montre qu'ils sont formés de "Bindstone"/"Grainstone", composés essentiellement d'Algues. Ces calcaires ont subi une diagénèse vadose qui indique une exposition subaérienne de certaines parties de la plate-forme. Leur faciès correspond donc à *un milieu de sédimentation d'une plate-forme interne très confinée à la limite de l'émersion (milieu intertidal). Il s'agit d'une plate-forme carbonatée type bahamien.*

Pendant le dépôt des calcaires de Pantokrator la zone ionienne correspond au domaine moyen-occidental d'une vaste plate-forme carbonatée, qu'on peut prolonger jusqu'à la marge orientale du domaine de Gavrono-Tripolitza étant donné que la zone du Pinde a été déjà différenciée depuis le Trias moyen et peut être même inférieure (AUBOUIN, 1959; SCANDONE, 1971; CARON, 1975). Cependant, vers l'ouest du domaine ionien, pendant la même époque, le domaine de Paxos (préapulien) continue à se référer à une situation générale de plate-forme carbonatée et évaporitique ou à un complexe de sabkha cotier, en conditions de basse énergie, c'est-à-dire à une situation analogue à celle qu'occupait le domaine ionien avant le dépôt des calcaires de Pantokrator. On peut donc accepter que le domaine de Paxos se différencie à partir du Lias inférieur.

La vaste plate-forme carbonatée du Lias inférieur à moyen au niveau des hellénides trouve ses homologues dans les autres domaines périadriatiques (calcaires Massiccio de l'Apennin septentrional etc.).

B. LE PROBLEME DE LA DOLOMIE

RENZ (1955) avait attribué les dolomies qu'il avait observées entre les calcaires de Pantokrator et les calcaires de Foustapidima à la formation de l'"Hauptdolomit". Il avait placé cette "formation" dans le Norien inférieur, selon les âges qu'il attribuait aux formations encadrantes.

AUBOUIN (1966) avait remarqué que la dolomitisation montait à des hauteurs différentes dans les calcaires liasiques. Il a considéré que cette dolomitisation était pour une grande partie, secondaire, puisqu'on pouvait reconnaître parfois la structure du calcaire graveleux, voire oolithique, originel.

L'équipe de l'IGRS-IFP (1966) a constaté des variations très importantes dans le front de dolomitisation qui peut remonter par endroits jusqu'au Sénonien (gorge d'Aoos), tandis qu'ailleurs il reste plus de 1000 m de calcaires liasiques non affectés par la dolomitisation (unité de Margarition) et en certaines localités le passage des cal-

caires bréchiques caverneux ("brèches triasiques") aux calcaires de Pantokrator est direct (au Sud de l'unité de Margariton), et même un forage a montré que la série du Trias supérieur-Lias peut être entièrement calcaire. Ils concluent que les dolomies ne forment pas un horizon continu et les fantômes de gravelles et d'Algues qu'on y observe montrent, qu'il s'agit d'une dolomie secondaire, ainsi le terme "Hauptdolomit" de RENZ doit être abandonné.

J'ai déjà montré dans le premier chapitre que les calcaires de Pantokrator passent vers le bas par l'intermédiaire de niveaux peu épais aux calcaires de Foustapidima qui montent jusque dans un certain niveau de l'intervalle Norien-Rhétien. *En conséquence il n'y a pas l' "Hauptdolomit" du Norien inférieur définie par RENZ.* Les dolomies en effet ne forment pas un horizon continu, mais elles sont dues à une dolomitisation secondaire qui peut affecter presque n'importe quel niveau de la série ionienne.

Sans entrer à fond sur le problème de la dolomitisation secondaire, il est toutefois nécessaire de faire certaines remarques:

– la précipitation de dolomite s'effectue essentiellement de manière indirecte dans les conditions de la géodynamique externe. On peut distinguer deux cas:

a- lors de la diagenèse précoce, il s'agit surtout d'une précipitation secondaire de protodolomite peu ordonnée, localement décrite dans les milieux cotiers (PURSER, 1980), ainsi que sur les marges continentales à sédimentation relativement lente (< 50 cm/1000 ans) et riche en matière organique (> 0.5 % C org.) (BAKER et BURNS, 1985);

b- au cours de la diagenèse plus tardive, la dolomitisation est pratiquement indépendante des lithofaciès, recoupe les unités sédimentaires, est massive ou localisée, peut se développer le long des discontinuités sédimentaires et parfois être guidée par les structures tectoniques;

– le problème de la dolomitisation secondaire est incontestablement lié à la répartition latérale et verticale des dolomies. En effet la dolomie monte plus haut dans la série ionienne dans les deux domaines marginaux de la zone ionienne. Ainsi à l'Est la dolomie atteint les calcaires de Vigla dans le Mitsikeli et le Xerovouni, le Crétacé dans le Tymphé occidental et la zone de Gavrovo. Du même à l'Ouest, dans l'île de Kerkyra la dolomie atteint le Dogger, dans la région de Parga et de Sivota (Mourtos) et dans la zone de Paxos (préapulienne) les calcaires de Vigla. On observe donc une certaine symétrie de répartition déjà signalée par les auteurs de l'IGRS-IFP (1966). Les domaines de transition de la zone ionienne vers les zones adjacentes de Gavrovo et de Paxos correspondent à des hautes-fonds ou des talus pendant le Secondaire. Ces domaines sont pourtant caractérisés par une subsidence importante accompagnant les épaisses accumulations de sédiments, fournissant probablement les conditions favorables à la formation de dolomie.

III. LE PASSAGE D'UNE PLATE-FORME CARBONATÉE A UN BASSIN A SÉDIMENTATION PELAGIQUE (LES FORMATIONS SYN-RIFT)

A. LES CALCAIRES DE SINIAIS

1. Introduction

RENZ (1955) avait reconnu en quelques points de l'Épire des calcaires lités. Dans les couches de passage de ces calcaires vers l'Ammonitico Rosso sus-jacent du Toar-

rien, il avait signalé dans la presqu'île de Paganía (en Épire nord-occidentale) et sur le revers SE du massif du Psili Rachi (en Akarmanie nord-occidentale), une faune d'Ammonites domériennes des zones à *Pleuroceras spinatum* et *Amaltheus margaritatus*. Les mêmes calcaires ont été ensuite observés par AUBOUIN (1959) en continuité stratigraphique sur les calcaires de Pantokrator et sous le Lias supérieur (Ammonitico Rosso) dans les unités du Louros, de Margariti, de Parga et dans le Souli. KOTTEK (1966) a retrouvé dans la même localité (Paganía) et dans le même niveau stratigraphique (couches de passage vers l'Ammonitico Rosso) des Ammonites de même âge que celles citées par RENZ.

Ces calcaires ont été étudiés par l'équipe de l'IGRS-IFP (1966) sous le terme *calcaires de Siniais*, adopté ensuite par tous les auteurs ultérieurs. L'équipe de l'IGRS-IFP (1966) les a décrits comme calcaires lités sublithographiques à Radiolaires et silex, remarquant des variations importantes et rapides de leur épaisseur, allant de 150 à 3 mètres dans l'unité de Louros. IGRS-IFP n'a pas cependant distingué sur la carte géologique au 1:100000 les calcaires de Pantokrator de calcaires de Siniais.

Les auteurs de B.P. (1971, p. 22) en Akarmanie, n'ont pas formellement distingué les équivalents des calcaires de Siniais et des calcaires de Pantokrator. Ils remarquent toutefois, que dans peu de coupes, les calcaires sommitaux du "Carbonate Group" sous-jacents à l'Ammonitico du Lias supérieur, tendent à être microgrenus et finement lités à rares nodules siliceux et à faune de Radiolaires. Ils considèrent que ces calcaires ressemblent aux calcaires de Siniais.

2. Description des affleurements

Les calcaires de Siniais sont en général bien développés aux endroits où l'Ammonitico Rosso ou son équivalent latéral les schistes à Posidonies inférieurs sont aussi bien développés. Aux autres localités ils sont, soit moins épais (parfois même absents), soit remplacés par leur équivalent latéral les calcaires de Louros.

a. Coupe au Sud de Ano Kouklessi (fig. 11G)

La coupe est connue depuis IGRS-IFP (1966) et BERNOULLI & RENZ (1970). Dans la partie sud du flanc occidental du "synclinal de Kouklessi" –le terme synclinal qui a été introduit par IGRS-IFP n'est pas correct, en réalité il s'agit d'un monoclin qui présente un épaississement progressif, des formations postérieures aux calcaires de Pantokrator, de l'ouest vers l'est– on observe (fig. 11 G) du sud vers le nord et de bas en haut:

– les derniers mètres des calcaires de Pantokrator à faciès typique à Algues (surtout *Palaeodasycladus mediterraneus*);

– 150 m des calcaires de Siniais: calcaires lités sublithographiques à nodules et bancs de silex. Vers leur sommet on observe des intercalations centimétriques argileux verdâtres et des niveaux des brèches intraformationnelles. Ce niveau contient: des Radiolaires plus ou moins abondants en général calcifiés (non-déterminables), *Globochaete alpina* LOMBARD, *Stomiosphaera asdadensis*, Lagenidae, Ostracodes, débris d'Echinodermes et peut être *Vidalina martana*? FARINACCI.

Dans ce même niveau (dans un des bancs marneux intercalés au sommet des calcaires de Siniais, 2 m sous l'apparition des marnes franches de l'Ammonitico Rosso), l'équipe de l'IGRS-IFP (1966) a cité la microfaune (assez mal conservée) qui a été attribuée au Pliensbachien supérieur. Cependant l'association citée par l'équipe de l'IGRS-

-IFP (1966) peut être attribuée aujourd'hui à l'intervalle Sinemurien supérieur-Toarcien basal (DANELIAN, 1989; KARAKITSIOS, 1990).

En continuité stratigraphique vient l'Ammonitico Rosso marneux du Toarcien (s. infra).

b. Coupe de Toca (fig. 11 H)

Dans la gorge de Toca située au NNW du "synclinal" les calcaires de Siniais présentent une réduction graduelle de l'épaisseur vers l'W-NW. Cette réduction est remarquablement claire à l'affleurement pour les formations sus-jacentes aux calcaires de Siniais et sous-jacentes aux calcaires de Vigla. La coupe de Toca effectuée à une distance d'environ 1.5 Km N-NW de Ano Kouklessi a montré que les calcaires de Siniais présentent une épaisseur de l'ordre de 100 m; tous leurs niveaux sont identiques à ceux de la coupe de Kouklessi, outre que les intercalations argileuses observées dans les horizons de la coupe de Kouklessi, ne sont pas présents ici.

c. Coupe de Kaisa (fig. 17 N)

Dans cette coupe effectuée à l'Est de Kaisa (fig. 17 N) les calcaires de Siniais présentent une épaisseur supérieure à 80 mètres. Ils se présentent sous leur aspect courant (calcaires lités sublithographiques à Radiolaires et silex); cependant dans les bancs calcaires de leur partie moyenne j'ai pu observer des Brachiopodes.

Sur les calcaires de Siniais vient en continuité stratigraphique l'Ammonitico Rosso marneux.

Coupe complémentaire

Dans le but d'observer comment se présentent les différents faciès ioniens vers le sud de l'Epire, j'ai effectué lors d'un court voyage en Akarnanie la coupe suivante:

d. Coupe d'Astakos

Les calcaires de Siniais et l'Ammonitico Rosso marneux sus-jacent affleurent sporadiquement sur la côte occidentale d'Akarnanie. Le long la route menant de Mitikas à Astakos, au lieu dit Asprogiali, j'ai pu observer parallèlement à la route, la succession suivante:

- plus que 40 m de calcaires de Siniais observables sur l'affleurement. Ils se présentent macroscopiquement à première vue, avec leur aspect courant d'une alternance de bancs calcaires et de lits de silex. L'observation attentive montre cependant que les bancs calcaires sont composés par un calcaire gris-blanc oolithique riche en Brachiopodes de type "*calcarigrigi*"; en lame mince ces calcaires présentent un faciès à calcaire oolithique contenant une microfaune de Foraminifères indentique à celle des "calcaires de Louros" (s. infra);

3. Conditions de sédimentation

Les calcaires de Siniais montrent tant par leur composition lithologique (alternance de calcaires et de silex) que par leur contenu faunistique (Radiolaires, rares Ostracodes et Foraminifères) une sédimentation pélagique calme qui n'implique cependant pas une mer profonde. La disparition des Algues constamment présentes dans les cal-

caires sous-jacents de Pantokrator, indique néanmoins, là où se déposent les calcaires de Siniais, un approfondissement (IGRS-IFP, 1966). Les calcaires de Siniais marquent donc par leur dépôt le début de l'individualisation du sillon ionien.

4. Considérations sur l'âge des calcaires de Siniais

On dispose de très peu de données sur l'âge des calcaires de Siniais. La seule donnée directe est la microfaune recoltée par les géologues de l'IGRS-IFP (1966) dans le sommet de cette formation. L'association citée peut être considérée comme datant la fourchette d'âge Sinemurien supérieur-Toarcien basal.

Des Ammonites domériennes (zones à *Margaritatus* et *Spinatum*) ont été citées par RENZ (1955) à Paganía (en Epire nord-occidentale) et à Psili Rachi (en Akarmanie nord-occidentale) dans les couches de passage des calcaires lités quelque peu marneux, situés au-dessus des calcaires de Pantokrator, vers l'Ammonitico Rosso du Toarcien. Ces Ammonites ont été retrouvées par KOTTEK (1966) à Paganía. *Cependant, GUEX (1973) dans une synthèse sur la zonation du Toarcien inférieur dans les séries méditerranéennes croit que les Ammonites figurées par KOTTEK (1966) comme domériennes, sont des formes appartenant au Toarcien inférieur (zone à *Serpentinus*).*

Au cours d'un court voyage à Paganía j'ai pu observer: quelques mètres d'Ammonitico Rosso (calcaires noduleux verdâtres à rougeâtres) du Toarcien reposant sur des calcaires ne correspondant pas du tout au faciès des calcaires de Siniais. Il s'agit des calcaires gris-blancs en gros bancs sans silex exprimé, dont la partie supérieure est traversée par plusieurs joints d'encroûtement brunâtres, centimétriques (repetés chaque 10 à 20 cm en moyenne) disposés parallèlement à la stratification; ces joints correspondent très probablement à des hard-grounds repetés. Ces calcaires attribués aux calcaires Siniais (IGRS-IFP), correspondent probablement à des calcaires transitoires condensés entre calcaires de Siniais et Ammonitico Rosso.

En conséquence les données paléontologiques, permettent de conclure que les calcaires de Siniais se sont déposés avant le Toarcien inférieur (âge de la base de l'Ammonitico Rosso sus-jacent) et donc pendant le Lias moyen, sans plus de précision.

B. LES CALCAIRES DE LOUROS (nouvelle formation)

1. Introduction

L'équipe de l'IGRS-IRP (1966) considérait que, dans la vallée du Louros ainsi qu'à d'autres endroits de l'Epire, les calcaires de Siniais n'existaient pas entre calcaires de Pantokrator et Ammonitico Rosso; les calcaires de Pantokrator étaient alors considérés comme directement suivis par l'Ammonitico Rosso ou les formations qui lui succèdent. Dans les lignes qui suivent, il sera montré que:

– une nouvelle formation, appelée *calcaires de Louros* (KARAKITSIOS & TSAI-LA-MONOPOLIS, 1988) s'intercale stratigraphiquement entre les termes précédents et que ces calcaires sont un équivalent latéral des calcaires de Siniais;

– les Brachiopodes cités par les auteurs précédents (PHILIPPSON & STEINMAN, 1894; RENZ, 1913, 1955; AUBOUIN, 1959) n'appartiennent pas aux calcaires de Pantokrator mais aux calcaires de Louros et qu'ils n'avaient sans doute pas de signification biostratigraphique précise.

2. Description des affleurements

Les calcaires de Louros définis dans une publication récente (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1988) ont été étudiés de part et d'autre de la Vallée du Louros (zone ionienne moyenne-orientale). Ces calcaires se distinguent difficilement à l'affleurement des calcaires de Pantokrator. Par contre leur distinction microscopique est plus facile.

a. Coupe de Vathy (Tsambali) (fig. 4, 11 A)

Cette coupe est la continuité vers le haut de la coupe homonyme du chapitre II-A-1. Sur les calcaires de Pantokrator en continuité stratigraphique viennent les calcaires de Louros:

- 60 mètres de calcaires composés de "Grainstone"/"Packstone" à peloides formés par une micritisation secondaire de divers constituants allochimiques, oncoides et intraclastes essentiellement de fossiles (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS, 1988): *Involutina liassica* (JONES), *Trocholina umbo* FRENTZEN, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Ophthalmidium* cf. *carinatum* (LEISCHNER), *Ophthalmidium martanum* (FARINACCI), *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Ammobaculites* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Sigmoilina* sp., *Reophax* sp., *Robuloides?* sp., *Trocholina* sp., *Ophthalmidium* spp., Lagenidae, Ammodiscidae, Lituolidae indet., Textulariidae (?), Valvuliniidae;

fragments d'Echinodermes, Ostracodes, Gasteropodes, spicules et débris de Spongiaires, entroques et Lamellibranches (Lithiotis);

Ils contiennent aussi de nombreux Brachiopodes et des Ammonites (surtout dans la partie supérieure) qui ont été étudiés en détail dans les coupes de Klissoura (s. infra).

Au-dessus vient l'Amonitico Rosso du Toarcien que je détaillerai dans le chapitre IV.

b. Coupe à l'Est de Klissoura (fig. 8, 10, 11 B)

Les calcaires de Louros sont observés du côté de la gorge de Klissoura, pour une épaisseur d'environ 20 mètres, et sont ensuite couverts par des éboulis. Leur sommet est affecté par deux paléofailles (cf. tectonique) de rejet métrique à l'intérieur desquelles ont été développés des filons sédimentaires (fig. 7) qui traversent les calcaires de Louros dans toute leur épaisseur observable (s. infra). Le sommet des calcaires de Louros en cet endroit est très riche en Brachiopodes et Ammonites. Trois Ammonites ont pu être dégagées et déterminées:

- deux mètres avant le sommet:

Protogrammoceras dilectum FUCINI du Carixien moyen-supérieur

- dernier mètre:

Arietoceras gr. *algovianum* (OPPEL), "*Arietoceras*"? *ugdunelai* (FUCINI), *Protogrammoceras* s.l. du Domérien moyen

Au-dessus viennent des calcaires noduleux jaunes (Ammonitico Rosso) contenant des Ammonites du Toarcien inférieur.

En allant vers l'Ouest j'ai pu observer que les sédiments au-dessus des calcaires de Louros se réduisent et passent à des faciès différents (s. infra). A une distance d'environ 400 m de la coupe précédente j'ai levé la coupe suivante:

c. Coupe au Sud de Klissoura (fig. 11 C)

La coupe située à une distance d'environ 500 m au sud du village de Klissoura (fig. 8, 10, 11 C), commence dans les niveaux sommitaux des calcaires de Pantokrator présentant leur faciès typique à Algues (*Palaeodasycladus mediterraneus*). On passe ensuite aux calcaires de Louros qui comportent:

- 20 m de calcaires micritiques ("Grainstone"/"Packstone") riches en brachiopodes associés à des Ammonites (très difficiles à dégager et petites); ils contiennent aussi des Foraminifères, fragments d'Echinodermes, spicules et débris de Spongiaires, entroques (la même association que dans la coupe de Vathy). Parmi les fossiles recoltés dans les niveaux supérieurs de ces calcaires (derniers 4 mètres), ont été déterminés:

Brachiopodes:

Zeilleria mutabilis (OPPEL), *Spiriferina gryphoidea* UHLIG, *Phymatothyris rheumatica* (CANAVARI), *Propygope (nucleata) aspasia* (MENEHINI), *Pisirhynchia retroplicata* (ZITTEL), *Phymatothyris cf. cerasuhum* (ZITTEL);

Ammonites:

Protogrammoceas gr. dilectum FUNCINI du Carixien moyen-supérieur

Vers leur sommet ces calcaires sont marqués par l'existence de *filons sédimentaires* qui sont remplis par une brèche jaune-brunâtre composée d'une matrice de calcaire micritique à petits filaments et spicules de Spongiaires et à éléments calcaires dont la plupart montrent des sections d'Ammonites associées à rares filaments, Radiolaires et spicules de Spongiaires. Puis viennent 4 m de sédiments pélagiques que je détaillerai dans le chapitre IV, sur lesquels reposent en discordance les calcaires de Vigla (fig. 6).

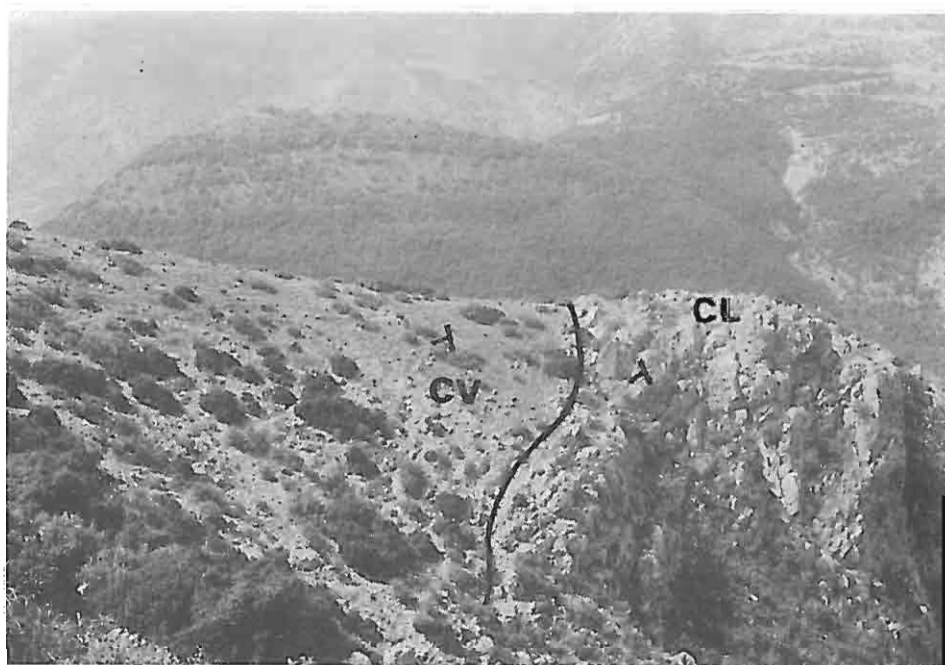


fig. 6. Les calcaires de Vigla (CV) en discordance sur les calcaires de Louros (CL) - dont le sommet contient des Ammonites du Carixien - par l'intermédiaire d'environ 4m des sédiments pélagiques (Klissoura).

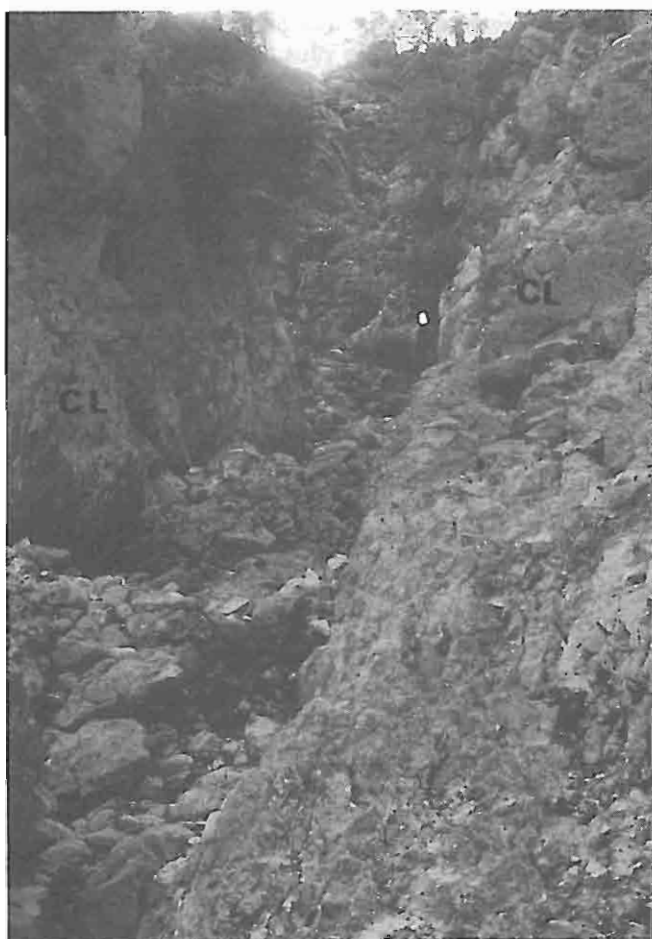


Fig. 7. Filon sédimentaire au sommet des calcaires de Louros (CL) développé à l'intérieur d'une faille normale synsédimentaire d'âge Toarcien-Kimmeridgien. (Klissoura).

d. Coupe entre la galerie et le pont de Klissoura (fig. 8; 10, 11 D)

Cette coupe située à peu près 800 m au NW de la coupe précédente (une cinquantaine de mètres à l'est de la galerie de la route nationale Athènes-Ioannina), montre la succession suivante:

– plus que 15 m de calcaires de Louros observables sur l'affleurement. Ils sont particulièrement riches en Brachiopodes, Lamellibranches et entroques. Parmi les fossiles recoltés à côté du pont de Klissoura ont été déterminés:

Brachiopodes:

Phymatothyris rheumatica (CANAVARI), *Pisirhynchia retroplicata* (ZITTEL), *Nucleata (Propygope) aspasia* (MENEHNI), *Phymatothyris cf. cerasuhum* (ZITTEL), *Plectothyris (?) fimbrioides* (DESLONCHAMPS) et Lamellibranches pélagiques

– 4 m de calcaires marneux massifs que je détaillerai dans le chapitre IV.

e. Discussions paléontologiques

De la description lithostratigraphique des coupes étudiées, ainsi que de la microfaune et macrofaune observée (fig. 5) on peut tirer les observations suivantes:

– les Foraminifères reconnus dans les calcaires de Louros ne permettent pas d'attribuer (KARAKITSIOS & TSAILA-MONOPOLIS) un âge plus précis que l'intervalle Lias inférieur à moyen.

– la plupart des *Brachiopodes* découverts et déterminés dans les calcaires de Louros se rencontrent dans les faciès calcaires du Lias moyen téthysien: Trentin-Haut Adige, Appenins, Sicile (Trapani au Sud de Messine), et Hongrie (Bakony).

J.H. DELANCE qui a déterminé les brachiopodes des calcaires de Louros écrit dans ses commentaires:

“Ces brachiopodes se trouvent, notamment, dans les descriptions des faunes classiques des “*Calcarei Grigi*”: Balino (VACEK, HAAS), Sospirolo (UHLIG, DAL PIAZ, DE TONI), et près de Cortina d'Ampezzo (BOSE & SCHLOSSER). Mon impression est que cette petite faune a des affinités certaines avec les faunes des “*Calcarei Grigi*”. Certains auteurs récents considèrent, apparemment à la suite de BERNOULLI, que les “*Calcarei Grigi*” représentent un dépôt de plate-forme de type bahamite. D'après ce que j'ai trouvé dans la littérature (C. BROGLIO LORIGA) cette formation comprend trois membres et son âge irait de l'Hettangien au Domérien pour le membre supérieur lequel correspond aux Calcaires à Lithiotis (=membre de Rotzo). Il est vraisemblable que plusieurs faunes d'âges différents ont été recoltées et décrites à l'intérieur de cette formation. Ceci donne une importance certaine à votre découverte, dans la faunule, d'une ammonite déterminée car on possède ainsi un jalon sûr pour la datation des associations des brachiopodes”.

– en effet l'Ammonite recoltée était associée aux Brachiopodes:

Zeilleria mutabilis (OPPEL), *Spiriferina gryphoidea* UNGLIG, *Phymatothyris rheumatica* (CANAVARI), *Propygope (nucleata) aspasia* (MENEHINI), *Pisirhynchia retroplicata* (ZITTEL), *Phymatothyris cf. cerasulum* (ZITTEL);

cette Ammonite a été déterminée comme: *Protogrammoceras dilectum* FUCINI du Carixien moyen-supérieur. L'association correspondante est donc du Carixien moyen-supérieur, et par conséquent le sommet des calcaires de Louros dans la coupe de Klissoura est du même âge.

– parmi les Ammonites recoltées dans l'extrême sommet des calcaires de Louros dans la coupe de Klissoura –associées aussi à des Brachiopodes (qui ne sont pas encore déterminés)– ont été déterminées les formes suivantes:

Protogrammoceras gr. dilectum du Carixien moyen-supérieur

Arietoceras gr. algovianum, “*Arietoceras*”? *ugdunelai*, *Protogrammoceras* s. l., qui sont toutes des formes du Domérien moyen.

L'analyse de micro et macrofaune observée dans les calcaires de Louros, permet en conclusion, d'une part de dater leur ensemble du Lias moyen et d'autre part de montrer pour la première fois que leur partie supérieure contient le Carixien moyen-supérieur et avec certitude le Domérien inférieur à moyen.

D'après DOMMERGUES (1987) la connaissance du Lias moyen téthysien ne permet pas une analyse très précise des différenciations paléobiogéographiques, il est cependant possible de distinguer deux provinces, l'une méditerranéenne, l'autre est-pacifique, et dont les affinités des faunes suggèrent des communications aisées entre elles. Dans la *province méditerranéenne* qui nous intéresse surtout ici, les faunes sont actuellement les seules réellement bien connues au sein du grand complexe téthysien. Elle correspond aux confins les plus occidentaux de la Téthys, comprenant des régions situées au Nord de l'Afrique (Maroc, Algérie, Tunisie), les contrées dépendant du bloc apulien (les régions austro-alpines s.l.), les Alpes calcaires méridionales, les Helléni-

des. les Dinarides et les Apennins...) et d'autre part, les chaînes bétiques au Sud de l'Espagne. Ces entités géographiques sont situées au Sud de la déchirure océanique alpine; seules les chaînes bétiques dont la faune est pourtant strictement méditerranéenne sont placées au Nord de cette structure paléogéographique majeure. Le Carixien inférieur méditerranéen est mal connu; les rares observations disponibles suggèrent des faunes dominées par des *Eoderoceratacea* primitifs tels *Coeloceras*, *Metaderoceras*, *Phricodoceras*... Les *Oxynoticeratidae* (*Radstockiceras*) sont sans doute localement abondants et les *Acanthopleuroceratidae* apparaissent probablement déjà.

Dans la partie inférieure du Carixien moyen, les faunes sont dominées par des *Acanthopleuroceratidae* (*Tropidoceras*) ainsi que les *Metaderoceras* et leurs alliés les *Dubariceras*.

Avec la partie terminale du Carixien moyen (sous-zone à Luridum) les faunes méditerranéennes se modifient et l'on voit apparaître brusquement les *Protogrammoceras* et les tout premiers *Dactylioceratidae* (*Reynesocoeloceras*).

Au Carixien supérieur, les peuplements se diversifient mais restent proches de ceux de la sous-zone à Luridum (dominance des *Harporceratinae* et relative abondance des *Dactylioceratidae*).

Au Domérien inférieur, les *Harporceratinae* (*Protogrammoceras* et *Fuciniceras*) occupent une place encore importante au sein des faunes et les *Dactylioceratidae*, en général rares, peuvent même manquer totalement.

f. Conditions de sédimentation

Les calcaires de Louros observés au-dessus des calcaires de Pantokrator typique et au-dessous de l'Ammonitico Rosso du Toarcien-Aalénien (s. infra), comportent un type de faciès bien particulier. Il s'agit d'un "Grainstone"/"Packstone" à peloides et intraclastes, constitués de Foraminifères associés à des Brachiopodes et Ammonites indiquant un milieu de dépôt nettement plus profond que celui des calcaires sous-jacents de Pantokrator. Il s'agit d'un milieu de sédimentation correspondant à une plate-forme externe. Son faciès annonce la subsidence de la plate-forme au niveau du domaine ionien, qui conduira à la différenciation du bassin ionien; la subsidence aboutira à des profondeurs plus importantes, suffisantes pour que le dépôt de l'Ammonitico Rosso soit possible. *L'association de Foraminifères, de Brachiopodes et de petites Ammonites présentes dans la partie supérieure de ces calcaires, montre qu'ils se sont déposés à une profondeur progressivement croissante, se rapprochant dans leur sommet de celle du faciès Ammonitico Rosso.*

g. Corrélations stratigraphiques et paléogéographiques.

Les coupes citées ci-dessus me permettent de faire les remarques suivantes:

a- La faune de Brachiopodes du Lias moyen découverte par PHILIPPSON & STEINMANN (1894), près de Hani (Kato) Kouklessi, dans la vallée du Louros, et retrouvée, tant en cet endroit que dans toute l'unité du Louros, par RENZ (1913) et AUBOUIN (1959), ainsi que celle citée par RENZ (1955) dans l'île de Lefkas, a été considérée par ces auteurs ainsi que par tous les travaux ultérieurs, comme appartenante aux calcaires de Pantokrator. AUBOUIN (1959) cependant avait souligné qu'il n'avait jamais trouvé les niveaux à Algues et ceux dans lesquels existaient les faunes de Brachiopodes associés dans un même gisement fossilifère.

b- J'ai déjà montré que les calcaires de Louros, dans lesquels on observe les Brachiopodes, se trouvent stratigraphiquement au-dessus des calcaires de Pantokrator et au-dessous de l'Ammonitico Rosso ou les formations pélagiques sus-jacentes à ce dernier. Certes les déterminations de Brachiopodes que j'ai observé dans les mêmes endroits, bien qu'ils aient donné le même âge (Lias moyen), n'ont pas donné pour la plupart les mêmes espèces que celles citées dans les travaux antérieurs, ce qui est logique si on tient compte des progrès effectués pendant le temps écoulé dans le domaine de la détermination des Brachiopodes; toujours est il que *les Brachiopodes cités dans tous les travaux antérieurs dans les calcaires de Pantokrator proviennent incontestablement de calcaires de Louros.*

c- Dans le travail de l'IGRS-IFP (1966) deux hypothèses sont formées pour expliquer les variations importantes d'épaisseur (de 150 à 3 mètres) des calcaires de Siniais entre les calcaires de Pantokrator en bas et l'Ammonitico Rosso en haut: soit l'hypothèse d'une variation de subsidence; soit d'une variation latérale de faciès. Sans évidemment pouvoir confirmer si la différence d'épaisseur de calcaires de Siniais est due à une différence de la subsidence (base du faciès Siniais synchrone) ou à un changement de faciès par modification des conditions de sédimentation (base du faciès Siniais diachrone), ils concluent que: "En tout cas les calcaires de Siniais traduisent une sédimentation pélagique calme, analogue à celle du calcaire de Vigla", et "la disparition des Algues semble néanmoins indiquer, là où se dépose le calcaire de Siniais, un léger approfondissement. Ainsi, au Lias moyen, commenceraient peut-être à se différencier des bassins..".

Il devient donc clair que les calcaires de Louros définis (KARAKITSIOS & TSAI-LA-MONOPOLIS, 1988) dans la zone ionienne moyenne entre les calcaires de Pantokrator typiques et l'Ammonitico Rosso, c'est-à-dire aux endroits où les calcaires de Siniais disparaissent, correspondent à un équivalent latéral des calcaires de Siniais. Les localités où sont observés des intercalations de niveaux calcaires à Brachiopodes dans les calcaires de Siniais –citées dans le chapitre précédent (III-A)– observées tant en Epire (Kaitsa) qu'en Akarmanie (Astakos), représentent sans doute des domaines du passage latéral entre les deux faciès.

L'analyse micro- et macropaléontologique a bien montré que les calcaires de Louros ont un âge Lias moyen et que leur sommet contient des Ammonites du Carixien moyen-supérieur et du Carixien moyen-Domérien supérieur dans les coupes: au Sud de Klissoura, et à l'Est de Klissoura respectivement.

Les calcaires de Louros ou des localités de leur passage latéral aux calcaires de Siniais sont observés en d'autres localités de l'Epire:

– à plusieurs endroits, le long de la partie orientale de la vallée du Louros (sur une longueur d'environ 15 km);

– à l'Ouest des coupes étudiées, dans le massif de Souli (Kakkosouli), près du village de Pangrates et à Kaitsa où ils représentent des domaines de passage latéral entre le faciès Siniais et le faciès Louros;

– sur la côte occidentale d'Akarmanie au lieu dit Asprogiali correspondant également à un passage latéral entre les deux faciès.

Je rattache aux affleurements précédents:

– les calcaires microbioclastiques composés de "Packstone" cités par BERNOULLI & RENZ (1970) près de la galerie de Klissoura –entre les calcaires de Pantokrator et l'Ammonitico Rosso– contenant: "*Vidalina martana* FARINACCI, *Frondicularia hexagona* TERQUEM et *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN attribués au Lias moyen probable.

- l'horizon supérieur des "calcaires de Pantokrator" décrit par BORNOVAS (1964) dans l'île de Leukas, composé de Brachiopodes et "Paleothrix".

- avec certaines réserves les calcaires provenant de certaines localités d'Astakos en Akarnanie (BP, 1971; p. 26). Dans ces calcaires les géologues de BP ont observé une microfaune dont assez des Foraminifères sont présents dans les calcaires de Louros de l'Épire. Cependant ces fossiles sont cités sans coupes stratigraphiques et par conséquent leur position stratigraphique n'est pas claire.

Les calcaires de Louros sont donc présents dans toute la zone ionienne de la Grèce et représentent une variation latérale de faciès des calcaires de Siniais.

h. Considérations paléogéographiques concernant les calcaires de Siniais et Louros

Le dépôt de ces deux faciès (Siniais et Louros) marque une étape importante du domaine paléogéographique ionien pendant laquelle ce domaine, commence à évoluer en un bassin à sédimentation pélagique, entre deux domaines qui sont restés néritiques (Apulie et Gavrovo).

Les calcaires de Siniais et de Louros correspondent en conséquence aux premiers sédiments de la série syn-rift du domaine ionien. Ces calcaires marquent l'approfondissement probablement général du domaine ionien. L'observation des calcaires de Louros dans le domaine interne (partie orientale de la vallée du Louros, en Épire) et externe (Leukas, Akarnanie occidentale) de la zone ionienne, implique que le faciès Siniais a occupé la partie axiale du bassin ionien -ainsi créé- et le faciès Louros ses parties bordières. Le début de la différenciation ionienne est dû à la phase distensive du Lias-Dogger caractérisant la marge sud-téthysienne, probablement liée à l'ouverture de l'Atlantique central (cf. BERNOULLI & LEMOINE, 1980; DERCOURT et al., 1985). Les variations d'épaisseur et de faciès, et les lacunes des formations du Lias supérieur-Malm qui ont suivi le dépôt des calcaires de Siniais et de Louros, montrent comme nous allons voir, la particularité de la différenciation ionienne (cf. tectonique).

Les homologues des calcaires de Siniais et de Louros au niveau de l'Apennin central-septentrional (zone Marches et d'Ombrie) constituent la "formation de Corniola" (FARINACCI et al., 1981; CECCA et al., 1990).

IV. LIAS SUPERIEUR A MALM

1. INTRODUCTION

RENZ (1955) a apporté les principales données stratigraphiques sur le Lias supérieur-Malm. Il a pu y distinguer: 1) l'Ammonitico Rosso; une riche faune d'Ammonites lui a permis de l'attribuer au Toaricien-Aalénien; 2) les schistes à *Posidonia bronni*, qu'il a considéré comme équivalent latéral de l'Ammonitico Rosso; 3) les schistes à *Posidonia alpina* GRAS et *Posidonia buchi* ROEMER, attribués au Dogger.

AUBOUIN (1959) a confirmé la plupart des observations de RENZ tout en apportant des nouvelles précisions stratigraphiques par l'établissement de coupes détaillées. Il a placé ainsi les "calcaires en plaquettes à rares silix" (futurs calcaires à filaments de l'IGRS-IFP) dans le Bajocien moyen par la découverte d'une Ammonite recoltée dans leur partie inférieure. Il a attribué au Bajocien supérieur-Bathonien les schistes à *Posidonia alpina* et *Posidonia buchi*.

Les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) ont adopté ou défini pour l'intervalle Lias supérieur-Malm, les formations suivantes: 1) un Ammonitico Rosso, marneux à la base et

essentiellement calcaireux pour le reste, acceptant l'âge qui lui était attribué par RENZ (1955) et AUBOUIN (1959); 2) les schistes à Posidonies inférieurs considérés comme représentant un équivalent latéral de l'Ammonitico Rosso; 3) les calcaires à filaments; 4) les schistes à Posidonies supérieurs, attribués au Bajocien supérieur- Oxfordien. Ils ont également considérés que la répartition de ces formations se fait de sorte qu'on distingue:

– des domaines où la sédimentation est continue sans lacunes et discordances, distinguant dans ce cas deux groupes de répartition:

a- sur les calcaires de Siniais vient la succession: schistes à Posidonies inférieurs –calcaires à filaments– schistes à Posidonies supérieurs ou *zone A* (et *sous-zone A'* dans le cas où les calcaires à filaments tendent à disparaître et les deux niveaux à Posidonies sont confondus);

b- la succession précédente est: Ammonitico Rosso –calcaires à filaments– schistes à Posidonies supérieurs ou *zone B*;

– des domaines où les calcaires de Vigla (s. infra) reposent directement sur les calcaires de Pantokrator, en discordance simple ou angulaire avec localement des lambeaux interposés d'Ammonitico Rosso, de schistes à Posidonies ou de calcaires à filaments ou *zone C*.

BERNOULLI et RENZ (1970) ont contesté l'attribution de la zone "C" à des reliefs émergés, proposée par l'IGRS-IFP, en considérant que cette zone correspond plutôt à des haut-fonds sous-marins sur lesquels il y avait soit une sédimentation condensée, soit une érosion sous marine.

Des travaux plus récents qui ont apporté une meilleure connaissance lithostratigraphique de ces formations, seront cités dans le texte.

2. STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM

Je tenterai de montrer dans ce chapitre que les formations du Lias supérieur-Malm sont organisées en prismes de dépôt et présentent une évolution des faciès et des épaisseurs compatible avec les basculements des blocs successifs sur lesquels elles se sont déposées.

Pour accomplir cette tâche, il est cependant indispensable de présenter un grand nombre de coupes, ce qui sera un peu ennuyant pour le lecteur. Les coupes seront choisies en séries continues de direction plus ou moins transversale par rapport à l'allongement de la zone ionienne (fig. 8); ce qui me permettra de montrer, d'une part les variations d'épaisseur et du faciès des formations du Lias supérieur-Malm, et d'autre part, quand les affleurements le permettent le recouvrement des blocs basculés successifs. Pour des raisons de commodité, j'ai subdivisé la région de l'Epire, d'une part en domaine interne (oriental) et externe (occidental), et d'autre part en domaine méridional et septentrional par rapport au parallèle qui passe approximativement par la ville de Jannina. Cette subdivision n'a pour ce travail qu'un sens strictement géographique.

A. DOMAINE INTERNE MERIDIONAL (Région de la vallée du Louros)

1. Coupe de Vathy (Tsambali) (fig. 4, 11A)

C'est la continuité vers le haut de la coupe homonyme citée dans le chapitre III-B. Elle représente la succession la plus complète des formations du Lias supérieur-Malm dans le domaine oriental de la zone ionienne.

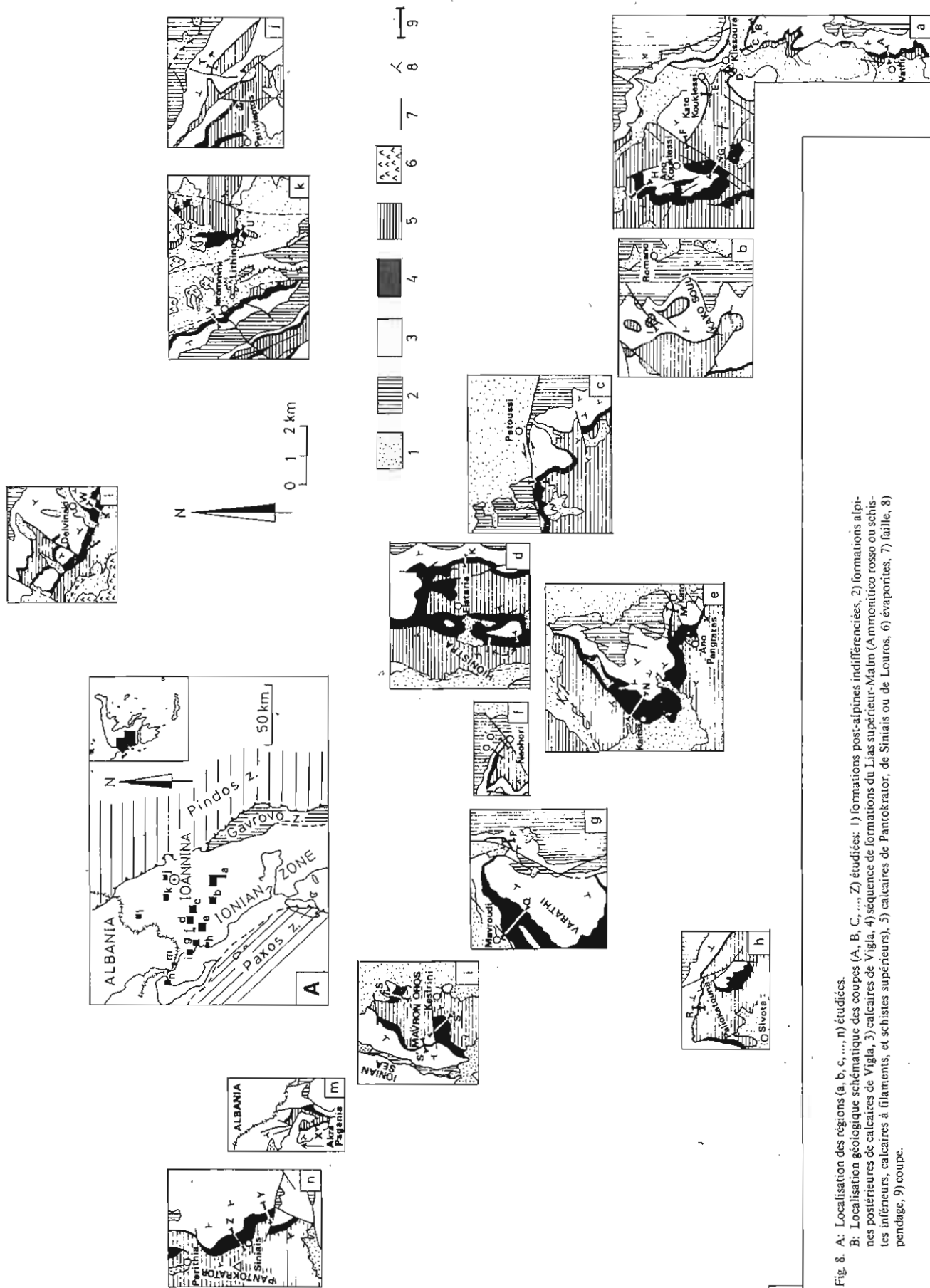


Fig. 8. A: Localisation des régions (a, b, c, ..., n) étudiées.
 B: Localisation géologique schématique des coupes (A, B, C, ..., Z) étudiées. 1) formations post-alpines postérieures de calcaires de Vigla, 2) calcaires de Vigla, 3) calcaires de Vigla, 4) séquence de formations du Lias supérieur-Malm (Ammonitico rosso ou schistes intérieurs, calcaires à filaments, et schistes supérieurs), 5) calcaires de Pantokrator, de Sinitais ou de Louros, 6) évaporites, 7) faille, 8) pendage, 9) coupe.

En continuité stratigraphique sur les calcaires de Louros viennent:

- 12 m d'Ammonitico Rosso: à la base 2 m de marnes bréchiques gris-bleues à verdâtres, et puis jusqu'au sommet des calcaires noduleux jaunes en petits bancs (10-20 cm), avec de minces intercalations de marnes rougeâtres à jaunâtres. La partie inférieure à moyenne de ces calcaires noduleux a livré une douzaine d'Ammonites parmi lesquelles ont été déterminées: *Polyplectus pluricostatus* HAAS, *Lytoceras francesci* OPPEL, *Harpoceras subexaratum* BONARELLI, *Rhymatoceras gr. erbaense* (HAUER), *Phylloceras* sp. de la zone à Bifrons (Toarcien);

- 15 m de calcaires à filaments: il s'agit de calcaires noduleux beige-gris ou beige clair à très rares silex dans la partie inférieure et des calcaires beiges flammés sublithologiques (bancs de 0,5 m en moyen) alternant avec des calcaires pseudo-conglomératiques et des lits de silex jaunes très abondants. Les filaments et les Radiolaires abondent dans toute la série.

Les échantillons siliceux étudiés (provenant des 3 derniers mètres de la partie supérieure) ont livré une faune riche de Radiolaires (fig. 9; 4) bien préservés. Cette faune permet de dater (KARAKITSIOS et al., 1988) le sommet des calcaires à filaments du Callovien.

- 3 m de schistes à Posidonies supérieurs: jaspe jaune verdâtre avec joints argilo-siliceux. Les lits de silex sont riches en Radiolaires calcitisés; les schistes supérieurs réduits dans cette coupe, sont dans des successions comparembles en général beaucoup plus épais (cf. infra);

- les calcaires de Vigla à *Calpionella alpina* viennent au-dessus.

L'épaisseur réduite des schistes à Posidonies supérieurs et l'âge des formations qui l'encadrent indiquent soit une sédimentation condensée, soit une lacune de sédimentation. Aucun indice n'a été trouvé sur cette coupe, néanmoins une centaine de mètres plus au Nord existent des marques d'une érosion sous-marine à la base de schistes supérieurs au niveau de leur contact avec les calcaires à filaments sous-jacents.

Les coupes qui suivent, montrent les variations latérales de formations du Lias supérieur-Malm. Effectivement en allant vers le NW, ces formations se réduisent progressivement, ce qui est particulièrement clair si on se déplace quelques kilomètres plus au Nord, comme le montrent les coupes suivantes qui sont éloignées l'une de l'autre dans le sens Est-Ouest, d'environ 300 m.

2. Coupe à l'Est de Klissoura (suite vers le haut de la coupe homonyme, chap. III-B-2-b) (fig. 11 B)

Entre les calcaires de Louros et les calcaires de Vigla on observe la succession suivante:

- 4 m d'Ammonitico Rosso sous forme des calcaires noduleux; il cicatrise les paléofailles métriques (dans lesquelles se sont développés des filons sédimentaires) affectant les calcaires de Louros sous-jacents (cf. tectonique). Une Ammonite a pu être dégagée et déterminée comme: *Hildaites* sp. à ombilic peu ouvert cf. *H. borealis* in WRIGHT (forme interprétée par GABILLY comme proche de *H. kisslingi* (HAUG) du Toarcien inférieur, zone à *Serpentinum* (partie moyenne ou supérieur);

- 10 m de calcaires jaunâtres (calcaires en plaquettes) en bancs épais de 10 cm en moyenne, avec des lits de silex. En lame mince on observe qu'il s'agit d'un calcaire micritique à filaments, spicules de Spongiaires, Ammonites et Aptychus. Ces calcaires correspondent très probablement à une transition verticale vers les calcaires de Vigla qui viennent au-dessus. J'ai pu dégager une Ammonite dans ces calcaires. Mme

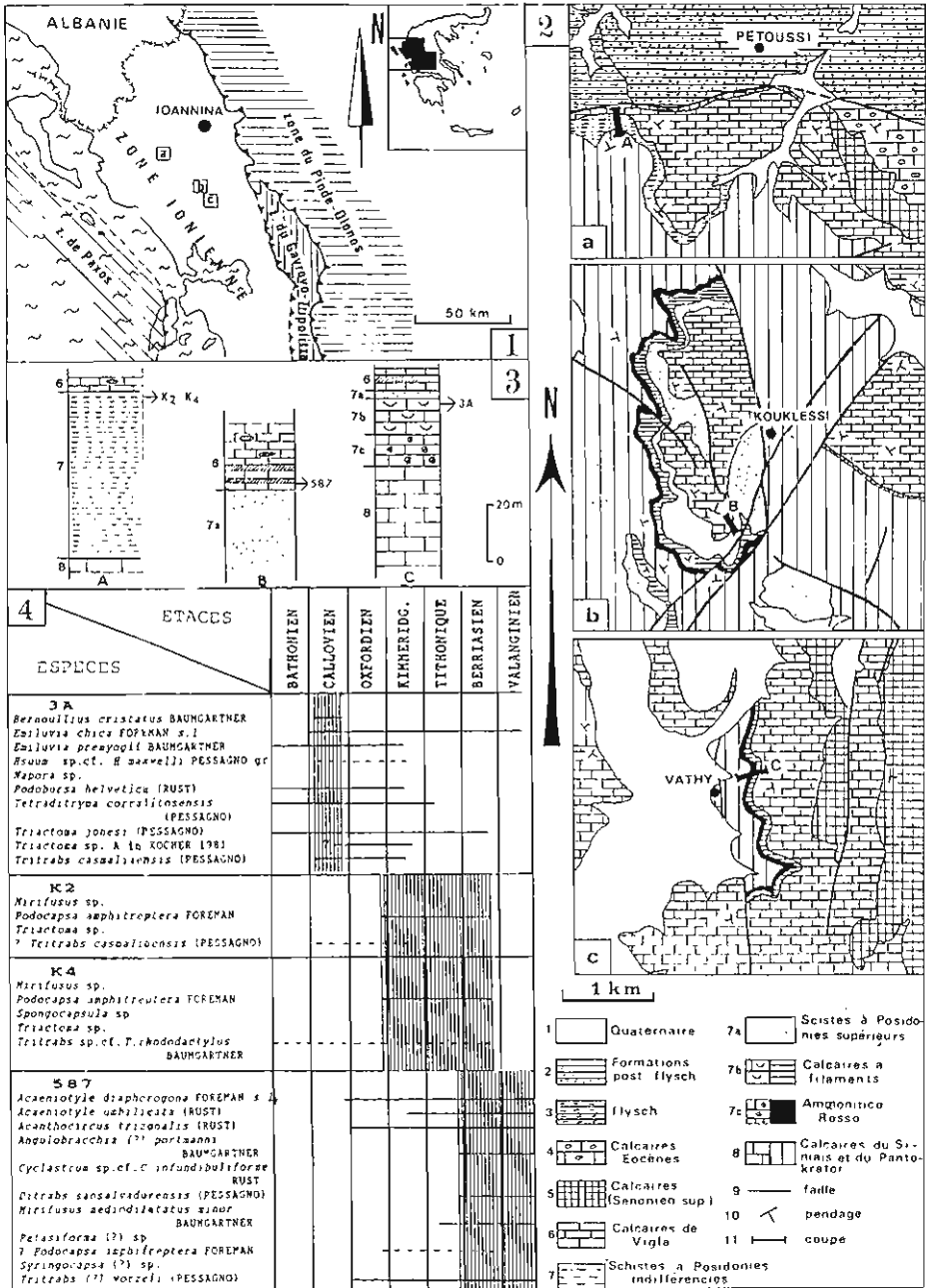


Fig. 9. 1 - Localisation des régions (a, b, c) étudiées.
 2 - Schéma géologique des coupes a, b, c étudiées (2b modifié).
 3 - Colonnes lithostratigraphiques des coupes levées et position des échantillons ayant fourni des radiolaires (légende commune avec la figure 2).
 4 - Tableau de répartition stratigraphique des radiolaires déterminés (d'après KARAKITSIOS & al., 1988).

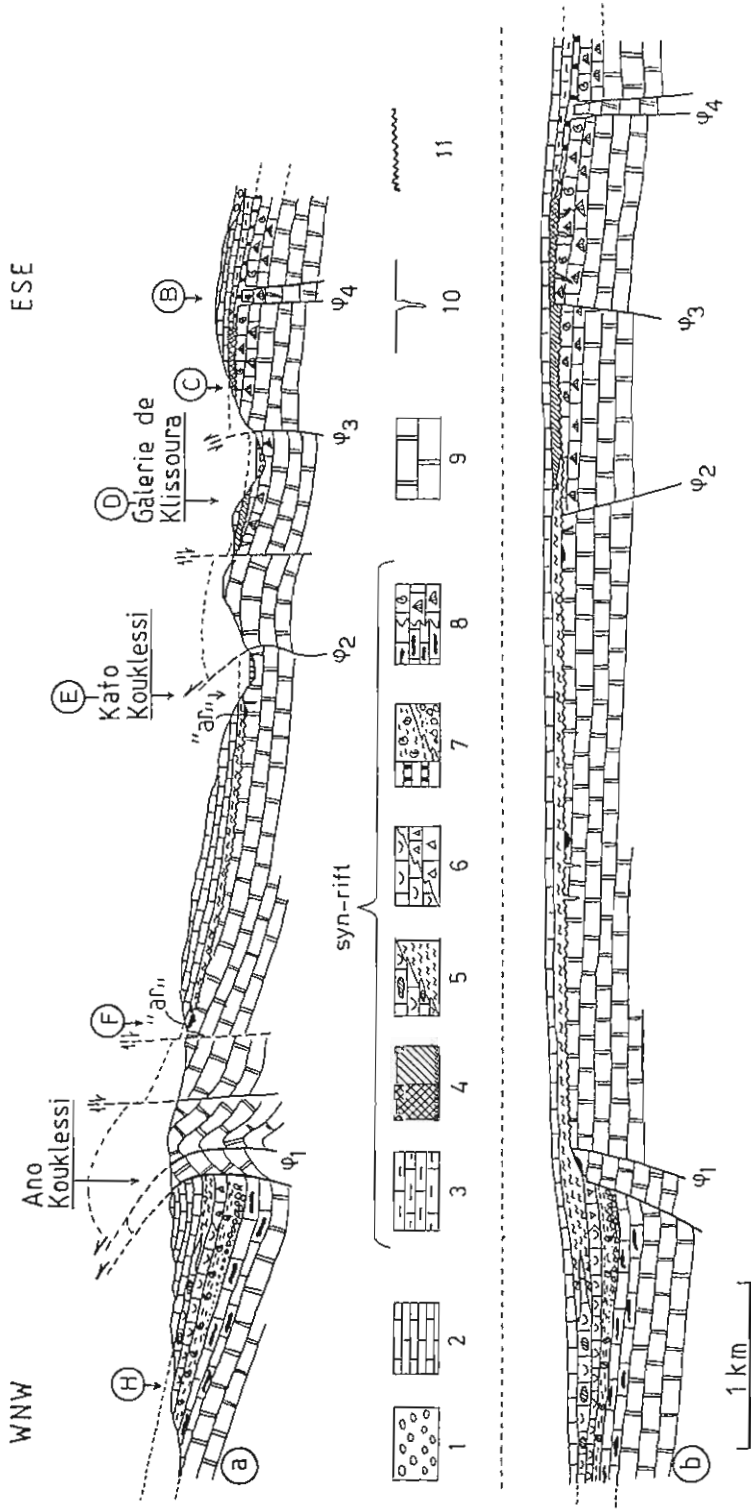


Fig. 10. Coupe de Klissoura-Kouklessi; a: actuelle, b: reconstituée (limite Jurassique Crétacé).
 1: Quaternaire; 2: calcaires de Vigla; 3, 5, 6, 7, 8: formations syn-rift (4, 5: schistes à P. supérieurs s.l.; 6: calcaires à filaments; 7: Ammonitico Rosso; 8: calcaires de Simiais et de Louros); 9: calcaires de Pantokrator; 10: filon sédimentaire; 11: discordance.

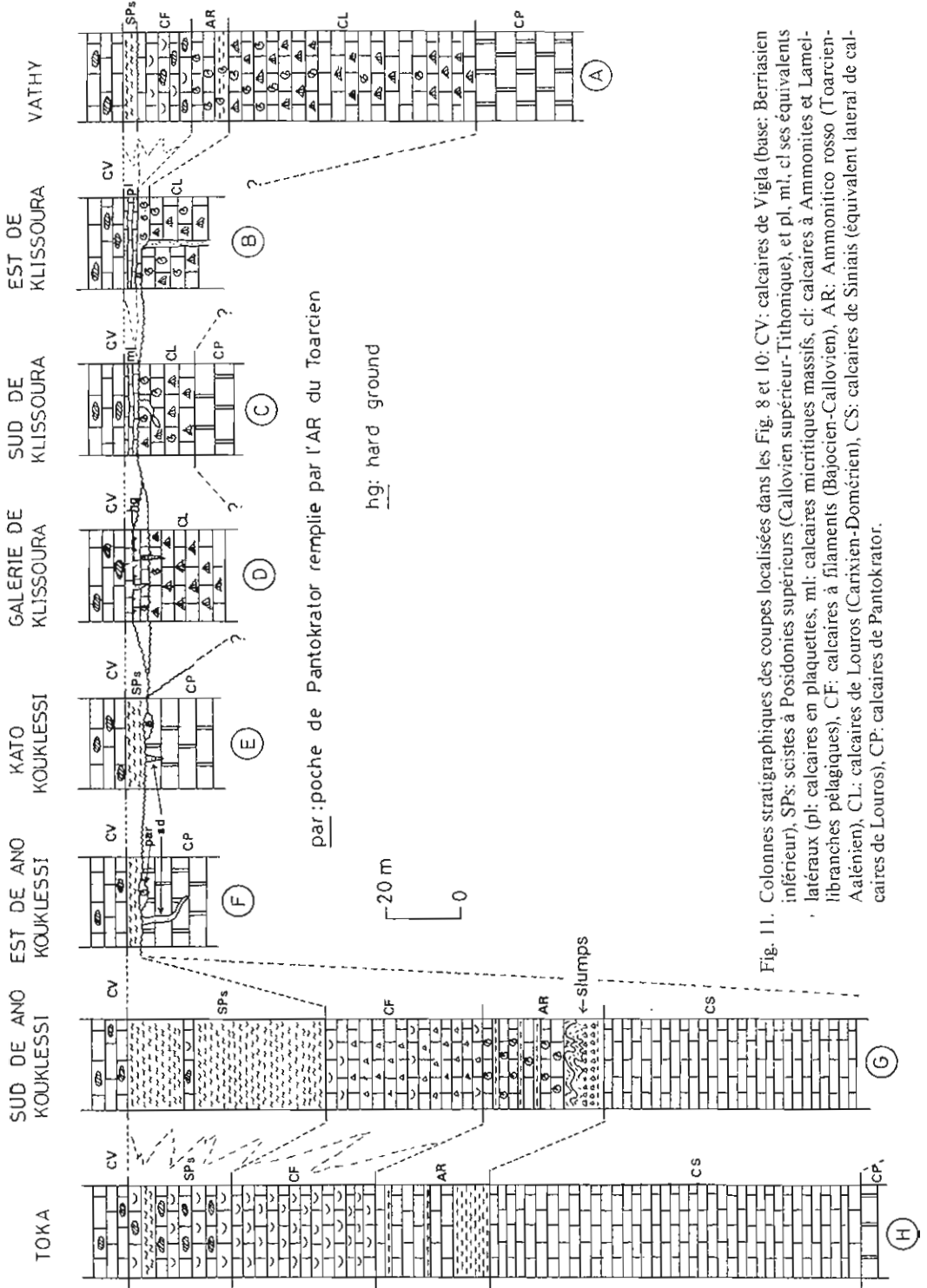


Fig. 11. Colonnes stratigraphiques des coupes localisées dans les Fig. 8 et 10: CV: calcaires de Vigla (base: Berriasien inférieur), SPs: scistes à Posidonies supérieurs (Callovien supérieur-Tithonique) et pl, ml, cl ses équivalents latéraux (pl: calcaires en plaquettes, ml: calcaires micritiques massifs, cl: calcaires à Ammonites et Lamellibranches pélagiques), CF: calcaires à filaments (Bajocien-Callovien), AR: Ammonitico rosso (Toarcien-Aalénien), CL: calcaires de Lourous (Carixien-Domérien), CS: calcaires de Siniais (équivalent latéral de calcaires de Lourous), CP: calcaires de Pantokrator.

GEYSSANT qui a aimablement examinée cette Ammonite considère qu'il s'agit probablement d'une forme du Kimmeridgien inférieur. *Ce qui montre une lacune de sédimentation qui va du Toarcien moyen jusqu'à la base du Kimmeridgien inférieur.*

Vers l'Ouest j'ai pu observer que l'épaisseur des formations du Lias supérieur-Malm se réduit: l'Ammonitico Rosso disparaît progressivement et au niveau de la coupe qui sera décrite ci-dessous, il reste seulement quelques mètres de sédiments intercales entre les calcaires de Louros et les calcaires de Vigla.

3. Coupe au Sud de Klissoura (fig. 11 C)

Elle fait suite vers le haut de la coupe homonyme du chapitre III-B-2-c.

Les calcaires de Louros à Brachiopodes et Ammonites, sont marqués à leur sommet (daté du Carixien moyen par la présence de *Protogrammoceras dilectum* FUCINI) par l'existence des poches et filons sédimentaires remplies par un matériel micritique jaune-brun à filaments, spicules de Spongiaires et très petites Ammonites observables en lames minces. Puis viennent:

- 4 à 5 m de calcaires micritiques blanc, riches en Lamellibranches pélagiques associés à des rares petites Ammonites (très difficile à dégager). Au-dessus viennent enfin les calcaires de Vigla à *Calpionella alpina* abondants.

On peut déduire de cette coupe que les formations du Lias supérieur-Malm sont représentées par quelques mètres de sédiments représentant une sédimentation condensée avec lacunes de sédimentation dues à des périodes de non-déposition et/ou d'érosion sous-marine.

Il est important de souligner que dans la pente septentrionale de la gorge de Klissoura, à une distance d'environ 800 m à l'Est du village de Klissoura, BERNOULI & RENZ (1970) décrivent une coupe (coupe E) dans laquelle au-dessus des calcaires à filaments viennent légèrement discordants plus de 50 cm de calcaires légèrement graveleux (wackestone) contenant de nombreuses coquilles d'Ammonites corrodées et encroutées, des aptychus bien préservés, des restes d'Echinodermes et occasionnellement des rostrés de Belemnites. La partie supérieure des coquilles des Ammonites est souvent complètement enlevée par dissolution et il y a plusieurs niveaux à taches ferrugineuses qui coïncident parfois avec la limite supérieure de la surface dissoute des Ammonites. La faune d'Ammonites recoltée, d'après les auteurs, semble être condensée pouvant comprendre des formes de différentes zones d'Ammonites, dont la majorité des espèces montre un âge de l'Oxfordien supérieur au Kimmeridgien inférieur.

4. Coupe entre la galerie et le pont de Klissoura (suite vers le haut de la coupe homonyme, chapitre III-B-2-d) (fig. 11 D)

En discordance par ravinement (bien visible dans la carrière à côté de la galerie) sur les calcaires de Louros par l'intermédiaire d'un "hard ground" centimétrique, viennent:

- 4 à 5 m calcaires marneux massifs très durs de couleur jaune-rougeâtre qui sont riches en Lamellibranches pélagiques et petites Ammonites (très difficile à dégager). Une Ammonite recoltée dans ce niveau était disposée perpendiculairement à la stratification, ce qui montre une sédimentation très calme. L'Ammonite n'est pas bien conservée, et sa détermination est délicate; d'après Mme GEYSSANT, avec beaucoup des réserves, il pourrait s'agir d'une forme de l'Oxfordien. La partie supérieure de la formation est marquée par de passées conglomératiques à galets de calcaires marneux

dont certains sont enveloppés par des encroûtements ferrugineux, tandis que d'autres présentent à leur extrémités des traces d'une dissolution par pression. Le sommet outre les zones à encroûtements ferrugineux est aussi caractérisé par des petits filons sédimentaires remplis d'une brèche à clastes carbonatés contenant des petites Ammonites, et à matrice marnocalcaire micritique riche en filaments et Radiolaires calcitisés ainsi que des Protoglobigerines associées à de rares petits aptychus.

Dans ce même endroit BERNOULLI & RENZ (1970) ont cité à l'intérieur de la formation précédente un seul exemplaire de l'Ammonite *Benacoceras heteroplocum* (GEMMELLARO) du Jurassique supérieur.

Les calcaires de Vigla venant au-dessus sont riches en *Calpionella alpina* et *Stomiosphaera moluccana*.

5. Coupe de Kato (Hani) Kouklessi

J'ai relevé cette coupe à environ 300 m à l'ouest de Kato (Hani) Kouklessi (fig. 11 E). On observe de bas en haut:

- les calcaires de Pantokrator dont le sommet est caractérisé par des poches et des filons sédimentaires remplis du matériel qui vient immédiatement au-dessus;

- 1 m d'une brèche jaune-verdâtre composée d'une matrice de calcaire micritique riche en filaments, Radiolaires calcitisés, spicules de spongiaires et Ammonites de petite taille (visibles en plaque mince), et de clastes constitués par un calcaire micritique à Forminifères et embryons d'Ammonites du même faciès que les calcaires de Louros. La matrice a livré une faune d'Ammonites difficilement interprétés comme *Crassiceeras?* ou *Mercaticeras?* Toutes ces formes correspondent à la zone à Gradata du Toarcien moyen;

- 3 m de calcaires marneux en alternance avec des lits de silex. Le banc sommital siliceux, correspondant à un hard ground, est riche en Lamellaptychus non déterminés, mais proches des formes du Tithonique-Berriasien.

En continuité stratigraphique viennent les calcaires de Vigla dont les premiers mètres contiennent une association de calpionellidae et de nannofossiles du Berriasien inférieur (s. infra).

Les formations au-dessus des calcaires de Pantokrator décrites dans cette coupe, pourraient être attribuées: leur partie inférieure à quelques restes du démantèlement des calcaires de Louros et essentiellement à l'Ammonitico Rosso du Toarcien sous-forme bréchique; le reste aux schistes à Posidonies supérieurs (probablement la partie supérieure de la formation ou toute la formation réduite). Il y a sans doute ici d'au moins une lacune de sédimentation entre le Lias moyen (Ammonitico Rosso) et le Malm (partie supérieure des schistes à Posidonies supérieurs). Nous allons voir plus bas (chapitre IV 3) que ces lacunes représentent probablement des phases d'érosion, soit à l'air libre, soit sous l'eau par des courants forts avant la reprise de la sédimentation.

6. Coupe à l'Est de Ano Kouklessi (fig. 11 F)

Située à une distance d'environ 300 m à l'Est du village de Ano Kouklessi (2 km plus à l'W-NW que la coupe précédente, et à gauche de la route menant de Kato vers Ano Kouklessi), montre la succession suivante (fig. 11 F):

- le sommet des calcaires de Pantokrator, qui est plus marqué par des filons et poches sédimentaires. Les filons sédimentaires, souvent subparallèles à la stratification du Pantokrator, donnent l'impression que des blocs entiers de Pantokrator -métriques

à décamétriques— ont servi comme éléments d'une megabrèche intraformationnelle. Les poches sédimentaires sont remplies par la brèche de l'Ammonitico Rosso à Ammonites du Toarcien (fig. 12); ce dernier peut aussi être traversé par les filons sédimentaires (fig. 14) affectant le Pantokrator. Les filons sédimentaires sont composés par une brèche calcaire micritique à rares filaments, Radiolaires et spicules de Spongiaires, et à éléments contenant, soit des petites Ammonites et spicules de Spongiaires, soit des Radiolaires et rares filaments et spicules des Spongiaires;

– 2 m de calcaires marneux jaune-verdâtre en alternance avec des lits de silex (fig. 13). Une barre calcaire de 20 cm d'épaisseur riche en Aptychus sépare le terme précédant par les calcaires de Vigla venant au-dessus.

A partir de cette coupe et jusqu'au village de Ano Kouklessi n'affleurent que les calcaires de Pantokrator. Ensuite vers l'ouest on entre par faille dans les calcaires de Vigla. Les formations du Lias supérieur-Malm sous-jacentes aux calcaires de Vigla sont ici très puissantes et présentent une succession complète; elles montrent toutefois une réduction graduelle de l'épaisseur vers l'W-NW (fig. 15), remarquablement claire à l'affleurement dans la gorge de Toka (située à une distance de 1.5 km au N-NW de Ano Kouklessi). Elles reapparaissent quelques kilomètres plus à l'ouest présentant des épaisseurs réduites et des lacunes de sédimentation comme dans les coupes entre Klissoua et Kato Kouklessi précédemment décrites (que j'appelle *coupes de type "II"*), ce qui montre que nous sommes à partir à peu près du village de Ano Kouklessi et vers l'ouest dans un autre bloc basculé dont les coupes que je décrirai ci-dessous correspondent à sa partie la plus affaissée (plus subsidée) pendant le Lias supérieur-Malm et probablement encore durant le dépôt de Vigla (cf. chapitre V). Les coupes que je décrirai comprennent par conséquent des successions stratigraphiques des formations de Lias supérieur-Malm complètes et épaisses. Je les appelle *coupes de type "I"*.

7. Coupe au sud de Ano Kouklessi (suite vers le haut de la coupe homonyme, chapitre III-A-2-a) (fig. 11 G)

Au sud du "synclinal de Kouklessi" dans les niveaux sommitaux des calcaires de Siniais, on observe dans les calcaires lités à nodules et bancs de silex qui les caractérisent des intercalations centimétriques argileux verdâtres, ainsi que des niveaux bréchiques. Puis, viennent:

– 35 m d'Ammonitico Rosso, distingué en deux ensembles:

* 12 m de marnes gris-bleus à verdâtres avec des intercalations des niveaux bréchiques (bancs de 1 à 1.5 m) à grands éléments provenant, soit de calcaires de Louros (la plupart), soit de calcaires de Siniais, dans une matrice marmo-calcaire ainsi que des rares calcaires marneux moduleux à Ammonites, Radiolaires et filaments. Cet ensemble est affecté pas des "slumps" et souvent par der petites failles synsédimentaires (cf. tectonique) qui sont particulièrement marquées au lieu-dit Micri Vrissi à l'W du "synclinal". L'horizon bréchique inférieur de cet ensemble a fourni l'Ammonite: *Hildaites gr. serpentinus* (REINECKE); une forme du Toarcien inférieur (zone à *Serpentinus*);

* 23 m de calcaires noduleux (bancs de 15 à 20 cm) à nodules verts et ciment marneux rouge, avec de minces intercalations de marnes rouges qui se raréfient vers le sommet, où on passe à des calcaires gris-rougeâtres. Les filaments existent à tous les niveaux. Dans la partie inférieure et moyenne de l'ensemble dans les calcaires noduleux rouge s'intercalent des brèches à Ammonites;

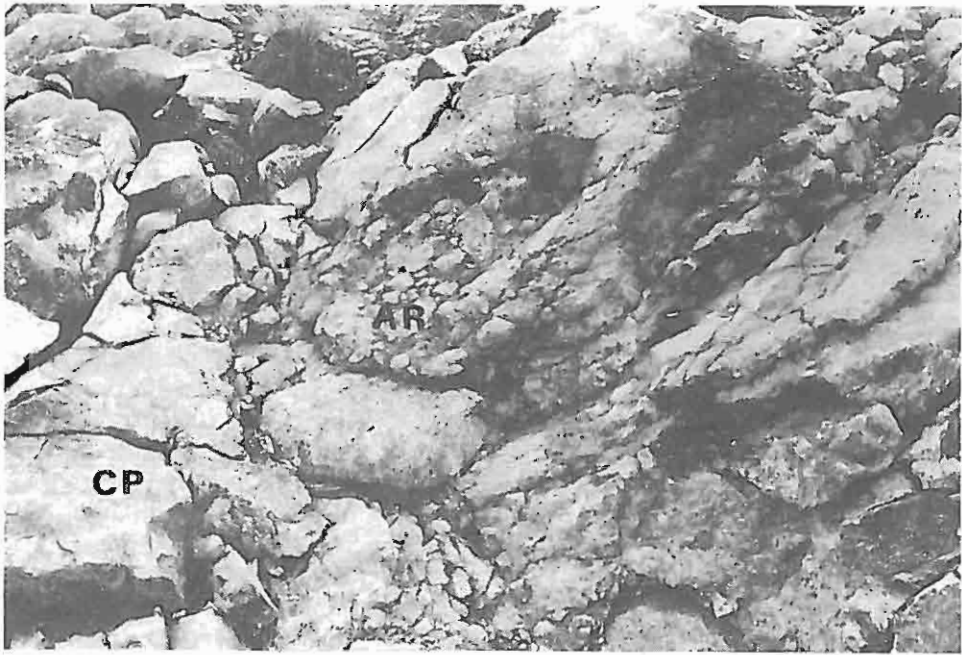


Fig. 12. Ammonitico-Rosso (AR) du Toarcien conservé dans les poches des calcaires de Pantocrator (CP) (Ano Kouklessi).

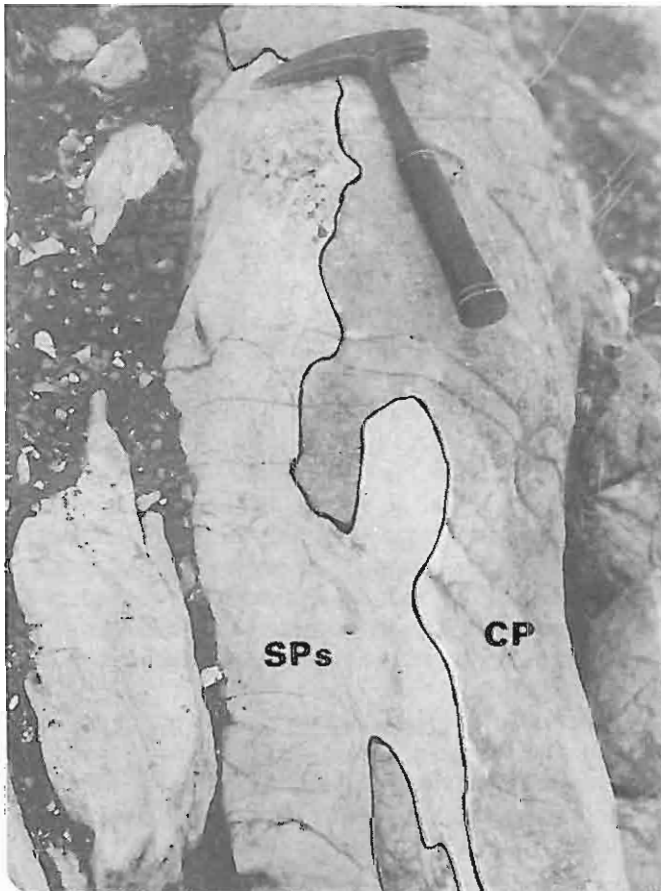


Fig. 13. Contact stratigraphique de schistes à Posidonies (SPs) supérieurs (réduits à 2m) et de calcaires de Pantocrator (CP) (Ano Kouklessi).



2



b

Fig. 14a.: Filon sédimentaire (sedimentary dyke) au sommet des calcaires de Pantokrator (Ano Kouklessi): Il est composé par une brèche calcaire à matrice micritique à rares filaments, Radiolaires et spicules de Spongiaires, et à éléments contenant, soit des petites Ammonites et spicules de Spongiaires soit des Radiolaires et rares filaments et spicules de Spongiaires. L'âge du remplissage est probablement jurassique supérieur.

Fig. 14b. Détail de la Fig. 14a.

- 45 m calcaires à filaments: calcaires noduleux beige-gris à beige-clair pseudo-conglomératiques à rare silex et minces intercalations de marnes rouge à la base, devenant bréchiques vers la partie moyenne. Les calcaires sont riches en filaments et Radiolaires (généralement calcitisés). La partie supérieure est plus siliceuse, composée d'une alternance de calcaires beige-jaunâtres sublithographiques, de calcaires pseudo-conglomératiques en bancs lenticulaires et de lits de silex très abondants. Les filaments et les Radiolaires abondent aussi. Le niveau moyen (bréchique) est affecté par de "slumps" qui sont plus marqués dans la partie occidentale du "synclinal de Kouklessi", au-dessus de la localité de Mikri Vrissi;

AUBOUIN (1959) cite dans les "calcaires en plaquettes à rares silex" de la région de Kouklessi, un exemplaire de *Skirroceras (Cadomites) bayleanus* OPPEL du Bajocien moyen. Cette Ammonite a été retrouvée dans les collections de J. AUBOUIN et confiée à C. MANGOLD qui l'a déterminée comme *Stephanoceras (Skirroceras) sp. indé.* du Bajocien inférieur ("par suppression du Bajocien moyen"). D'après l'équipe de l'IGRS-IFP (1966) ce niveau doit correspondre à la partie inférieure des calcaires à filaments;

- 50 m de schistes à Posidonies supérieurs (représentés ici par leur faciès typique): il s'agit des lits de jaspe soit jaune et dur, soit blanc et pulvérulent de 5 à 10 cm d'épaisseur à joints d'argiles siliceuses grenues. Les niveaux siliceux sont riches en Posidonies.

Les calcaires de Vigla venant au-dessus contiennent à leur base des *Calpionella alpina* et Radiolaires.

8. Coupe de Toka (suite vers le haut de la coupe homonyme, chapitre III-A-2-b) (fig. 11 H)

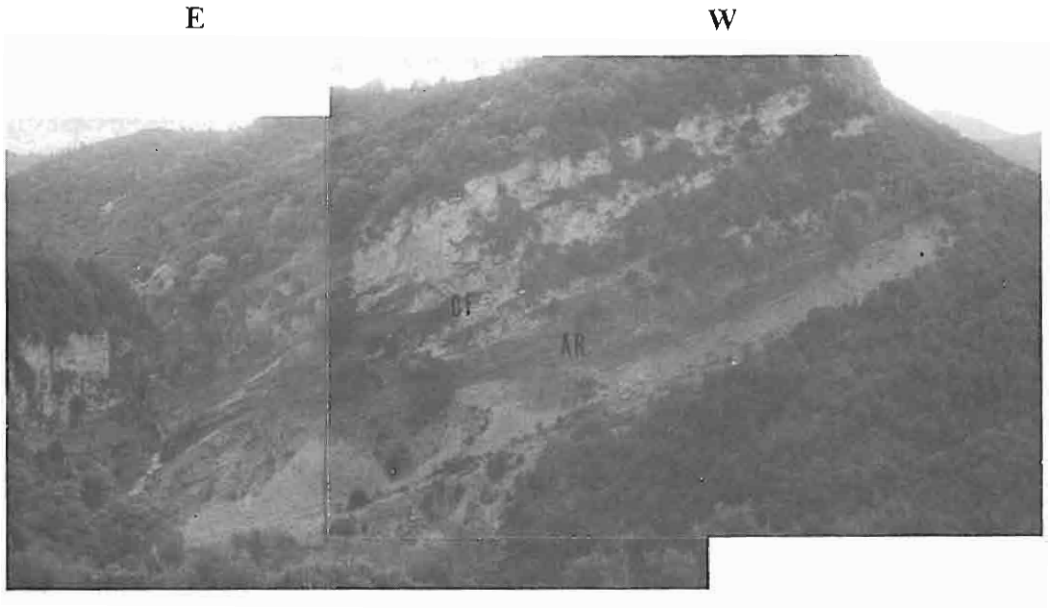
Cette coupe montre surtout la variation importante du lithofaciès des schistes à Posidonies supérieurs, ainsi qu'une légère variation d'épaisseur de toutes les formations du Lias supérieur-Malm décrites dans la coupe précédente. Je citerai donc ici seulement les variations observées et les nouvelles précisions stratigraphiques dans les différents niveaux de celle-ci:

- Ammonitico Rosso: L'ensemble inférieur est ici moins épais, les niveaux bréchiques et les "slumps" manquent (fig. 16), et les petites failles synsédimentaires sont plus rares. L'ensemble supérieur en peu moins épais, a livré dans le niveau bréchique inférieur une faune d'Ammonites parmi lesquelles ont été déterminées:

Phymatoceras robustum HYAT, *Phymatoceras sp.*, *Hammatoceras sp.* (moule externe incomplet). Cette faune caractérise le sommet du Toarcien moyen (zone à bifrons) et le Toarcien supérieur;

- calcaires à filaments: ils présentent ici une épaisseur d'environ 40 m et sont aussi moins siliceux;

- "schistes à Posidonies supérieurs": les premiers 5 à 6 mètres seulement, correspondent aux schistes à Posidonies supérieurs comme nous les avons connus dans la coupe au sud de Kouklessi, ensuite ils sont remplacés ici par une formation (ayant valeur d'un équivalent latéral) de 20 m d'épaisseur, composée de calcaires en petits bancs en alternance avec des lits et lentilles de silex. Vers le sommet de cette formation s'intercale aussi un niveau de trois mètres de schistes à Posidonies supérieurs typiques. Cependant au centre de la gorge on ne rencontre pas les deux niveaux à faciès schistes à Posidonies supérieurs s.s.; toute la formation est composée par des calcaires en petits bancs alternant avec des lits et lentilles de silex.



CF: calcaires à filaments
AR: Ammonitico Rosso

Fig. 15. Réduction graduelle vers l'Ouest des formations du Lias supérieur-Malm. (Localité de Toka).



Fig. 16. Marnes bleues feuilletées (en bas) et marnes rouges (en haut) affectées par une faille synsédimentaire. (Ensemble inférieur de l'Ammonitico-Rosso dans la coupe de Toka).

La coupe de Toka montre donc une transition entre les deux types de faciès des "schistes à Posidonies supérieurs" dans la région du "synclinal de Kouklessi": le premier rencontré dans la coupe au sud de Kouklessi correspond aux schistes à Posidonies supérieurs s.s., le second rencontré dans le centre de la gorge de Toka correspond à leur équivalent latéral.

La "formation de Toka" qui remplace les schistes à Posidonies supérieurs dans la coupe de Toka est affectée à plusieurs niveaux par des "slumps" peu intenses. Cette formation ressemblant beaucoup aux calcaires de Vigla qui viennent au-dessus, montre toutefois certaines différences: la couleur des calcaires est jaune et les lames minces montrent un microfaciès de calcaires granulo-grumeleux, mais à pâte moins fine que celle des calcaires de Vigla. La distinction d'une limite lithologique nette entre les deux termes, demeure cependant un problème difficile à résoudre sur l'affleurement; la limite stratigraphique supérieure de "schistes à Posidonies supérieurs" de la coupe de Toka a été donc mise, juste au-dessous de la première apparition des *Calpionella alpina*, présents constamment à la base des calcaires de Vigla.

9. Coupe complémentaire entre Agios Georgios et Driophyton

A une distance d'environ 2 km à l'Est de barrage du Louros, la route menant de village de Agios Georgios au village de Driophyton traverse les formations du Lias supérieur-Malm. Dans cet endroit et généralement dans la région à partir du village de Kerassona au nord jusqu'à quelques kilomètres au Sud du village de Agios Georgios (fig. 29) ces formations sont uniquement représentées par des schistes à Posidonies supérieurs. On observe de l'Ouest vers l'Est et du bas en haut:

- les derniers mètres des calcaires de Siniais avec leur faciès courant;
- 25 m de schistes à Posidonies supérieurs: calcaires siliceux jaune-vert en petits bancs, alternant avec des lits de silex noirs ou blonds et des lits argileux, riches en Posidonies et Aptychus. En lame mince on observe des Radiolaires en abondance et des sections d'Aptychus. Dans leur partie inférieure (quelques mètres au-dessus des calcaires de Siniais) les schistes à Posidonies supérieurs sont caractérisés par des surfaces durcies, et comportent un assemblage de Rhyncholites, Aptychus et nombreux ossements de vertébrés. L'Aptychus et les Rhyncholites ont été déterminé d'après la clé de GASIOROWSKI (1962); *l'assemblage est significatif du Callovien-Oxfordien*;
- les calcaires de Vigla venant au-dessus contiennent à leur base des *Calpionella alpina* (abondants).

Comme je l'ai déjà signalé, les formations du Lias supérieur-Malm décrites dans les coupes du "synclinal de Kouklessi" (coupe type "I") réapparaissent quelques kilomètres à l'ouest des coupes précédentes, présentant des épaisseurs très réduites, plus ou moins indentiques avec celles de type "II". Je citerai à titre d'exemple des affleurements de Kako Souli où d'après IGRS-IFP (1966), les calcaires de Vigla viennent directement sur les calcaires de Pantokrator. Cependant l'analyse stratigraphique a montré que dans tous les cas entre les deux termes existent bien que très réduites des formations du Lias supérieur-Malm.

10. Coupe de Kako Souli (fig. 17 I)

La coupe se situe 4 m à l'ouest du village de Romanon à une altitude d'environ 1200 m. On observe de bas en haut:

– les derniers mètres des calcaires microgrenus sans silex exprimé, qu'on pourrait cependant attribuer aux calcaires de Siniais, puisque en lame mince on observe des Radiolaires abondants, qui sont souvent même de grand taille;

– 5 m de calcaires micritiques de couleur jaunâtre à rares intercalations bréchi-ques. L'observation en lame mince a montré l'existence en abondance, de Radiolaires calcitisés, de filaments, d'Aptychus et des sections de petites Ammonites (dans les horizons inférieurs);

– les calcaires de Vigla à calpionellidae à leur base viennent au-dessus.

Les formations du Lias supérieur-Malm de Kako Souli montrent toutefois cartographiquement une augmentation graduelle de l'épaisseur vers l'W-NW qu'on peut l'observer en allant vers le nord tout le long des "Ori Souliou". On a ainsi dans la région du village de Petoussi, au sud de celui-ci ces formations très réduites, tandis qu'à une distance de 2 km vers l'WSW du village les remplace une succession épaisse que je décrirai ci-dessous.

11. Coupe de Petoussi (fig. 17 J)

On observe dans la série stratigraphique de bas en haut:

– les calcaires de Siniais très épais (plus que 100 m) se terminant par des bancs épais de calcaires sublithographiques à rares silex, à Radiolaires calcitisés;

– 40 m de "schistes à Posidonies indifférenciés" –absence des calcaires à filaments (IGRS-IFP 1966)– pouvant être subdivisés en:

* une série de calcaires marneux gris à bleu sombre alternant avec des petits lits de silex, et quelques intercalations de calcaires sublithographiques à Radiolaires calcitisés. On n'observe pas de Posidonies;

* une série correspondant aux schistes à Posidonies supérieurs proprement dits. Ils sont formés de lits de jaspe jaune ou vert de 5 à 10 cm d'épaisseur à joints d'argiles siliceuses grenues, souvent bitumineuses. Les niveaux siliceux sont riches en Posidonies. En lame mince, on observe des Radiolaires, abondants dans les niveaux supérieurs (les plus siliceux). Les échantillons étudiés (provenant du dernier mètre de la série) ont fourni des Radiolaires moyennement préservés (fig. 9-4). Cette association se place (KARAKITSIOS et al., 1988) dans l'Oxfordien supérieur-Berriasien supérieur. L'existence probable (détermination délicate) de *Tritrabs casmaliaensis* placerait ces niveaux dans l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur;

– calcaires siliceux. Ces calcaires ressemblent beaucoup aux calcaires de Vigla; les quelques mètres échantillonés de leur base n'ont montré en lame mince ni Radiolaires ni Calpionelles. Ces données ne permettent pas de décider si ces calcaires constituent une continuation vers le haut des schistes à Posidonies supérieurs ou ils représentent la partie inférieure des calcaires de Vigla.

Vers le Nord, au-delà du décrochement de Petoussi (IGRS-IFP, 1966) qui déplace vers l'Ouest le compartiment Nord, on retrouve les formations du Lias supérieur-Malm du domaine précédent décalées de plus de 4 km par endroits. L'affleurement de ces formations dans le massif de Khionistra montre clairement leur épaissement graduel vers l'Ouest qui est particulièrement claire le long de la route menant de village de Saloniki au village d'Elataria. On a ainsi dans le versant Est du massif une succession analogue à celle de la coupe de Petoussi que je viens de décrire. Dans ce domaine une coupe a été récemment décrite par DANELIAN (1989, p. 84), dans laquelle cet auteur croit avoir mis en évidence un diachronisme important de la base des cal-

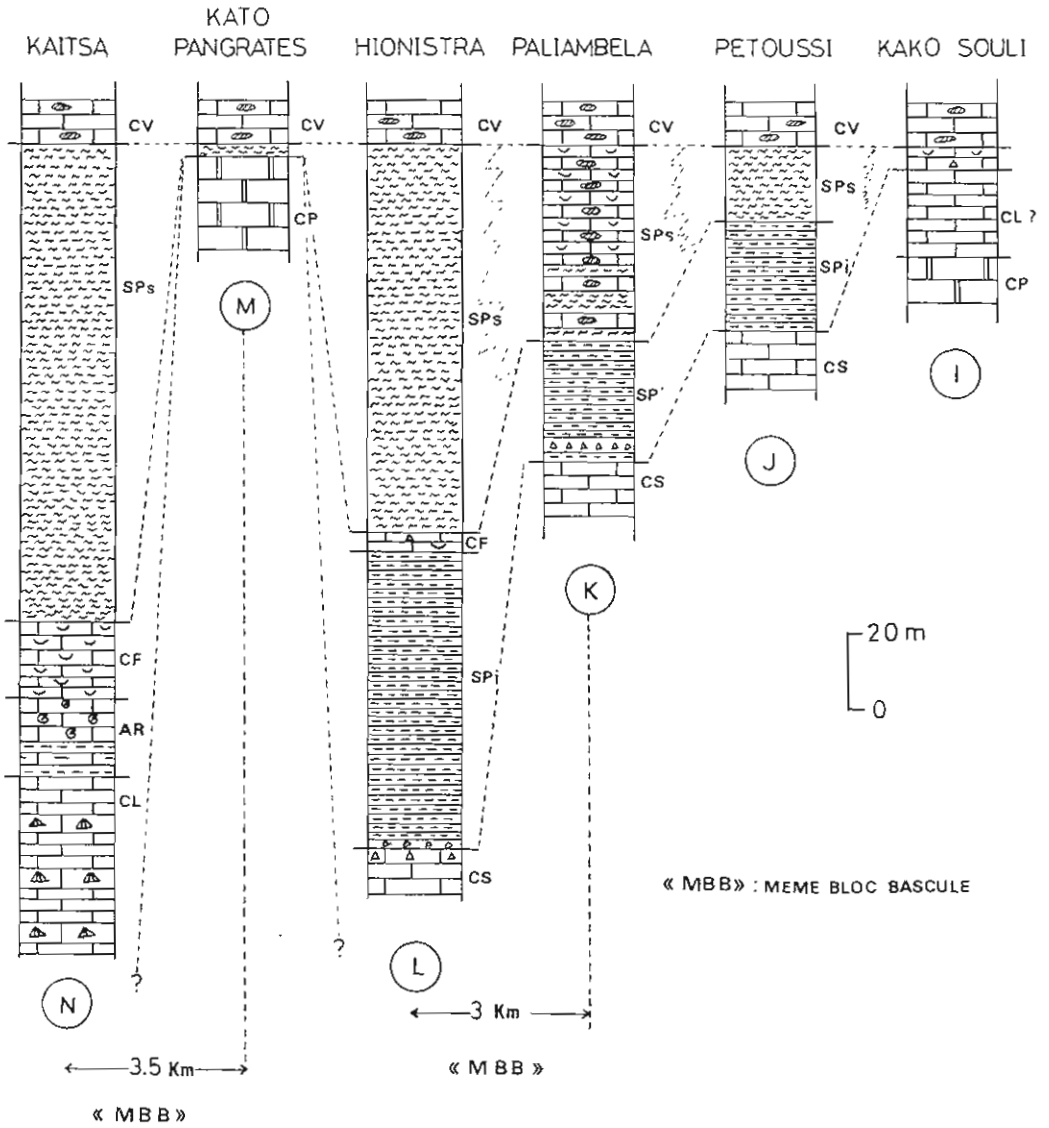


Fig. 17. Colonnes stratigraphiques des coupes localisées dans la fig. 8 (même légende que pour la fig. 11): SPi: schistes à Posidonies inférieures.

caires de Vigla –contrairement de ce qui a été connu jusqu’aujourd’hui (cf. infra)– considérant que la base de cette formation –au niveau de la coupe de Paliambela– débute dans l’Oxfordien inférieur. J’ai repris alors la même coupe afin de vérifier, si la limite mise par DANELIAN (1989), entre schistes à Posidonies supérieurs et calcaires de Vigla dans la coupe de Paliambela, avait été bien choisie.

12. Coupe de Paliambela (fig. 17 K)

La coupe est située à une distance d’environ 1.5 km à l’Est du village de Elataria, dans la pente méridionale de la gorge de Paliambela et à gauche de la route menant du village de Saloniki au village d’Elataria.

DANELIAN (1989, p. 84-87) a distingué au-dessus des calcaires de Siniais la succession suivante:

- quelques mètres de la base des schistes à Posidonies inférieurs, ensuite après des éboulis;

- quelques mètres qu’il attribue aux schistes à Posidonies supérieurs, enfin;

- un ensemble (décrit en détail) épais d’au moins 60 mètres, qu’il considère comme la base des calcaires de Vigla. Je résume cette description comme suivant: la partie inférieure est constituée par une alternance de jaspes argilopélitiques en bancs assez épais et des calcaires en petits bancs à rognons ou lentilles de silex; la partie supérieure comporte essentiellement des calcaires lités à lentilles et bancs de silex. Dans les différents niveaux de cet ensemble DANELIAN cite une riche faune des Radiolaires qui va de l’Oxfordien inférieur au Barremien inférieur.

Dans la même coupe j’ai observé la succession suivante:

- les calcaires de Siniais moyennement développés se terminent par des bancs de calcaires peu épais avec des rares lits de silex et des intercalations de niveaux pseudo-conglomératiques;

- 30 m de schistes à Posidonies inférieurs: jaspes argilopélitiques (souvent bitumineux) gris-bleu à rares Posidonies, avec quelques niveaux pseudocoglamératiques et de rares intercalations de calcaires sublithographiques à Radiolaires calcitisés;

- 50 m formés d’une alternance de lits de jaspe jaune-vert à joints d’argiles parfois bitumineuses et de calcaires noduleux beige-gris; les joints d’argiles se raréfient après les 20 premiers mètres et on a essentiellement une alternance de calcaires lités (en lame mince on observe des Radiolaires abondants) et de lits de silex jaune. Cet ensemble représente une variation latérale de la partie moyenne-supérieure des formations du Lias supérieur-Malm (il correspond vraisemblablement à l’ensemble calcaires à filaments-schistes à Posidonies supérieurs);

- les calcaires blancs crème sublithographiques à petits bancs de silex et *Calpionella alpina*, venant au-dessus assurent que nous sommes dans la partie inférieure des calcaires de Vigla.

En conclusion cette coupe démontre que les “calcaires” attribués par DANELIAN (1989) aux calcaires de Vigla, n’appartiennent pas à ces calcaires. Ils pourraient correspondre plutôt à une formation équivalente à la partie supérieure de schistes à Posidonies indifférenciés. *La faune de Radiolaires citée par le même auteur dans ces “calcaires”, date par conséquent la partie correspondante de cette formation.* La limite entre les schistes à Posidonies supérieurs et les calcaires de Vigla comme nous l’avons vu aussi dans la coupe de Toka (s. supra) est souvent difficile à distinguer; ce qui a un rapport certain avec les conditions paléogéographiques caractérisant le bassin ionien pendant le même intervalle du temps (cf. infra).

13. Coupe de Khionistra (fig. 17 L)

J'ai effectué cette coupe plus à l'Ouest, au centre du massif de Khionistra. Elle correspond au domaine le plus profond du même bloc basculé auquel appartenait aussi la coupe précédente (occupant très probablement un domaine intermédiaire); les deux coupes présentent entre elles, comme nous allons voir, des grandes différences de faciès et d'épaisseur. La coupe est levée à une distance d'environ 1 km au S-SW du village d'Elataria dans le début de la gorge de Hassissovouni. Elle commence à la partie inférieure de la pente occidentale de la gorge, dans les niveaux supérieurs des calcaires de Siniais, puis en passant par le fond de la gorge, elle continue vers l'Est sur la pente orientale de la gorge, dans les formations du Lias supérieur-Malm.

J'ai pu observer la succession suivante:

- les calcaires de Siniais bien développés se terminent par des calcaires en plaquettes et des intercalations de niveaux bréchiques à conglomératiques d'un mètre d'épaisseur à éléments de petite taille et à matrice marmocalcaire bleu. Au niveau de la coupe les derniers 5 mètres de cette formation sont affectés par des plis probablement synsédimentaires;

- 80 m de schistes à Posidonies inférieurs: marnes bleue feuilletées en alternance avec des rares bancs de calcaires marneux (16 à 20 cm) et des intercalations pseudo-conglomératiques beige claire épaisses de 1 à 2 mètres en moyen répétées tout les 5 à 10 mètres; elles prennent plus d'importance vers la partie supérieure de la formation qui s'enrichit aussi en silice. Il faut noter ici qu'on peut observer cette formation jusqu'à un certain niveau (les 30 premiers mètres) après lequel la topographie devient inaccessible et seulement en se déplaçant d'environ 300 m vers le Sud j'ai pu observer directement la plupart des autres niveaux. Il faut souligner aussi que la partie inférieure de cette formation est presque identique aux marnes bleue feuilletées constituant l'ensemble inférieur de l'Ammonitico Rosso comme ceci est décrit dans les coupes de "synclinal de Kouklessi" et surtout celle de Toka (cf. supra). Les 5 premiers mètres de marnes bleue feuilletées de la formation, présentent d'abondants indices bitubineux, ainsi que des traces de Posidonies. La bioturbation est pratiquement absente, la lamination est fine et en lame mince on observe la présence de pyrite, Radiolaires calcitisés, écailles de poissons, débris d'échinodermes et d'autres débris organiques non identifiables. Dans ce niveau j'ai découvert des petites branches de coniferales en très bon état de conservation. Ces branches (fig. 18) appartiennent toutes à l'espèce: *Brachyphyllum nepos* SAPORTA. Ce niveau correspond très probablement au Toarcien.

Dans le sommet des schistes à Posidonies inférieurs du massif de Khionistra, RENZ (1913, 1955, p. 160) avait signalé *Pseudomonotis substriata* MUNSTER (bivalves). Dans le même massif, à une distance d'environ six kilomètres plus au Nord que la coupe de Khionistra décrite ci-dessus, BAUDIN & LACHKAR (1990) citent dans tous les niveaux de schistes à Posidonies inférieurs la présence des *classopollis* sp. (pollen anemophile) et à la base de la même formation, les spores: *Chasmatosporites hians*, *C. elegans*, *Deltoidospora toralis*, *Uvaesporites reissigneri*, *Klukisporites variegatus*.

- 5 m de calcaires à filaments: calcaires pelmicritiques à sublithographiques avec rognons et rares lits de silex. En lame mince on observe des Radiolaires calcitisés et filaments;

- 100 m de schistes à Posidonies supérieurs: alternance d'argiles siliceuses roussâtres à jaunâtres souvent bitumineuses riches en Posidonies et Radiolaires et de lits de silex jaune à blanc;



a



Fig. 18a. Marnes bleues feuilletées de la base de schistes à Posidonies inférieurs. (Khionistra).

Fig. 18b. Branche de *Brachyphyllum nepos* SAPORTA découverte dans les marnes de la fig. 18a.

b

- enfin, les calcaires de Vigla contenant à leur base *Calpionella alpina*.

Cette coupe permet de faire les remarques suivantes:

- des feuilles fossiles (Coniferales: *Brachyphyllum nepos*) dans les schistes à Posidonies inférieurs du Toarcien, sont pour la première fois citées dans le Jurassique de la Grèce. Les synthèses les plus récentes de la paléontologie végétale (VAKHRAMEEV, 1975, in DOMMERGUES, 1987) montrent qu'au sein des flores mondiales in n'est possible de reconnaître au cours du Jurassique que deux grands ensembles qui correspondent probablement à des biomes sous contrôle climatique: a) une zone à climat tempéré chaud où abondent surtout des Czekanowskiales, des Ginkgoals et des conifères ancêtres des actuels Pinaceae; b) une zone tropicale où abondent entre autres des *Marrattiaceae*, *Bennetitales*, *Cycadaceae* et des conifères primitifs de type *Brachyphyllum* et *Pagiophyllum*.

La première de ces régions occupe essentiellement la Sibirie et ses confins boreaux. La deuxième de ces zones climatiques regroupe l'essentiel des continents; elle s'étend sur l'Europe moyenne, sur la rive nord de la Téthys depuis les régions pontiques jusqu'à la Chine, sur la totalité de l'Amérique, sur l'Afrique et ses confins, sur l'Antarctique et l'Australie.

La flore découverte dans la zone ionienne s'inscrit donc bien dans les données mondiales de la paléontologie végétale au cours du Jurassique;

- les schistes à Posidonies inférieurs dans la coupe de Khionistra sont essentiellement composés de mudstones laminés à Posidonies et débris ligneux surtout à la base. En lame mince on observe: Radiolaires, écailles de poissons, débris d'échinodermes, et traces de débris organiques non identifiables associés généralement à des cristaux de pyrite. Les niveaux d'argiles les plus riches en indices bitubineux présentent une texture finement laminée. Une texture identique a été récemment observée dans des niveaux similaires par BAUDIN & LACHKAR (1990). D'après ces auteurs cette texture montre à la fois, une chute lente de particules qui se déposaient probablement à plat sur le fond et un milieu impropre à la bioturbation, laquelle élimine en général la lamination originelle de tous les sédiments. L'étude de la matière organique par les mêmes auteurs, dans les marnes feuilletées a montré, d'une part des fortes valeurs de COT (supérieures à 1% alors que la teneur en carbonate reste toujours inférieure à 50%) et d'autre part une origine essentiellement marine (cependant une petite fraction est continentale). Toutes ces caractéristiques attestent les conditions anoxiques du fond, nécessaires pour la conservation de la matière organique. Néanmoins la présence des branches de *Brachyphyllum nepos* montre des apports terrestres qui ne pourraient être expliqués que par le voisinage du domaine de sédimentation des schistes à Posidonies inférieurs avec des régions émergées favorables à la vie des conifères. Ces régions correspondent très probablement aux sommets des blocs basculés qui pourraient avoir atteint l'émersion, lors de la distension liasique (cf. supra et infra).

- les calcaires à filaments sont très peu développés par rapport à l'épaisseur totale des formations du Lias supérieur-Malm.

A quelques kilomètres vers l'Ouest dans le mont de Zoumpani, juste après le chevauchement de Paramythia, on retrouve les formations du Lias supérieur-Malm très réduites ou presque absentes entre les calcaires de Pantokrator ou de Siniais (en bas) et les calcaires de Vigla (en haut); ces formations prennent de nouveau plus d'importance quelques kilomètres plus à l'Ouest, à partir de la ligne des villages: Skandalon et Kato Pangrates (dans l'anticlinal de Margarition) et Neohori (dans la colline de Gollitsa). Ce qui montre que le chevauchement de Paramythia représente incontestable-

ment une grande paléofaille jurassique reprise par la tectonique tangetielle du Tertiaire. Je reviendrai sur ces affleurements pendant l'étude du domaine externe (cf. infra).

B. DOMAINE EXTERNE MERIDIONAL

A l'Ouest et parallèlement au chevauchement de Paramythia, les éboulis et le Quaternaire forment une bande large de 6 km en moyenne qui cache essentiellement les formations alpines. Ces formations réapparaissent sur toute la longueur de l'unité de Margarition, où la série calcaire du Lias à l'Eocène forme un monoclinal remarquablement régulier.

1. Coupe entre Kaitsa et Kato Pangrates (fig. 17 M et N)

Au SW de Paramythia, entre Kaitsa et Kato Pangrates, les formations du Lias supérieur-Malm et particulièrement les schistes à Posidonies supérieurs présentent de l'Ouest vers l'Est une réduction graduelle considérable de leur épaisseur qui est remarquablement claire sur l'affleurement: cette réduction est en relation avec des structures transversées dirigées NNW-SEE, de sorte que l'épaisseur minimale des formations du Lias supérieur-Malm (presque un biseautage stratigraphique) et l'épaisseur maximale présentent une direction cartographique parallèle aux lignes tectoniques générales.

Nous sommes ici en présence d'un coin prismatique sédimentaire qui peut être suivi cartographiquement en direction NNW-SSE sur plus de 20 km (fig. 35). Vers le sud ce coin prismatique sédimentaire s'arrête dans le Quaternaire qui cache une éventuelle continuité, tandis qu'au Nord au delà du lac de Khoikhova par lequel passe très probablement le décrochement de Petoussi il ne peut pas être suivi puisque les affleurements des différentes formations sont décalés à cause de ce décrochement (cf. tectonique).

En détail, quelques centaines de mètres au NE de Kaitsa, on observe au-dessus des calcaires de Siniais contenant des bancs calcaires à Brachiopodes, 25 m d'Ammonitico Rosso composé par des marnes rouges à la base, auxquelles succèdent des calcaires noduleux en petites bancs, avec de minces intercalations de marnes rouges, 20 m de calcaires à filaments avec leur faciès courant, plus de 120 m de schistes à Posidonies supérieurs; la base des calcaires de Vigla venant au-dessus est plus siliceuse que son faciès habituel.

Par contre au niveau de Ano Pangrates, l'Ammonitico Rosso venant directement sur les calcaires de Pantokrator se réduit à moins d'un mètre, et les schistes à Posidonies à quelques mètres. Enfin, à une distance d'environ 200 m à l'Ouest de Kato Pangrates entre les calcaires de Vigla et les calcaires de Pantokrator s'intercalent d'environ 2 m de calcaires jaunâtres, légèrement siliceux à filaments et Radiolaires (la même chose – à l'exception des quelques lambeaux d'Ammonitico Rosso interposés – se passe, 1,5 à 2 kilomètres au Sud de Kato Pangrates, 500 m à l'Ouest de la chapelle de Ag. Athanassios, tandis qu'à 6 km au Nord de Kato Pangrates la formation intercalée entre Pantokrator et Vigla est un peu plus épaisse). On revoit donc ici comme à Kouklessi l'absence des calcaires de Siniais (par érosion), des réductions des formations de Lias supérieur-Malm et des lacunes de sédimentation; tous ces phénomènes vont ici croissants de l'Ouest vers l'Est, tandis que dans la région de Kouklessi c'est le contraire, ce qui implique que des blocs de la plate-forme initiale (calcaires de Pantokrator) ont basculé après sa dislocation en sens opposé (cf. tectonique).

Il faut souligner ici, d'une part que les affleurements des formations du Lias supérieur-Malm vers le Sud (ligne de villages: Sevaston, Kyra Panagia, Skandhalon, et pour encore 7 km plus au Sud) montrent, mois clairement, la même disposition stratigraphique, et d'autre part que les calcaires de Vigla avec les autres formations qui se trouvent stratigraphiquement entre le Vigla et le flysch de la série ionienne, présentent une réduction de leur épaisseur –qui est toutefois moins exprimée– dans le même sens que les formations du Lias supérieur-Malm.

2. Coupes de Neokhori (fig. 19 O, O')

Sur le flanc oriental de la colline de Golnitsa, à quelques dizaines de mètres des premières maisons du village de Neokhori, on observe en série inverse (fig. 19 O) que, entre les calcaires de Siniais en haut et les calcaires de Vigla en bas, s'intercalent seulement 2,5 m de calcaires siliceux en petites bancs, alternant avec des lits de silex blonds et des lits argileux. La formation intercalée (probablement schistes à Posidonies supérieurs) est affectée par des slumps et vient sur les calcaires de Siniais en discordance légèrement angulaire. Par contre une cinquantaine de mètres au NW de la localité précédente (à côté de la chapelle du cimetière), sur le même flanc de la colline (fig. 19 O'), on observe de haut en bas (la série continue à être inverse):

– les calcaires de Siniais assez bien développés, avec son faciès typique, puis viennent:

– 7 m d'Ammonitico Rosso, la partie inférieure comporte d'environ 3 m de marnes rouge-vert, riches en Ammonites et des niveaux bréchiques, et la partie supérieure de calcaires noduleux vert en alternance de marnes rouges. La faune d'Ammonites recoltées dans la partie inférieure, est la suivante: *Lytoceras corrugatum* BONNARELLI, *Calliphylloceras capitanei* SATULLO, *Phylloceras* sp., *Phymatoceras elegans* MERLA, *Phymatoceras cornucopia* MERLA, *Pseudomercaticeras rotaries?* MERLA, *Pseudomercaticeras (Crassiceras) gradatum* MERLA, *Catacoeloceras* sp. (exemplaire mal conservé). Cette faune correspond pour l'essentiel à la zone à Gradata du Toarcien moyen;

– 8 m de calcaires à filaments avec leur faciès courant;

– 10 m de schistes à Posidonies supérieurs représentés par des jaspes bruns et marnes siliceuses;

Les calcaires de Vigla venant au-dessus sont très réduits présentant une épaisseur totale d'environ 20 m. Dans le premier banc calcaire ont été observés *Calpionella alpina* et *Stomiosphaera moluccane*. Les autres formations calcaires qui suivent les calcaires de Vigla jusqu'au début du flysch sont aussi très réduites (elles présentent une épaisseur totale d'environ 100 m).

Si on se déplace 800 m plus au NW, au dessus des calcaires de Siniais on trouve: 4 m de calcaires noduleux rouges à petites Ammonites, 3 m de calcaires à filaments, puis 20 m de schistes à Posidonies supérieurs, et enfin les calcaires de Vigla très réduits.

Sur le flanc SW de la colline de Golnitsa enfin, les calcaires de Vigla viennent apparemment en concordance sur les calcaires de Pantokrator par l'intermédiaire d'une surface indurée, perforée et taillée d'encroûtements ferrugineux (hard-graoud). Il y a donc ici une lacune de sédimentation qui va du Lias moyen au Malm.

La colline de Golnitsa représente donc un môle affaissé vers l'ENE (cf. tectonique) à lacunes de sédimentation des formations du Lias supérieur-Malm croissant vers

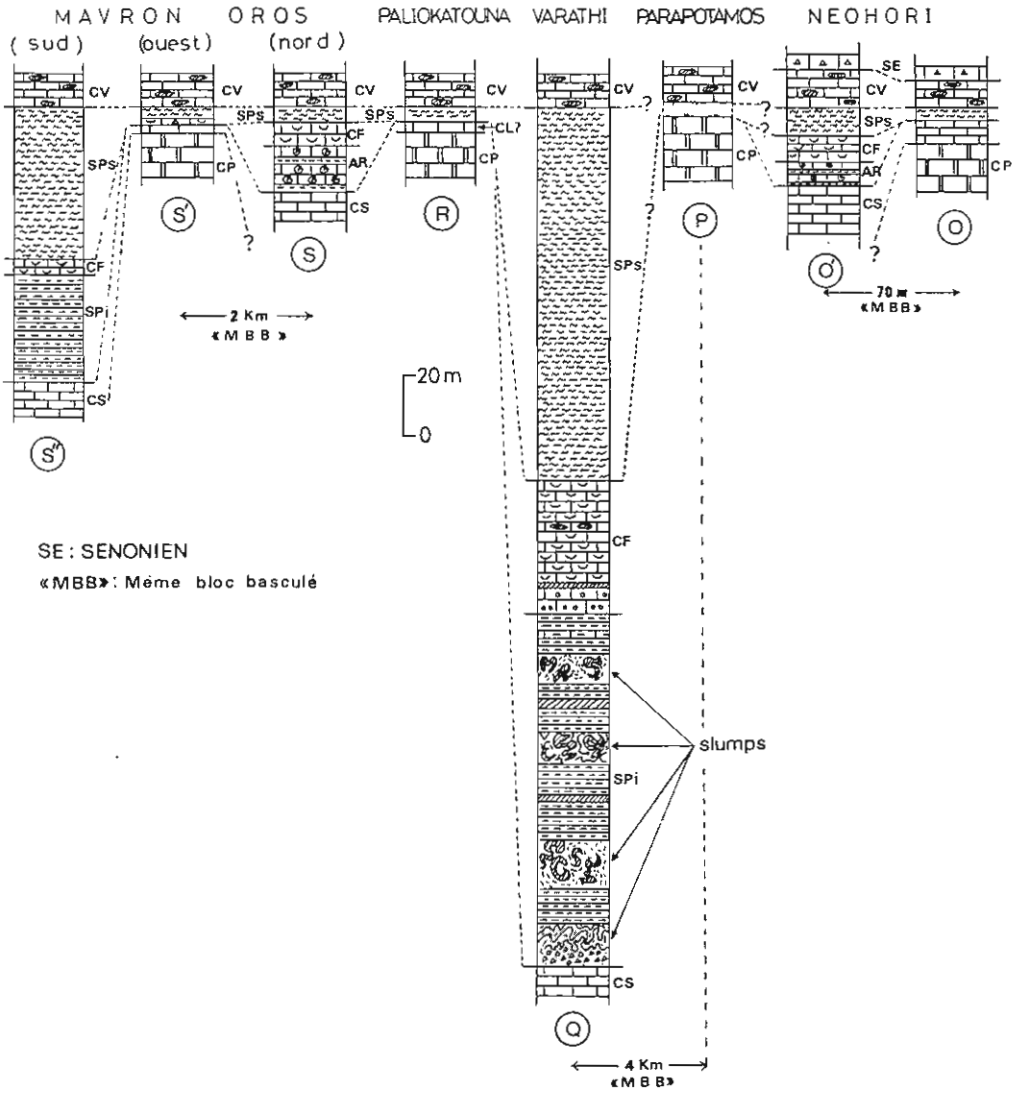


Fig. 19. Colonnes stratigraphiques des coupes localisées dans la fig. 8 (même légende que pour la fig. 11).

l'WSW, et à sédimentation réduite et parfois même avec lacunes de certains niveaux à partir des calcaires de Vigla jusqu'à la fin de la série calcaire ionienne.

Les formations du Lias supérieur-Malm réapparaissent sur l'affleurement à une dizaine de kilomètres plus à l'Ouest dans le massif de Varathi, présentant d'une part des variations du faciès lequel je décrirai, et d'autre part des variations d'épaisseur latérales qui laissent soupçonner qu'on a affaire dans ce domaine à un autre coin prismatique sédimentaire, ce que j'essaierai de démontrer par les deux coupes suivantes.

3. Coupe de Parapotamos (fig. 19 P)

La route nationale menant de Jannina à Igoumenitsa, traverse à une distance d'environ 1 km au Sud du village de Parapotamos une succession apparemment concordante des calcaires de Vigla sur les calcaires de Pantokrator. On observe en détail:

– les calcaires de Vigla peu épais (d'environ 30 m) –dont la base contient *Calpionella alpina*– viennent sur les calcaires de Pantokrator avec un vide d'observation de 2 m couvert par le Quaternaire qui cache le contact. Cependant le pendage entre les deux termes est exactement le même et la continuité des couches exclue la possibilité d'un contact par faille, d'ailleurs la composition du Quaternaire laisse soupçonner des influences d'un matériel argilosiliceux provenant de l'érosion d'une intercalation probable de schistes à Posidonies qui pourraient exister entre calcaires de Vigla et calcaires de Pantokrator et dont leur épaisseur serait inférieure de 2 mètres. Par ailleurs à proximité Ouest du village de Ampelia à une distance de 3 km vers le SSW on observe 5 m de schistes à Posidonies –dont l'épaisseur augmente rapidement vers l'Ouest– entre Vigla et Pantokrator. En se déplaçant maintenant vers l'Ouest de la coupe de Parapotamos, après les failles du graben de Parapotamos on observe une augmentation de l'épaisseur très rapide des schistes à Posidonies supérieurs, dont la base est marquée par l'existence d'un horizon conglomératique de 2 à 3 m d'épaisseur. L'épaisseur des schistes à Posidonies supérieurs continue à augmenter vers l'Ouest et des calcaires à filament commencent à apparaître à leur base; l'épaisseur de deux termes continue à augmenter dans la même direction et ensuite on observe une apparition brutale des schistes à Posidonies inférieurs au-dessous des calcaires à filaments et au-dessus d'abord des calcaires de Pantokrator et très vite ensuite au-dessus des calcaires de Siniais. A partir de là, l'épaisseur des quatre termes continue à augmenter vers l'WSW jusqu'au Sud du village de Mavroudhi. Il faut souligner ici que les affleurements du côté d'Ampelia montrent –mais, moins clairement à cause des failles qui coupent la continuité des formations– une variation du faciès et d'épaisseur des formations du Lias supérieur-Malm comparable.

On peut donc conclure que les formations du Lias supérieur-Malm forment un prisme de dépôt dont le biseau stratigraphique est aligné approximativement N-S.

J'ai levé une coupe sur le flanc occidental du massif de Varathi vers le SW de Mavroudhi. La série a été étudiée en détail par les auteurs de l'IGRS-IFP (1966, p. 42), dans une coupe qui d'après leurs descriptions, doit être tous près de celle qui sera présentée ci-dessous.

4. Coupe de Varathi (fig. 19 Q)

Au-dessus des calcaires de Siniais bien, développés et représentés avec leur faciès courant, viennent:

– 100 m de schistes à Posidonies inférieurs: ils comportent à la base quelques mètres caractérisés par des calcaires marneux, des marnes bleu zonées bicolores, et des rognons, lentilles et rarement des petits lits des silex; cet ensemble constitue un slump (fig. 20). Puis des calcaires marneux jaunes, alternant avec de petits lits de silex blond; à plusieurs niveaux, mais surtout dans leur partie inférieure à moyenne, ils sont affectés par des slumps; les axes de plis et de rouleaux synsédimentaires mesurés, présentent systématiquement une direction N 2°-10° E (cf. tectonique); vers le sommet enfin, ils passent à des calcaires siliceux ocre bien lités. En lame mince on observe à tous



a



b

Fig. 20a,b. Slumpings dans les schistes à Posidonies inférieurs (Varathi).



Fig. 20c. Slumpings dans les schistes à Posidonies inférieures (Varathi).

les niveaux des Radiolaires généralement calcitisés, outre le niveau supérieur contenant aussi des rares Posidonies;

Remarque: J'ai observé les calcaires de Siniais sur plus de 500 m vers le SW; çà et là, sur leur sommet viennent les schistes à Posidonies inférieures comportant à leur base un niveau de 4 à 5 mètres qui constitue un slump dont les glissements synsédimentaires ont donné naissance à des plis et surtout des brèches intraformationnelles, comme le montrent les circonvolutions de petits lits de silex et la disposition de lentilles et rognons de silex. On observe parfois même des figures qui pourraient correspondre à des structures de charge (load structures) formées par le silex et les marnes (fig. 23 c). Cependant, les auteurs de l'IGRS-IFP (1966, p. 42) citent dans leur coupe, l'absence du calcaire de Siniais typique, et son remplacement au sommet du Pantokrator par 5 m d'une brèche à grands éléments anguleux (plusieurs décimètres) de calcaire de Pantokrator, et quelques éléments de calcaires de Siniais, dans un ciment calcareo-siliceux à cassure fétide. Sur cette brèche viennent des calcaires siliceux en plaquettes annonçant les schistes à Posidonies inférieures. Par contre les mêmes auteurs constatent que le calcaire de Siniais est présent à 1 km au SW de Mavroudi, comportant quelques niveaux graveleux ou zonés avec d'abondants lits de silex. Je crois que cette brèche pourrait avoir une origine tectonique.

- 40 m de calcaires à filaments: calcaires blancs conglomératiques à la base, puis des calcaires-grumeleux, bien stratifiés en bancs de 60 cm en moyenne, avec rognons et lits de silex. En lame mince on observe, des Radiolaires, des filaments, et des débris de Crinoides (entroques):

- 110 à 120 m de schistes à Posidonies supérieurs: lits de silex en alternance avec des argiles siliceuses rousses à brunâtres riches en Posidonies;

- les calcaires de Vigla venant au-dessus contiennent à la base *Calpionella alpina*.

On peut tirer des deux coupes précédentes les conclusions suivantes:

- les formations du Lias supérieur-Malm présentent une évolution des faciès et des épaisseurs compatible avec le basculement synsédimentaire d'un bloc affaissé vers l'Ouest; ces formations forment un prisme de dépôt dont le biseau stratigraphique se trouve à l'Est du bloc (c'est-à-dire du côté soulevé du bloc) et présente une direction N-S. Cette direction est la même que celle des axes de plis synsédimentaires observables à l'Ouest et surtout à la base du prisme de dépôt (c'est-à-dire du côté affaissé du bloc);

- le substrat Jurassique moyen-inférieur a subi une érosion différentielle, plus marquée dans la partie élevée du bloc (à l'Est).

5. Coupe de Paleokatouna (Mourtos)

La région de Mourtos située à une distance d'environ 13 km au SSW de la coupe de Varathi (fig. 19 R) laisse apparaître un autre prisme de dépôt dans les formations du Lias supérieur-Malm; le biseau stratigraphique présentant ici une direction NW-SE.

Une coupe levée sur le flanc SW de Paleokatouna à une distance de 2 km à l'ENE de Syvota (Mourtos) montre au-dessus des calcaires de Siniais (peu épais et sans leur faciès typique) la succession suivante:

- 8 m d'Ammonitico Rosso du Toarcien;

- 4 m de calcaires à filaments;

- 30 m schistes à Posidonies supérieurs;

Vers le NNE et l'ESE on observe un amincissement très rapide de trois formations, puis l'Ammonitico Rosso et les calcaires à filaments disparaissent totalement; la même chose se passe ensuite pour les schistes à Posidonies supérieurs et les niveaux de base des calcaires de Vigla reposent alors en concordance apparente sur les calcaires de Pantokrator (avec 1 à 2 m de calcaires siliceux, qui pourraient correspondre aux schistes à Posidonies supérieurs, intercalés entre les deux termes).

6. Coupe du Mavron Oros (fig. 19 S, S', S'')

La colline du Mavron Oros, à une dizaine de kilomètres à l'WNW du massif de Varathi, émerge du Quaternaire du delta du Kalamas. Cette petite colline, permet l'étude des formations du Lias supérieur-Malm reposant sur deux blocs basculés successifs.

Une coupe levée au NW du flanc oriental de la colline -2 km Nord de Kastrini (Skoupitsa)- sera présentée ci-dessous et ensuite les variations latérales de formations du Lias supérieur-Malm dans l'ensemble de la colline (fig. 19 S, S', S'').

Sur les calcaires de Siniais moyennement développés viennent:

- 15 m d'Ammonitico Rosso, comportant dans la partie inférieure essentiellement des marnes vertes à rougeâtres avec quelques intercalations bréchiqques ainsi que de calcaires marneux noduleux, et dans la partie supérieure des calcaires noduleux en alternance avec des intercalations de marnes rouges qui se raréfient vers le sommet. Cet Ammonitico Rosso m'a livré à presque tous les niveaux une riche faune d'Ammonites, parmi lesquelles ont été déterminées:

Polyplectus pluricostatus HAAS, *Hildaites gr. serpentinus* (REINECKE), du Toarcien inférieur (zone à *Serpentinus*)

Nodicoeloceras sp., *Nodicoeloceras* sp. voisin de *N. incrassatum* SIMPSON, du Toarcien inférieur ou de la base du Toarcien moyen

Mercaticeras mercati (HAUER), *Phymatoceras? caroli* (MERLA), *Hildoceras lusitanicum* (MEISTER), *Hildoceras* sp., de la base du Toarcien moyen (zone à *H. graecum* de KOTTEK)

Brodieia sp., *Phymatoceras gr. erbaense* (HAUER), *Polyplectus* sp., *Calliphylloceras* sp., *Phymatoceras fabale?* (SIMPSON), *Phylloceras* sp., du Toarcien moyen (zone à B. Bayani de KOTTEK)

Phylloceras perplanatum PRINZ, *Catulloceras dumortieri* THIOL., de la zone à Meneghinii

Harpoceras sp., *Pseudogrammoceras cf. aratum* à côtes très fines. *Peronoceras?* sp. fragment, et enfin

Erycites sp. du sommet du Toarcien (?) à Aalénien.

Cette faune montre que l'Ammonitico Rosso comporte probablement tous les niveaux allant du Toarcien inférieur à l'Aalénien;

- 10 m de calcaires à filaments à faciès typique;

- 6 m des schistes à Posidonies supérieures, composés essentiellement d'argiles siliceuses verdâtres très riches en Radiolaires et Posidonies.

Les calcaires de Vigla venant au-dessus contiennent des *Calpionella alpina*.

Cette coupe caractérisée par sa riche faune d'Ammonites permet de confirmer l'âge Toarcien-Aalénien qui a été attribué à l'Ammonitico Rosso par RENZ (1955) et AUBOUIN (1959).

En se déplaçant vers le SW de la colline on observe sur son flanc occidental que la succession décrite plus haut est très réduite avec lacune des schistes à Posidonies supérieurs dans la majeure partie de l'affleurement (fig. 19 S'). Plus au Sud sur environ 1 km jusqu'à la grande faille WNW-ESE séparant la colline en deux compartiments, on observe les calcaires de Vigla reposant en concordance apparente sur les calcaires de Pantokrator, ce qui se passe aussi à l'extrême Nord de la colline, où le Vigla se trouve finalement plaqué sur le Pantokrator (IGRS-IFP, 1966), par disparition progressive du Lias supérieur-Dogger, sauf quelques niveaux décimétriques de brèches calcaires à "filaments". Par contre dans le compartiment Sud de la colline qui est abaissé d'au moins 200 m par rapport à celui du Nord la succession des formations du Lias supérieur-Malm est très puissante montrant toutefois cartographiquement une réduction graduelle de son épaisseur vers le SW. Immédiatement après la faille où cette succession est la plus puissante, on observe (fig. 19 S'') au-dessus des calcaires de Siniais très épais et à faciès typique:

- 30 m de schistes à Posidonies inférieurs, marnes bleues souvent bitumineuses devenant rouges à l'affleurement dans la partie supérieure de la formation. A tous les niveaux ils sont riches en Posidonies, d'un faciès comparable à celui de la même formation dans le massif de Pantokrator à Corfou qui d'ailleurs se trouve en face et plus au Nord de la colline de Mavron Oros (cf. infra);

- 5 m de calcaires à filament, représentés ici par de calcaires pseudoconglomératiques à éléments de calcaire blanc à Radiolaires et filaments et à ciment jaunâtre à rares filaments;

- plus que 50 m de schistes à Posidonies supérieurs, lits de silex blonds à roussâtres avec des joints d'argiles ciliceuses à Posidonies et Radiolaires.

Les formations du Lias supérieur-Malm continuent vers le SW présentant une légère réduction de leur épaisseur et sont ensuite couvertes par le Quaternaire. Cependant il y a un petit affleurement de ces formations 400 m au SSE de Kestrini représenté par quelques mètres de schistes à Posidonies supérieurs.

Dans la colline du Mavron Oros la succession des formations du Lias supérieur-Malm est juxtaposée de part et d'autre de la faille du Mavron Oros de sorte que le terme basal de cette succession est occupé par l'Ammonitico Rosso dans le compartiment Nord, tandis que dans le compartiment Sud il est remplacé par les schistes à Posidonies inférieurs. La faille actuelle séparant les compartiments nord et sud correspond probablement à une faille inverse –dont le compartiment nord chevauche vers le SSW celui du Sud– résultant de la reprise en compression d'une paléofaille normale due à la distension jurassique (cf. tectonique).

C. DOMAIN INTERNE SEPTENTRIONAL

1. Coupe de Mitsikeli (fig. 21 T)

Le massif du Mitsikeli forme un anticlinal de direction NW-SE qui est légèrement déversé vers le NW (cf. tectonique). J'ai étudié les formations du Lias supérieur-Malm (l'anticlinal du Mitsikeli est très peu ouvert dans le Jurassique) au NE du Monastère de Stoupenas à une douzaine de kilomètres au NNW de la ville de Jannina. Une route nouvellement construite, menant de Lykostomo à Dikorfò traverse le massif du Mitsikeli. Le long de cette route on traverse plusieurs fois les formations du Lias supérieur-Malm. Elles sont généralement représentées par des schistes à Posidonies indifférenciés (sous zone A' des auteurs de l'IGRS-IFP correspondant là où les calcaires à filaments tendent à disparaître et où les deux niveaux de schistes à Posidonies sont confondus). Néanmoins, dans la majorité des cas on observe quelques bancs de calcaires à filaments intercalés dans les lits de silex. L'épaisseur totale de ces formations est en moyenne 30 m; elles surmontent en général directement les calcaires de Pantokrator. Il y a donc absence des calcaires de Louros ou de Siniais, probablement à cause d'une discordance du Lias supérieur-Malm. Toutefois l'observation des variations de l'épaisseur (réduction) de ces formations laisse supposer leur disposition en *prismes de dépôt* dont la présence n'est pas claire puisque les affleurements sont dilacérés tant par l'érosion que par la tectonique. Je présenterai seulement ici une coupe effectuée à une centaine de mètres à l'Est de la ligne de crête sur le flanc oriental du Mitsikeli. A cet endroit la série est renversée mais 500 m plus au Nord la série est normale; une faille qui sépare transversalement les deux domaines doit donc être décrochant (cf. tectonique). On observe de haut en bas (fig. 21 T):

- les calcaires de Pantokrator très dolomités sont caractérisés à leur sommet par la présence de filons et de poches sédimentaires remplis d'une brèche à grands éléments calcaires (décimétriques) provenant du Pantokrator, d'autres éléments montrent un faciès comparable à celui des calcaires de Louros et d'autres enfin sont composés de gypse. La matrice est calcaréodolomitique à filaments, mélangée avec du gypse. Puis viennent;

- 20 m de schistes à Posidonies indifférenciés, composés essentiellement de lits de silex en alternance d'argiles siliceux;

- en continuité stratigraphique viennent les calcaires de Vigla comportant à leur base *Calpionella alpina* associée à *Aptychus* et nannofossiles en abondance (cf. infra).

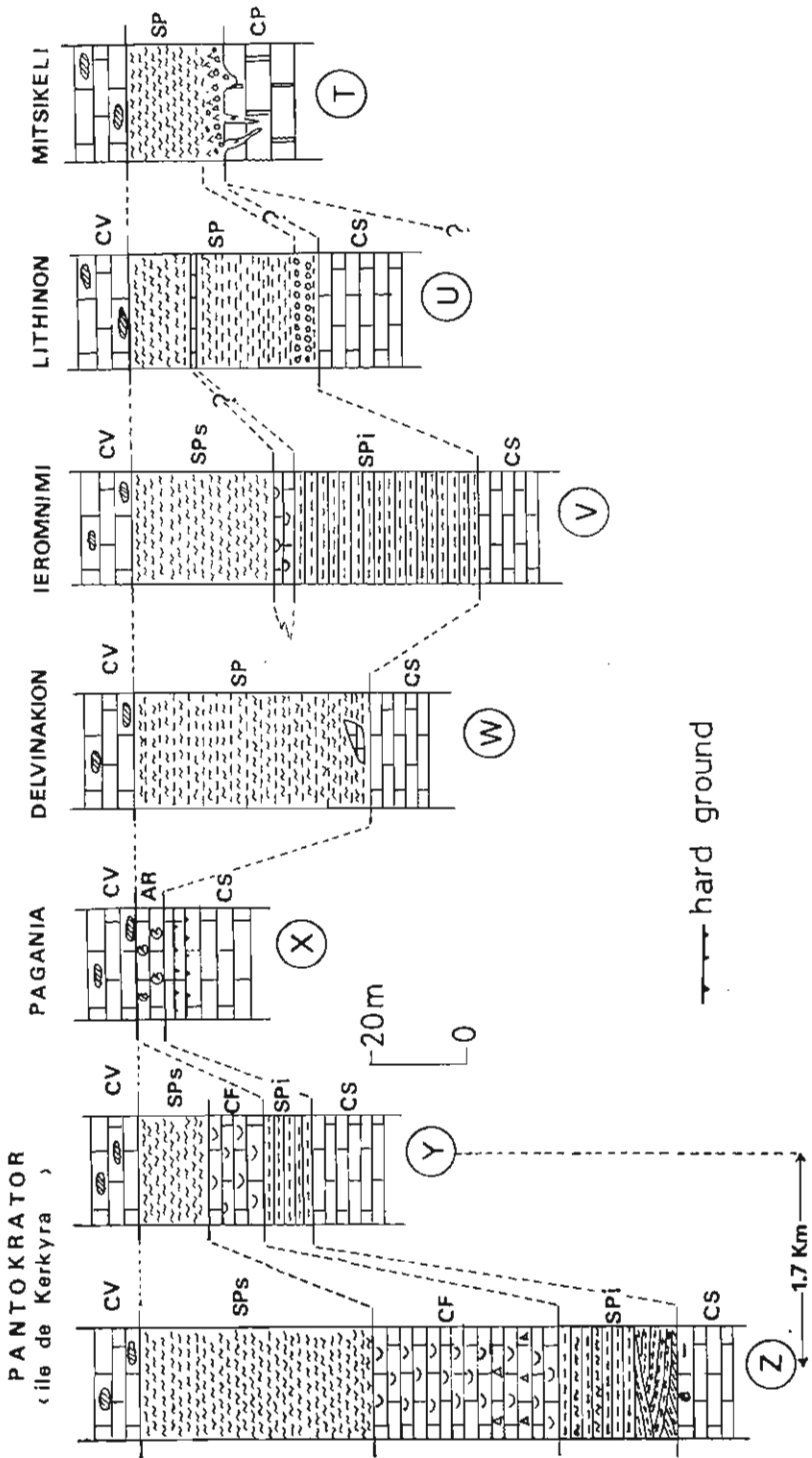


Fig. 21. Colonnes stratigraphiques des coupes localisées dans la fig. 8 (même légende que pour la fig. 11): SP: schistes à Posidonies indifférenciées.

Le fait le plus important de cette coupe est la présence du gypse dans la brèche qui se trouve à la base des schistes à Posidonies venant en concordance apparente sur les calcaires de Pantokrator. On pourrait faire deux hypothèses sur l'origine du gypse:

– on a affaire à une brèche tectonique et la présence du gypse est due à son injection le long d'une faille inverse ou d'un chevauchement qui séparait les calcaires de Pantokrator par les schistes à Posidonies;

– se basant sur le fait de la manifestation du gypse dans les éléments de la brèche, attribuer son origine à des produits d'érosion des affleurements du gypse pendant l'époque (probablement entre Lias supérieur et Dogger) de la formation de la brèche; des affleurements du gypse soumis à l'érosion à cette époque pourraient être expliqués uniquement par l'halocinèse (cf. tectonique).

La coupe suivante contribuera à l'éclaircissement de ce problème.

2. Coupe de Lithinon (fig. 21 U)

La route menant du village de Zitsa au village de Lithinon (située à une distance de 24 km à l'WNW de Jannina), traverse une centaine de mètres avant le dernier village les formations du Lias supérieur-Malm. Une coupe levée dans cet endroit (fig. 21 U) montre de bas en haut:

– les calcaires de Siniais, observables sur l'affleurement sur plus de 20 m. Ils sont représentés par un faciès apparemment typique (calcaires lités sublithographiques à lits de silex), cependant l'aspect de certains bancs calcaires rappelle celui des calcaires de Louros. En continuité stratigraphique sur ces calcaires viennent:

– 40 m de schistes à Posidonies indifférenciés, ils comportent à la base, immédiatement au-dessus du dernier banc de calcaires de Siniais:

* 60 cm de marnes ocres à verdâtres sans litage, puis;

* 40 à 45 cm d'un niveau conglomératique à éléments dont la taille est de l'ordre de 0.4 à 0.8 cm en moyenne. L'observation en lame mince montre (fig. 22) qu'il s'agit d'un conglomérat polygénique à matrice marnocalcaire contenant trois types d'éléments (bien distincts); le premier concerne les éléments à faciès identique aux calcaires de Siniais (calcaire granulo-grumeleux à Radiolaires), le deuxième ceux à faciès de calcaires de Louros (calcaire micritique à sections de petites Ammonites et Brachiopodes), et le troisième les éléments qui sont composés uniquement de gypse;

* par un niveau de 40 cm de marnes ocres à verdâtres sans litage exprimé on passe progressivement à une série d'une douzaine de mètres, composée des calcaires marneux jaunes à bleu-sombre souvent bitumineux et de marnes siliceuses zonées bicolores. Par l'intermédiaire des quelques mètres de calcaires en plaquettes à rare silex la série passe enfin à des lits de silex noirs ou blonds et des lits d'argiles siliceuses jusqu'aux calcaires de Vigla qui la surmontent.

Les enseignements de cette coupe:

La présence du conglomérat à la base des schistes à Posidonies indifférenciés montre:

– l'existence de zones soumises à l'érosion au voisinage de ce lieu de sédimentation. Ces zones pourraient correspondre à des reliefs soit émergés (érosion à l'air libre), soit sous-marins (érosion par des courants forts);

– les éléments du conglomérat indiquent que ces zones correspondent à des reliefs comportant à leur sommet des calcaires de Siniais et de Louros. Ceci veut dire

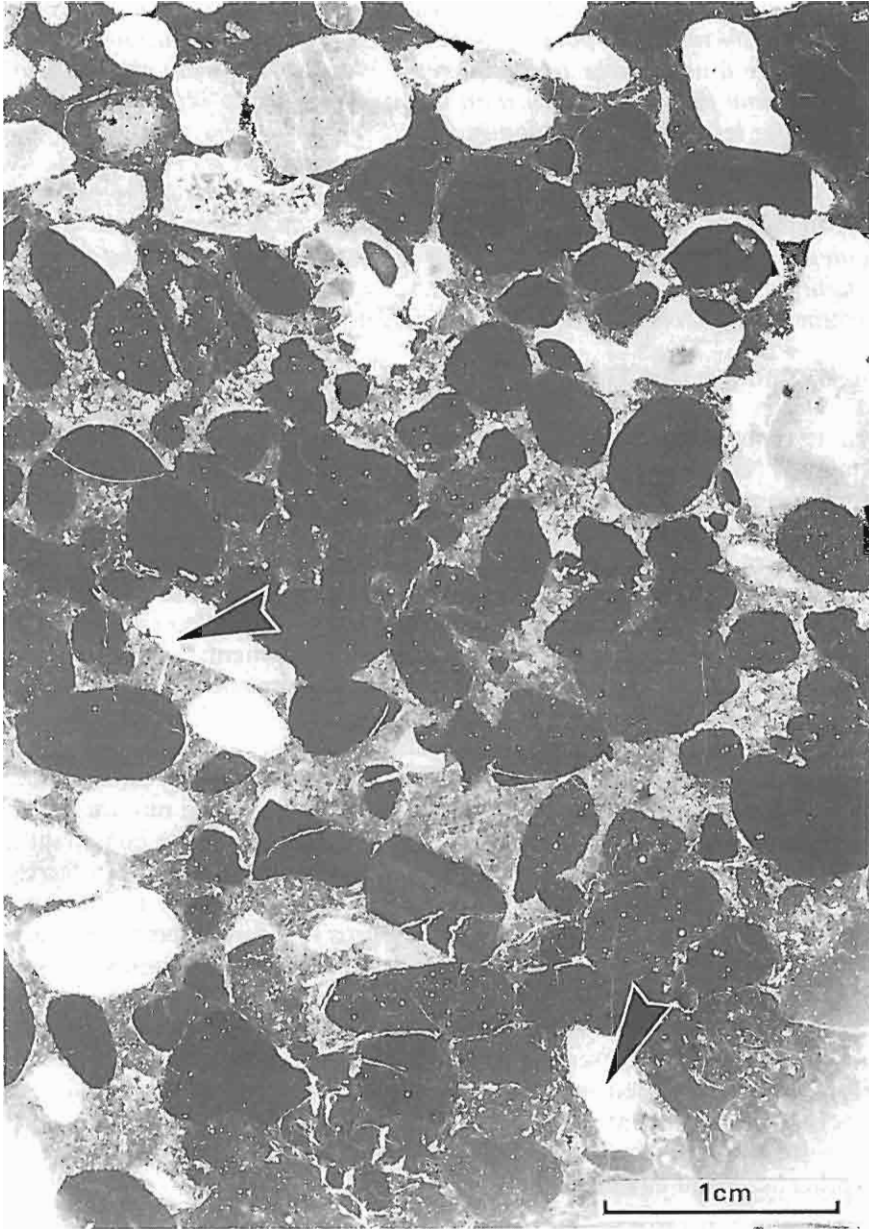


Fig. 22. Détail en lame mince (x3) du conglomérat observé à la base des schistes à Posidonies inférieurs de la coupe de Lithinon.

Il s'agit d'un conglomérat polygénique à matrice marnocalcaire contenant trois types d'éléments: le premier concerne les éléments à faciès identiques aux calcaires de Siniais (calcaire granulo-grumeleux à Radiolaires), le deuxième ceux à faciès de calcaires de Louros (calcaire micritique à sections de petites Ammonites et Brachiopodes), et le troisième les éléments qui sont composés uniquement de gypse (flèches). Il est à noter que sur l'échantillon il y a une Posidonie bien identifiable.

que le bassin ionien ayant déjà subi un léger approfondissement général avec le dépôt des calcaires de Siniais et de Louros, avait été ensuite disloqué en blocs situés à des profondeurs différentes. Le domaine des blocs élevés a constitué les haut-fonds sous-marins ou les reliefs émergés, soumis à l'érosion; le domaine des blocs abaissés a constitué des dépressions qui recevaient les produits de l'érosion de domaines adjacents;

- les éléments du conglomérat qui sont composés de gypse montrent à la fois que d'une part, les zones soumises à l'érosion étaient en liaison avec la présence de gypse. D'autre part, la conservation (non dissolution) des éléments de gypse transportés et déposés dans les dépressions correspondantes (comme celle de la coupe en question) implique un recouvrement très rapide par les sédiments, c'est-à-dire des conditions qui auraient favorisé au moment de la sédimentation l'enfouissement et la protection. Ce qui est bien le cas, comme le montre la texture fine des sédiments qui viennent au-dessus du conglomérat. D'autre part la présence du gypse pendant cette époque ne peut être expliquée que par la tectonique salifère du soubassement évaporitique de la série ionienne pendant la différenciation interne de la zone ionienne (cf. tectonique).

3. Coupe de Ieromnimi (fig. 21 V)

Cette coupe située au-dessus du village de Ieromnimi sur le flanc occidental du massif de Kassidhiaris, à une distance de 3 km à l'WNW de la coupe précédente (fig. 21) apporte les renseignements suivants:

- le sommet des calcaires de Siniais est affecté par des failles normales synsédimentaires (cf. tectonique) de direction NNW-SSE, formant ainsi des petits horsts et grabens (dont le rejet est de l'ordre métrique en moyenne) sur lesquels viennent les niveaux de base (3-4 m) des formations du Lias supérieur-Malm composés de marnes siliceuses ocre à verdâtres, avec niveaux décimétriques de brèches. Puis viennent:

- 30 m de schistes à Posidonies inférieurs proprement dits, marnes siliceuses grise-vertes très riches en Posidonies;

- 2 m de calcaires en plaquettes à silex (=calcaires à filaments);

- 40 m de schistes à Posidonies supérieurs plus siliceux que les schistes inférieurs et riches également en Posidonies. Ils sont suivis en concordance par les calcaires de Vigla.

La succession des formations du Lias supérieur-Malm montre une réduction de son épaisseur vers l'Ouest.

4. Coupe de Delvinakion (fig. 21 W)

Beaucoup plus au Nord, la route menant de Jannina au village de Delvinakion traverse 1 km avant le village le contact entre calcaires de Siniais et schistes à Posidonies inférieurs (ou au mieux, la base des schistes à Posidonies indifférenciés) et continue dans les schistes à Posidonies sur plus de 300 m. On observe de bas en haut:

- les calcaires de Siniais se terminant par des bancs de calcaires à Radiolaires et de rares lits de silex;

- 50 m de schistes à Posidonies indifférenciés, ils comportent à leur base d'environ 1 m de marnes siliceuses verdâtres, puis un bloc de calcaire à section lenticulaire à cuneiforme (fig. 45 E) -de 9 m de longueur et de 3 m de largeur dans sa partie la plus large- provenant incontestablement des calcaires de Siniais (en lame mince on observe le

même faciès de calcaire granulo-grumeleux à Radiolaires). La série continue avec son faciès courant dans ce domaine (marnes siliceuses jaunâtres en alternance avec de lits de silex noir et des joints d'agiles siliceuses verdâtres) jusqu'aux calcaires de Vigla (à Calpionelles) venant au-dessus.

On retiendra de cette coupe l'observation à la base des schistes à Posidonies du bloc calcaire décrit ci-dessus. Son origine est due probablement à un glissement de terrain synsédimentaire (cf. tectonique).

La végétation, l'érosion et surtout l'intensité de la tectonique à cause des injections diapiriques d'évaporites (cf. tectonique), rendent très difficile l'observation des formations du Lias supérieur-Malm dans la région de Delvinaki. Néanmoins elles montrent cartographiquement une réduction de leur épaisseur vers l'WNW. On observe ainsi à une distance d'environ 3 km à l'WNW de la coupe de Delvinaki, juste au-dessous du village de Faragi que les schistes à Posidonies indifférenciés –entre les calcaires de Pantokrator en bas et les calcaires de Vigla en haut– présentent une épaisseur d'environ 8 m.

D. DOMAIN EXTERNE SEPTENTRIONAL

Deux coupes ont été levées dans ce domaine, l'une dans la région la plus occidentale de la Grèce continentale (coupe de Paganía) et l'autre dans l'île de Kerkyra (Corfou) dans la mer ionienne (coupe de Pantokrator).

1. Coupe de Paganía (fig. 21 X)

On observe de bas vers le haut:

– 20 m de calcaires en gros bancs sans silex, dont la partie supérieure présente des joints d'encroûtement parallèles à la stratification, répétés chaque 10 à 20 cm en moyenne qui correspondent très probablement à des surfaces durcies répétés. Ces calcaires représentent probablement un équivalent latéral des calcaires de Siniais ou de Louros (chap. III A 4);

– 5 m d'Ammonitico Rosso, sous-forme des calcaires noduleux rouges à Ammonites du Toarcien (RENZ, 1955; KOTTEK, 1966);

– les calcaires de Vigla venant au-dessus présentent leur faciès habituel et comportent *Calpionella alpina*;

Il y donc ici lacune de sédimentation du Dogger au Malm.

A une distance d'environ 500 m vers l'Est de la localité précédente on observe au-dessous de calcaires de Vigla une dizaine de mètres de schistes à Posidonies supérieurs, mais les conditions d'affleurement –à cause de la végétation intense– empêchent l'observation de leur passage vers le bas jusqu'aux calcaires de "Siniais".

2. Coupes de Pantokrator (île de Kerkyra) (fig. 21 Y, Z)

Dans l'île de Kerkyra (Corfou), les formations du Lias supérieur-Malm ont été étudiées sur le flanc oriental du mont Pantokrator. Ces formations affleurent continuellement à partir du village de Glypha au Sud jusqu'à 2 km plus au Nord du village de Siniais (1 km au Sud du village de Perithia). J'ai effectué plusieurs coupes transversalement à la linge d'affleurement des formations du Lias supérieur-Malm qui montrent clairement une réduction d'épaisseur de ces formations vers l'ENE. On observe ainsi 2 km au SE du village de Siniais (fig. 21 Y):

– les calcaires de Siniais à faciès typique se terminent par une surface moutonnée avec hard-ground sur laquelle viennent:

- 10 m de schistes à Posidonies inférieurs;
- 12 m de calcaires à filaments;
- 15 m de schistes à Posidonies supérieurs;

Au niveau du village de Siniais on observe sur les calcaires de Siniais à faciès typique, présentant dans cet endroit leur plus grande épaisseur:

– 2 à 3 m de calcaires jaunâtres à grisâtres devenant marneux vers le sommet. Ils comportent des Ammonites mal conservées à tous les niveaux et rares Brachiopodes à la base. On pourrait assimiler, d'une part la partie inférieure de ce niveau avec le sommet du faciès "calcaires de Louros" comme celui-ci se présente dans la coupe de Vathy (s. supra), et d'autre part la partie supérieure à la base de l'Ammonitico Rosso du Toarcien. En effet en cet endroit RENZ (1903, 1926; 1955, p. 78) cite des Ammonites, très aplaties, mal reconnaissables: *Phylloceras cf. zetes* ORB., *Coeloceras mortiletti* MENEGH. du Domérien, et *Phylloceras cf. nissoni* HEBERT, *Coeloceras cf. annulatum* SOW., *Coeloceras cf. commune*, *Coeloceras cf. displaceti* d'ORB., *Polyplectus discoides* ZIETEN var. *Phuricostata* HAAS du Toarcien (ces déterminations ne sont pas douteuses: les Ammonites du Domérien ont été déterminées par ZITTEL. Elles correspondent à des formes qui sont antérieurs au Toarcien);

– 25 m de "schistes à Posidonies inférieurs", à la base ils comportent des marnes roussâtres présentant une stratification oblique, vers le haut on passe à une alternance de marnes feuilletés vardâtres et de marnes grises à noires avec quelques intercalations de marnes grises-vertes à rares Posidonies. Au sommet enfin la formation est beaucoup plus siliceuse;

– 40 m de calcaires à filaments; à la base ils comportent des calcaires graveleux dans lesquels s'intercalent deux niveaux de calcaires pseudobréchiques; vers le haut ils passent à des calcaires sublithographiques granulo-grumeleux à rares silex;

– 50 m de schistes à Posidonies supérieurs. Ils comportent essentiellement des jaspes roux à rares Posidonies.

Vers le NNE l'épaisseur des formations du Lias supérieur-Malm se réduit et on observe un biseautage successif d'abord des schistes à Posidonies inférieurs, puis des calcaires à filaments et enfin à une distance de 2 km au NNE du village de Siniais ils restent quelques mètres des calcaires siliceux (variation latérale des schistes à Posidonies supérieurs) entre les calcaires de Pantokrator (les calcaires de Siniais ont été déjà érodés) et les calcaires de Vigla.

Les formations du Lias supérieur-Malm sont donc disposées dans l'île de Kerkyra –comme en Epire (s. supra)– en prismes de dépôt dont la direction du biseautage régional dans le flanc oriental du mont Pantokrator est approximativement NNW-SSE.

3. REMARQUES GENERALES SUR LES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM

De l'étude lithostratigraphique des formations du Lias supérieur-Malm résultent des nouvelles données, tant pour les variations d'épaisseur et de faciès de formations à l'échelle du bassin ionien, que pour leur âge *qui dépend en fin du compte, comme nous allons voir, de ces variations.*

a. *Variations d'épaisseur et de faciès des formations du Lias supérieur-Malm.*

Les coupes détaillées effectuées dans toute la zone ionienne ont permis de montrer que les variations d'épaisseur latérales des formations du Lias supérieur-Malm à l'échelle du bassin ionien, se font d'une manière bien particulière. On note en effet que la plupart de fois ces formations forment des *coins sédimentaires prismatiques* (terme utilisé par BUREAU, 1984) ou plus simplement des *prismes de dépôt* successifs de direction générale NNW-SSE, c'est-à-dire parallèlement à l'allongement de la zone ionienne.

Les formations du Lias supérieur-Malm dans chaque prisme de dépôt présentent une évolution des faciès et des épaisseurs compatible avec le basculement synsédimentaire du bloc sur lequel elles se sont déposées:

– érosion différentielle du substrant Jurassique moyen-inférieur, plus marquée dans la partie élevée du bloc et absence d'érosion dans la partie effondrée du bloc sur lequel par contre s'accumulent les produits d'érosion de ce même bloc mais surtout de la partie élevée du bloc avoisinant; la partie effondrée est aussi caractérisée par des glissements, des slumps et des failles synsédimentaires des formations du Lias supérieur-Malm continuellement déposées. L'organisation des formations du Lias supérieur-Malm sur chaque bloc est assez indépendante des autres, c'est-à-dire que chaque bloc constitue une unité paléogéographique élémentaire; *l'érosion peut se faire:*

* soit sous l'eau par des courants forts avant la reprise de la sédimentation, correspondant dans ce cas aux domaines des blocs qui ont valeur de haut-fonds sous-marins sur lesquels l'érosion peut se faire à plusieurs reprises et pendant le dépôt des formations du Lias supérieur-Malm (coupes de type II; p.ex. dans la coupe de Kato Kouklessi, érosion différentielle du substrat Jurassique moyen-inférieur avant la reprise de la sédimentation réduite et lacuneuse de l'Ammonitico Rosso toarcien, reprise de l'érosion avec lacune du Dogger et partiellement du Malm, reprise de sédimentation à partir probablement de la fin du dépôt des schistes à Posidonies supérieurs);

* soit à l'air libre dans la partie élevée de certains blocs; p.ex. les branches de conifères observées dans les schistes à Posidonies inférieurs du Toarcien dans la coupe de Khionistra, attestent le voisinage de ce domaine de sédimentation avec des régions émergées où vivaient les conifères. Ces régions correspondent très probablement à la partie élevée jusqu'à l'émersion, du bloc avoisinant qui restait émergé du moins pendant la majeure partie de sédimentation des schistes à Posidonies inférieurs. De tels domaines émergés ne sont souvent immergés que juste avant le dépôt des calcaires de Vigla;

– la succession de formations: Ammonitico Rosso ou leur équivalent latéral de schistes à Posidonies inférieurs – calcaires à filaments – schistes à Posidonies supérieurs, comme celles-ci ont été classiquement définies par les travaux précédents, n'ont vraiment de sens que pour le domaine effondré de chaque bloc où la sédimentation était continue et elles présentent plusieurs caractéristiques de faciès et d'âge communs. Dans cette optique les variations d'épaisseur et de faciès, l'âge de différents faciès et les lacunes de sédimentation varient de bloc en bloc;

– les zones "A", "B" et "C" de répartition des affleurements comme elles sont définies dans toute la zone ionienne par les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) n'ont de sens que si elles sont considérées sur chaque *prisme de dépôt des formations du Lias supérieur-Malm* ou, ce qui revient au même, si elles sont étudiées sur chaque bloc basculé.

C'est à cause de ce fait, par exemple, qu'il est très difficile de mettre en évidence un passage latéral entre le faciès Ammonitico Rosso et schistes à Posidonies inférieure, puisque les deux faciès se rencontrent généralement dans les parties effondrées de différents blocs basculés;

– il faut souligner ici enfin certaines remarques sur les différents faciès du Lias supérieur-Malm:

- * l'Ammonitico Rosso dans les domaines effondrés à sédimentation continue (coupes de *type "I"*) se présente toujours sous deux ensembles lithologiques bien distincts: l'ensemble inférieur à marnes prédominantes et horizons bréchiques qui prennent plus d'importance tant en volume qu'en taille des éléments en se rapprochant du bloc élevé avoisinant; l'ensemble supérieur à calcaires noduleux en petits bancs avec des minces intercalations de marnes. Par contre dans les autres domaines (coupes de *type "II"*) il se présente seulement sous forme de calcaires noduleux. Ces observations sont à la faveur de la signification paléogéographique qui représentent les deux types d'Ammonitico Rosso (ammonitico rosso calcaire et ammonitico rosso marneux) introduits par AUBOUIN (1964) et de l'interprétation de ELMI (1981) sur les différents faciès du cortège "ammonitico-rosso";
- * la description des différents affleurements de schistes à Posidonies inférieurs a montré des grandes variations du faciès dans les différents domaines ioniens (voir, différents blocs basculés). Toutefois il y a certaines caractéristiques dans tous les cas: la partie inférieure est généralement marneuse ou marno-calcaire et comporte souvent à la base des horizons bréchiques à conglomératiques, la partie médiane s'enrichit en argiles et admet des intercalations bréchiques, la partie supérieure enfin dévient beaucoup plus siliceuse très riche en Radiolaires et s'enrichit aussi en Posidonies. Par contre, les schistes à Posidonies inférieurs diffèrent sensiblement par leur lithologie des schistes à Posidonies supérieurs; la différence prédominante est la richesse en silice et la présence des Posidonies à plusieurs niveaux dans les schistes à Posidonies supérieurs;
- * les calcaires à filaments dans les domaines les plus effondrés (les plus près de la faille qui dresse la partie élevée d'un bloc avoisinant) se présentent sous le faciès conglomératique ou pseudoconglomératique, dans les domaines également effondrés mais plus éloignés de cette faille se présentent sous le faciès de calcaires noduleux bien lités, à fins interlits marneux et intercalations sporadiques de brèches intraformationnelles. En s'éloignant encore de notre repère imaginaire, des calcarenites et calcisiltites granoclassées s'intercalent dans la formation et encore plus loin ces niveaux turbiditiques s'enrichissent en calcaires marneux en bancs décimétriques;
- * les schistes à Posidonies supérieurs, dans les domaines effondrés (coupes de *type "I"*) se présentent sous le faciès des lits de silex à joints d'argiles siliceuses. En s'éloignant vers les domaines moins effondrés ils peuvent passer à des calcaires microbioclastiques finement lités, riches en rognons, lentilles et lits de silex (comme dans les coupes de Toka et de Paliambela p.ex. = "formation de Toka"). Dans les domaines élevés ayant valeur de haut-fond; enfin, ils peuvent garder les faciès précédents –à épaisseur réduite cependant– ou ils se présentent sous le faciès équivalent: de calcaires noduleux à Ammonites (p.ex. coupe à l'Est de Klisoura) ou d'autres variétés lithologiques décrites dans les coupes de *type "II"*.

b- Age

Sous cette optique imposée par les faits lithostratigraphiques du terrain, on peut faire les conclusions suivantes sur l'âge de ces formations:

– l'âge du Toarcien-Aalénien attribué à l'Ammonitico Rosso par les travaux précédents (RENZ, 1955; AUBOUIN, 1959; KOTTEK, 1966) est confirmé. Cet âge correspond généralement aux domaines effondrés des différents blocs basculés, c'est-à-dire là où la sédimentation est continue et plus épaisse;

– l'âge de schistes à Posidonies inférieurs comme il ressort directement par le fossile *Posidonia bronni* VOLTZ, cité plusieurs fois au sein de cette formation tant par RENZ (1914 à 1955) – quelquefois aussi comme *var. magna* – que par AUBOUIN (1959) – sous le nom *Posidonomya bronni* VOLTZ – est imprécis.

Il faut noter ici que les fossiles *Posidonia bronni*, *Posidonia alpina* GRAS, *Posidonia buchi* ROEMER et *Bositra* sont des synonymes de *Buchia buchi* (ROENER) dont la répartition stratigraphique va du Toarcien inférieur au Kimméridgien sans aucun doute, avec peut être une extension plus large tant vers le bas et vers le haut (HARBURY et HALL, 1987).

De même les Bivalves *Pseudomonotis substriata* MUNSTER et les *Aptychus* observés rarement par RENZ (1927) ne donnent pas plus de précision. L'âge de la base de schistes à Posidonies inférieurs peut être attribué au Toarcien par encadrement du fait de la présence des Ammonites domériennes citées (RENZ, 1955) à un horizon calcaire métrique sous-jacent aux schistes à Posidonies inférieurs dans le mont du Pantokrator à Kerkyra – correspondant très probablement à un passage sommital des calcaires de Siniais à leur équivalent latéral des calcaires de Louros – suivi par moins de 2 m de calcaires marneux à Ammonites du Toarcien.

En conclusion, le dépôt de schistes à Posidonies inférieurs débute – comme celui de l'Ammonitico Rosso – avec le Toarcien, dans les domaines effondrés des différents blocs basculés où la sédimentation était continue et plus épaisse. En ce qui concerne l'âge de leur sommet dans les mêmes domaines effondrés de différents blocs, il varie de bloc en bloc, c'est-à-dire que leur passage aux calcaires à filaments sus-jacents est diachrone. Ceci dévient clair si on considère les cas où les calcaires à filaments tendent à disparaître et où les deux niveaux des schistes à Posidonies sont confondus. Par exemple, dans les massifs de Khionistra et de Varathi chacun de deux niveaux à Posidonies est très épais; dans le premier cas (Khionistra) ils sont séparés par quelques mètres de calcaires à filaments (à Petoussi et à Delvinaki ils sont même absents), tandis que dans le deuxième cas (Varathi) les calcaires à filaments sont très épais (Khionistra et Varathi appartiennent aux domaines effondrés de différents blocs basculés);

– les calcaires à filaments quand ils succèdent à l'Ammonitico Rosso dans les domaines effondrés ont été datés paléontologiquement du Bajocien moyen-Callovien (KARAKITSIOS et al., 1988). Dans d'autres cas leur dépôt pourrait être diachronique; toutefois ceci est certain, quand ces calcaires s'intercalent entre schistes à Posidonies inférieurs et supérieurs;

– les schistes à Posidonies supérieurs et les formations équivalentes ont été datées paléontologiquement (DANELIAN et al., 1986; KARAKITSIOS et al., 1988; DANELIAN, 1989) de l'Oxfordien au Tithonique terminal. Le début de leur dépôt pourrait être isochronique seulement dans les cas des domaines effondrés de blocs basculés différents comportant à la base de la couverture sédimentaire la formation de l'Ammonitico Rosso; dans tous les autres cas il est diachronique. La fin du dépôt de cette formation est enfin constante dans toute la zone ionienne, coïncidant avec le début des calcaires de Vigla qui se place au Tithonique terminal (s. infra).

4. CONSIDERATIONS SUR LA BATHYMETRIE DES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM

D'après les estimations de BOSELLINI & WINTERER (1975) sur la bathymétrie des sédiments dans le domaine téthysien du Trias supérieur au Crétacé inférieur, 4 surfaces de dissolution comparables à celles du domaine océanique actuel (:ALy: hypothétique, ACD: 1000-3000 m, CLy: 3000-4000 m, CCD: 4000-5000 m) auraient pu exister. Ces auteurs admettent un approfondissement des surfaces de dissolution au cours du Jurassique supérieur, qui aurait porté la CCD par exemple de 2500 m à 4500 m au début du Crétacé.

Cependant FLEURY (1980) se basant sur les travaux de BERGER & WINTERER (1974), STEINBERG (1977), BLANCHET (1977), LE PICHON & BLANCHET (1978) et MC BRIDE & FOLK (1979) conclut que la profondeur du niveau de la CCD serait plus modérée. Il a ensuite estimé l'approfondissement du bassin qu'il pourrait être chiffré dans l'optique de l'hypothèse de BOSELLINI & WINTERER (1975); il a trouvé ainsi pour la période comprenant les étages Domérien à Aalénien, c'est-à-dire d'un peu moins de 10 MA, un approfondissement d'environ 2000 m, ce qui implique un taux d'enfoncement de 200 m/MA qui paraît hors de proportion avec ce que l'on connaît, soit dans le domaine océanique, soit dans les domaines des marges continentales. Il conclut que les profondeurs admises par BOSELLINI & WINTERER sont surestimées et *l'on retiendrait comme plus vraisemblables des chiffres de l'ordre de 1000 à 1500 m pour la profondeur à partir de laquelle se déposent les Radiolarites, et la profondeur de l'ordre de 1000 à 1500 m qui représente l'Ammonitico Rosso selon BOSELLINI & WINTERER pourrait correspondre à plusieurs centaines de mètres ou moins que cela, considérant enfin que ces chiffres ne constituent qu'un ordre de grandeur qui s'adaptent mieux à des petits bassins.*

J'ai déjà montré que les formations du Lias supérieur-Malm forment des prismes de dépôt sur des blocs basculés successifs. Les blocs basculés constituent les unités paléogéographiques élémentaires du bassin ionien; ces unités sont très étroites, dans la plupart de cas leur largeur se range entre 4 et 8 km en moyenne et dans bien de cas elles sont plus étroites de cette moyenne. *Imaginons donc un tel bassin élémentaire dont la partie élevée se met en érogion à l'air libre jusqu'avant le dépôt de Vigla, tandis que dans la partie effondrée se déposent à partir de l'Ammonitico Rosso ou les schistes à Posidonies inférieurs continuellement les formations du Lias supérieur-Malm, et dont l'épaisseur jusqu'à peu du temps avant la fin de sédimentation des schistes siliceux à Posidonies supérieurs (Radiolarites) est -comme dans bien de cas- 150 m. Ceci implique, même avec les profondeurs estimées par FLEURY (1980) pour le dépôt des Radiolarites, que dans la partie effondrée du bloc la profondeur du substrat du Lias moyen-inférieur serait de 1150 à 1650 m tandis que la partie élevée du bloc si le substrat n'avait pas subi d'érosion (pour la facilité des calculs) il faudrait se trouver à une altitude d'au moins 100 m au-dessus de niveau de la mer (si on accepte que les calcaires de Siniais ont été seulement déblayés par l'érosion). Ces altitudes entre les deux parties d'un bloc large de 5 km, impliqueraient un basculement très fort qui aurait donné un pendage supérieur à 17°. Les calcaires de Vigla seraient déposés dans la partie élevée du bloc basculé obligatoirement en discordance angulaire de 17° sur le substrat du Lias moyen-inférieur pour en discuter seulement une de contradictions qui imposeraient l'admission de ces profondeurs (on a déjà vu l'exemple de la coupe de Parapotomos correspondant à la partie élevée d'un bloc basculé à largeur inférieure*

de 5 km, où cependant les calcaires de Vigla viennent avec le même pendage sur les calcaires de Pantokrator;

Par conséquent les profondeurs de dépôt des différentes formations du Lias supérieur-Malm doivent être encore plus modérées que celles proposées par FLEURY (1980).

5. CONDITIONS DE SEDIMENTATION DES FORMATIONS DU LIAS SUPÉRIEUR-MALM

On peut distinguer d'une façon générale deux zones de sédimentation des formations du Lias supérieur-Malm dans chaque unité paléogéographique élémentaire du bassin ionien formée par les blocs basculés successifs:

- la zone "I" à sédimentation continue et plus épaisse correspondant à la partie effondrée d'un bloc basculé;

- la zone "II" de discordance ou de lacune de sédimentation correspondant à la partie élevée du bloc qui pourrait se référer, soit à un haut-fond sous-marin, soit à une partie émergée du bloc périodiquement ou en permanence pendant un certain temps contenu dans l'intervalle de Lias supérieur au Malm;

On pourrait éventuellement distinguer une zone intermédiaire située entre la partie élevée et effondrée du bloc. Je crois cependant que dans cette zone les conditions de sédimentation se rapprocheraient plus au moins de celles d'un haut-fond sous-marin. *Etant entendu qu'il peut y avoir des blocs qui n'ont pas été basculés, qui constituent simplement de horsts et grabens.* Ces blocs se réfèrent donc uniquement, soit à des hauts-fonds sous-marins ou hauts-reliefs émergés (zone "II" de sédimentation dans toute leur étendue), soit à des dépressions (zone "I" de sédimentation dans toute leur étendue).

a- La zone "I"

Dans cette zone située à la partie basse du bloc basculé se sédimentent les apports argileux rouges et verts de lessivage du haut-fond ou du relief émergé de la partie élevée du même bloc, avec accumulation d'Ammonites, Aptychus et lits de Posidonies ainsi que des brèches et conglomérats à grandes éléments provenant de la partie élevée du bloc avoisinant (coupe au Sud de Ano Kouklessi), par laquelle des blocs de grande dimension se détachent parfois et glissent sur le talus de la dépression s'intercalant dans les sédiments plus fins (coupe de Delvinaki). La pente des couches –dépendant du pendage du bloc– pouvant être importante entraîne l'apparition des phénomènes de glissement ("slumping") des sédiments non consolidés. Les brèches à grands éléments du talus passent progressivement en s'éloignant du bloc avoisinant à des brèches et conglomérats à éléments de plus en plus petits pour en aboutir si le bloc est assez large à des sédiments fins normaux, boues plus ou moins calcaires à faunes pélagiques (p.ex. coupe de Toka). Les perturbations importantes –observées dans les sédiments de base de l'Ammonitico Rosso ou de schistes à Posidonies inférieurs– dans la partie effondrée du bloc et surtout du côté du bloc avoisinant élevé, sont liées à la différenciation interne du bassin ionien. Ces conditions laissent leur place au fur et à mesure qu'on s'éloigne par le bloc élevé avoisinant à des conditions d'un milieu de plus en plus moins troublant où la sédimentation est finalement contrôlée seulement par la profondeur et les courants de fond ou de turbidité.

En ce qui concerne la profondeur de dépôt de chacune des formations Ammonitico Rosso et schistes à Posidonies inférieurs, les schistes à Posidonies inférieurs ont été considérés plus profonds que l'Ammonitico Rosso par la plupart des auteurs. AUBOUIN (1959) cependant cite, qu'à la surface de certains lits de l'Ammonitico Rosso, se pressent d'abondantes "*Posidonomya bronni*". Par ailleurs d'après WALTZEBUCK (1982) les structures sédimentaires et le style biostratonomique des lumachelles observées dans certains cas dans les "schistes argileux noirs" (nom qu'il a donné aux schistes à Posidonies inférieurs) impliquent une action de vagues et de courants significative d'une sédimentation du moins temporairement au-dessus de la base des vagues de tempêtes. D'autre part JENKYNS (1988) attribue aux "schistes argileux noirs" de WALTZEBUCK l'ensemble inférieur (marnes bleues feuilletées) de l'Ammonitico Rosso comme celui-ci est décrit dans la coupe A de BERNOULLI & RENZ (1970) dans la région de Kouklessi (coupe de Toka dans ce travail). Il indique en plus que les "schistes argileux noirs", qu'il attribue par encadrement en se basant aux données de BERNOULLI & RENZ (1970) à la zone à *falciferum* ou à *tenuicostatum*, sont riches en matière organique. Il conclue enfin que les "schistes argileux noirs" s'enscrivent bien dans l'événement anoxique téthysien du Toarcien inférieur. J'ai déjà souligné dans ce travail (chap. IV-2-A-13) que la partie inférieure des schistes à Posidonies inférieurs comme ils se présentent dans la coupe de Khionistra sont presque indentiques à l'ensemble inférieur de l'Ammonitico Rosso comme ceci est décrit dans les coupes de "synclinal de Kouklessi" et surtout celle de Toka. En plus selon BAUDIN & LACHAR (1990) la richesse de schistes à Posidonies inférieurs en matière organique indique des conditions anoxiques du fond nécessaires à sa conservation. Ils déduisent aussi l'existence des conditions anoxiques de plusieurs autres faits (peu de traces de bioturbation, lamination fine de certains niveau, absence de microfaune bentique, présence de pyrite) et concluent que la matière organique d'origine marine se serait déposée uniquement dans les parties profondes des bassins qui ont pu favoriser le confinement et la stratification des eaux pendant le Lias supérieur.

Toutes ces données m'incitent à penser que le remplacement du faciès Ammonitico Rosso par le faciès schistes à Posidonies inférieurs n'était pas pour l'essentiel un rapport de différence de la profondeur, mais un rapport des conditions favorisant l'anoxie liés à la géométrie d'un nombre de petits bassins élémentaires dont l'isolement interdisait le renouvellement de l'eau profonde par les courants, ce qui entraînait leur stagnation (stratification des eaux), empêchait leur oxygénation, engendrant un milieu réducteur (euxinique) favorable à la conservation de la matière organique.

Les calcaires à filaments sont normalement développés sur des épaisseurs variant de 40 à 10 m quant ils se trouvent au-dessus de l'Ammonitico Rosso et de 45 à 0 m quant ils se trouvent au-dessus de schistes à Posidonies inférieurs. Ils représentent très probablement un milieu qui continue à s'approfondir;

Les schistes à Posidonies supérieurs marquent le dépôt d'une sédimentation siliceuse généralisée, sauf quelques cas où ils sont remplacés par un faciès de calcaires microbioclastiques bien lités, riches en accidents siliceux comme dans les coupes de Toka et de Paliambela. Leur épaisseur, extrêmement variable de 250 à quelques mètres, semble correspondre au comblement de chaque petit bassin élémentaire. Leur sédimentation se passe toutefois dans un état de continuation d'approfondissement dans toute la zone ionienne.

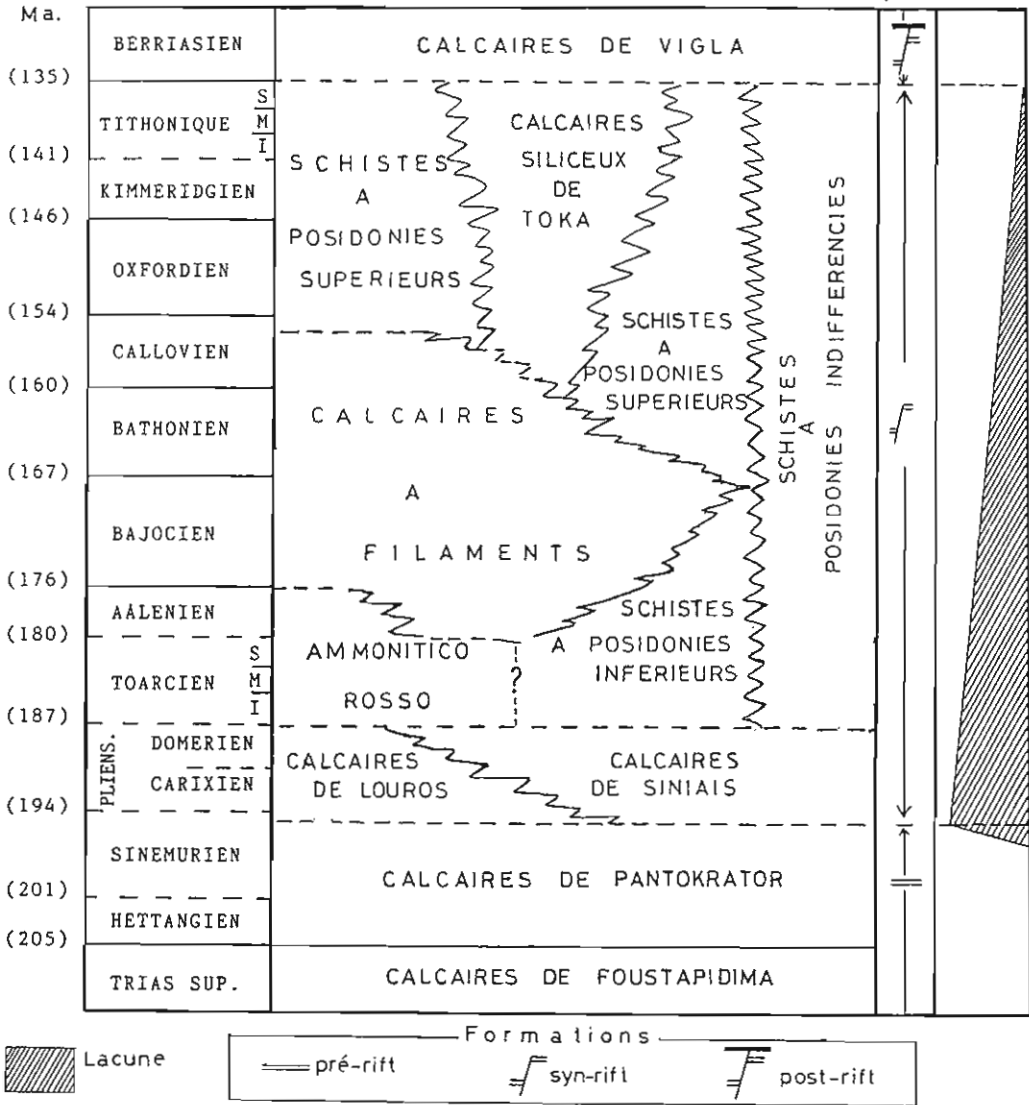


Fig. 23. Schéma synthétique des rapports stratigraphiques des formations de Trias supérieur-Crétacé basal de la série ionienne.

b- La zone "II"

On peut distinguer deux cas. Un premier quand la partie élevée du bloc basculé correspond à un haut-fond sous-marin, et un deuxième quand celle-ci a été élevée jusqu'à l'émergence.

1er cas: le haut-fond sous-marin est attesté par une discontinuité sédimentaire correspondant à une surface qui porte les traces d'un arrêt ou d'un ralentissement très net de la sédimentation. La discontinuité est encadrée verticalement par deux phases de

sédimentation active. Quand l'arrêt de la sédimentation est total on peut avoir une discordance par ravinement; p.ex. dans la coupe entre la galerie et le pont de Klissou-ra, on observe le ravinement des calcaires de Louros sur lesquels viennent quelques mètres de calcaires à Lamellibranches pélagiques et Ammonites du Jurassique supérieur, suivis par les calcaires de Vigla. Il'y a donc ici une lacune qui va du Lias supérieur au Dogger. Quand il y a ralentissement de la sédimentation on a un dépôt de séries réduites ou condensées. Ces séries présentent des traces de remaniement (éléments usés et encroûtés) traduisant un milieu de forte énergie. La glauconie et les éléments phosphatés sont abondants. La faune, beaucoup plus nombreuse que dans les faciès épais, est soit phosphatée, soit épigénisée en oxyde de fer. Prenant le même exemple cité ci-dessus, les hard-grounds, les traces de dissolution des Ammonites et les filons sédimentaires observés dans les calcaires intercalés –calcaires pélagiques à Céphalopodes de BERNOULLI & RENZ (1970)– entre calcaires de Louros et calcaires de Vigla montrent des périodes de non-déposition et de lithification et/ou de dissolution sous-marine. Enfin quand l'arrêt de la sédimentation est total on peut également avoir une discordance sans ravinement. La surface de discontinuité est irrégulière et parallèle à la statification générale des couches qui l'encadrent, comme par exemple dans la coupe de Neochori (la plus proche du village) où il y a lacune du Lias supérieur et du Dogger.

2e cas: la partie élevée du bloc basculé jusqu'à l'émersion. L'observation des branches de conifères dans la base de schistes à Posidonies inférieurs ne peut être expliquée que par le voisinage de ce lieu avec des régions émergées d'où provenaient ces apports terrestres. Les cas d'émersion –contestés par BERNOULLI & RENZ (1970)– sont donc une réalité.

Les conditions de sédimentation ne diffèrent pas beaucoup de celles décrites pour la zone "C" de l'équipe de l'IGRS-IFP (1966). L'émersion s'accompagne d'une érosion intense qui déblaye les calcaires de Siniais ou leur équivalent latéral de calcaires de Louros, karstifie le Pantokrator, et provoque l'accumulation locale de brèches hétérogènes. Les argiles de décalcification sont probablement la source du matériel marneux de l'Ammonitico Rosso et de schistes à Posidonies inférieurs. Une première transgression débute avec le dépôt lenticulaire de calcaires à filaments et continue avec les schistes à Posidonies supérieurs, cependant les plus hauts reliefs ne seront submergés qu'au Tithonique terminal avec le dépôt de calcaires de Vigla.

Les rapports stratigraphiques entre les différentes formations du Trias supérieur au Crétacé basal sont indiqués dans la fig. 23.

V. LES CALCAIRES DE VIGLA (DEBUT DE LA SEDIMENTATION POST-RIFT)

1. INTRODUCTION

AUBOUIN (1959) a attribué cette série au Jurassique supérieur-Sénonien inférieur, remarquant la sédimentation continue, pélagique et profonde qui représente leur dépôt.

Les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) ont défini cette formation comme une série compréhensive de calcaires fins sublithographiques blanc-crème en petits bancs de 5 à 20 cm avec de nombreux Radiolaires visibles à la loupe, et de nombreux lits de silex à Radiolaires. Ils ont aussi défini dans la partie supérieure de la formation (Albien-

Cénomaniens) une "zone siliceuse supérieure" (lits de silex avec des intercalations d'argiles vertes ou rouges parfois schistoïdes). L'ensemble des calcaires de Vigla a été attribué par les mêmes auteurs au Tithonique-Sénonien inférieur par une riche microfaune de Calpionellidae et de Globotruncanidae, d'autre part ces auteurs ont remarqué des grandes variations d'épaisseur de cette formation allant de quelques à 900 mètres, soulignant cependant l'uniformisation des conditions de sédimentation que représente son dépôt dans toute la zone ionienne et préapulienne, ainsi que le constant début de sa sédimentation (Tithonique).

Le début de la sédimentation des calcaires de Vigla est attribué selon les travaux ultérieurs au Tithonique supérieur (BERNOULLI & RENZ 1970) ou au Berriasien (BP, 1971, en Akarnanie; XHOMO et al., 1971 et DALIPI et al., 1971, en Albanie) à partir des faunes de Calpionellidae. Des travaux plus récents sur le même problème (KARAKITSIOS et al., 1988; DANELIAN, 1989) seront discutés dans le texte.

2. STRATIGRAPHIE DES CALCAIRES DE VIGLA

Je considère que l'uniformisation des conditions de sédimentation pendant le dépôt de Vigla dans toute la zone ionienne (IGRS-IFP, 1966), ainsi que le début constant du dépôt de ces calcaires également dans toute la zone, comme ceci a été suggéré par les auteurs du même travail, est un fait d'une grande importance paléogéographique. Il marque la fin ou plutôt l'amortissement de la différenciation interne de la zone ionienne, comme elle a été conçue, pendant le Lias supérieur-Malm, dans le présent travail. Pour cette raison, j'ai mis l'accent dans l'étude stratigraphique des calcaires de Vigla, à l'âge de la base de cette formation dans les différents domaines de la zone ionienne. Seront donc citées ici, seulement les coupes qui ont permis de dater cette base.

a. Coupe de Vathy (Tsambali) (fig. 4, 11 A)

Sur le sommet de la coupe de Vathy dont les parties inférieures ont été décrites dans les chapitres précédents, on observe que sur les schistes à Posidonies supérieurs (réduits à 3 m) viennent en continuité stratigraphique les calcaires de Vigla:

– il s'agit des calcaires blancs crème sublithographiques à petits bancs de silex. Les premiers bancs calcaires de sa base comportent de *Calpionella alpina* LORENZ. Cette espèce s'étend du Tithonique supérieur au Berriasien terminal (REMANE, 1985). Le village de Vathy dans la partie orientale de la vallée du Louros (correspondant à la partie inférieure de toute la coupe de Vathy, fig. 4) est construit sur les calcaires de Vigla du compartiment affaissé par faille normale, formant la vallée. Cette faille bien visible à l'affleurement laisse à observer quelques mètres des calcaires de Vigla et sous ces calcaires environ 0.5 m de schistes à Posidonies supérieurs. Ces calcaires correspondent donc à la base des calcaires de Vigla et comportent: *Calpionella alpina* LORENZ fréquentes, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) rares, *Cras-sicollaria parvula?* (REMANE).

Cette faune indique un âge tithonique supérieur-berriasien inférieur? pour la base des calcaires de Vigla.

b. Coupe de Kato (Hani) Kouklessi (fig. 11 E)

Les premiers bancs calcaires de Vigla venant en continuité stratigraphique sur les schistes à Posidonies supérieurs, contiennent:

Calpionellidae: *Calpionella alpina* LORENZ (abondantes), *Calpionella elliptica* CADISCH (fréquentes), *Tintinnopsella* sp. (rares)

Coccolithes: rares Coccolithaceae et *Watznaueria Barnesae* (BLACK) (fréquentes) et Radiolaires

Cette association date l'extrême base des calcaires de Vigla du Berriasien inférieur.

c. Coupe au Sud de Ano Kouklessi (fig. 9 et 11 G)

C'est la continuité vers le haut de la coupe décrite dans le chapitre IV. Au-dessus des schistes à Posidonies supérieurs d'environ 50 m d'épaisseur, formés de jaspe soit jaune et dur, soit blanc et pulvérulent, reposent les calcaires de Vigla (fig. 11 G). Il s'agit de calcaires blanc-crème alternant avec des lits de silex, riches en Radiolaires. Les lits de silex se raréfient après les 10 premiers mètres, les calcaires blanc-crème sont alors finement granuleux à rares lits et rognons de silex.

Les échantillons provenant de la base de la formation, ont livré une faune des Radiolaires assez bien préservés (fig. 9-4). Cette faune montre (KARAKITSIOS et al., 1988) que ce niveau s'est déposé après le Tithonique moyen, et probablement pendant l'intervalle Tithonique terminal-Berriasien supérieur, si la présence de *Podocapsa amphitreptera* est confirmée.

Remarque: tous les échantillonnages effectués dans les premiers bancs de la base des calcaires de Vigla de part et d'autre de la vallée du Louros, entre Hania Terovou au Nord et Filipiada au Sud, n'ont donné en lame mince que *Calpionella alpina* souvent associée à *Stomiosphaera moluccana*. Ces observations montrent donc que dans toute cette région les calcaires de Vigla débutent dans l'intervalle Tithonique supérieur-Berriasien.

d. Coupe de Mitsikeli (fig. 8 J)

La coupe est située au sommet du Mitsikeli (fig. 8 j) à une distance d'environ 500 m plus au Nord que la coupe de Mitsikeli I (fig. 21 T). Au-dessus de schistes à Posidonies supérieurs (reposant sur les calcaires de Pantokrator, ils mesurent une dizaine de mètres) les premiers bancs calcaires de Vigla sont riches en Aptychus; en lame mince on observe que la roche est composée pour l'essentiel par des cristaux de dolomie en rhomboèdres euedriques (fig. 24) dans une matrice micritique à *Calpionella alpina* et autres nannofossiles non déterminés.

e. Coupe de Delvinakion (fig. 21 W)

Au-dessus des schistes à Posidonies indifférenciés épais d'environ 50 m, les premiers bancs calcaires de Vigla comportent:

Calpionellidae: *Calpionella alpina* LORENZ

Coccolithes: *Watznaueria*

Cette association place l'extrême base des calcaires de Vigla au Berriasien.

f. Coupe de Kako Souli (fig. 17 I)

Les premiers bancs calcaires de Vigla –venant au-dessus des calcaires de Siniais très réduits et sans silex exprimés par l'intermédiaire des quelques mètres des formations du Lias supérieur-Malm– comportent en abondance:

Calpionellidae: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella Elliptica* CADISH

Incertae sedis: *Stomiosphaera moluccana* WANNER

Radiolaires

Cette association place l'extrême base de Vigla dans le Berriasien inférieur.

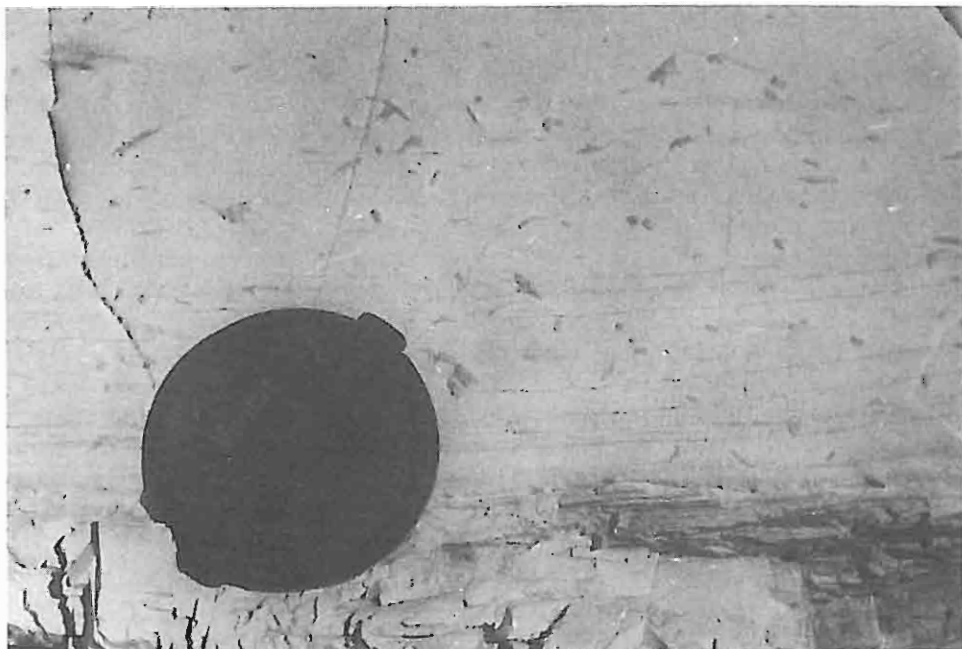


Fig. 24. Base des calcaires de Vigla à Mitsikeli (niveau à Aptychus et rhomboédres de dolomie).

3. REVISION CRITIQUE DE L'AGE DE LA BASE DES CALCAIRES DE VIGLA

La limite inférieure des calcaires de Vigla était auparavant attribuée, soit au Tithonique (IGRS-IFP, 1966), soit au Tithonique supérieur (BERNOULLI & RENZ, 1970), soit enfin au Berriasien (BP, 1971) par de nombreux gisement fossilifères à Calpionellidae. L'association citée par les auteurs de l'IGRS-IFP (*Calpionella alpina* LORENZ et *Calpionella elliptica* CADISCH) est attribuée aujourd'hui au Berriasien inférieur (ALLEMANN et al., 1975; REMANE, 1985). Celle citée par BERNOULLI & RENZ (1970) pose davantage de problèmes puisque *Calpionella elliptica* CADISCH ne coexiste jamais avec *Crassicollaria brevis* REMANE et *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA); les deux dernières espèces disparaissent avant la limite Tithonique-Berriasien, tandis que *Calpionella elliptica* n'est connu que dans le Berriasien inférieur (ALLEMANN et al., 1975; REMANE, 1985). Cette citation reste donc sujette à caution.

D'autre part DALIPI et al. (1971) et XHOMO et al. (1971) en Albanie, placent la base de Calcaires de Vigla au Berriasien inférieur, par la présence de l'association *Calpionella alpina* et *C. elliptica*.

Enfin DANELIAN (1989) considère avoir mis en évidence un diachronisme important de la base des calcaires de Vigla, qui descend l'âge de la base de cette formation jusqu'à l'Oxfordien inférieur dans la coupe de Paliambela. J'ai déjà montré (s. supra) que les "calcaires" attribués par cet auteur aux calcaires de Vigla, ne correspondent qu'à une variation latérale d'ensemble des calcaires à filaments et des schistes à Posidonies supérieurs.

Cette revision critique sur l'âge des calcaires de Vigla et mes résultats montrent que l'extrême base des calcaires de Vigla s'est déposée dans l'intervalle Tithonique supérieur-Berriasien (comme le montre la présence constante de *Calpionella alpina* dans tous les domaines de la zone ionienne) et très probablement au Berriasien inférieur (présence dans plusieurs coupes de l'association *C. alpina*, *C. elliptica* et *Coccolithes*).

On peut donc conclure que le début de la sédimentation des calcaires de Vigla est isochrone dans toute la zone ionienne et se place probablement au Berriasien inférieur.

4. VARIATIONS D'ÉPAISSEUR ET DE FACIES DES CALCAIRES DE VIGLA

Les grandes variations d'épaisseur des calcaires de Vigla observées, par les auteurs de l'IGRS-IFP (1966), dans la partie centrale de la zone ionienne ont été attribuées, par les mêmes auteurs, à l'existence des hauts-fonds que continuaient les paléoreliefs liasiques répartis en partie le long des lignes tectoniques actuelles. Ils ont aussi observé, d'une part que l'épaisseur de la formation dans la zone ionienne interne est grande en comparaison de la zone ionienne moyenne, et d'autre part qu'il existe des microbrèches intercalées dans les calcaires de Vigla avec une remontée du front de dolomitisation atteignant généralement une partie de Vigla. Par contre dans la zone ionienne externe ils ont remarqué l'apparition de microbrèches et de dolomies dans les calcaires de Vigla, surtout dans la partie occidentale de cette zone; ils ont enfin parallélisé les calcaires de Vigla de cette dernière partie avec ceux de la zone ionienne interne, concluant que l'origine du matériel microbréchiq ue est à rechercher vers les rides adjacentes de Gavrovo (à l'Est) et préapulienne (Paxos) et apulienne (à l'Ouest).

Pour ma part, j'ai observé que les calcaires de Vigla sur chaque bloc basculé, comme ceci a été défini par le prisme de dépôt des formations du Lias supérieur-Malm, sont plus épais dans la partie effondrée du bloc et moins épais dans la partie élevée. Ceci montre que le comblement de la partie effondrée des petites bassins élémentaires par les formations du Lias supérieur-Malm n'a pas été total, et ces dépressions n'ont été comblées que vers la fin du dépôt des calcaires de Vigla, tandis que les domaines où les calcaires de Vigla présentent une épaisseur réduite sont incontestablement liés aux parties élevées de blocs basculés. Ces basculements sont à l'origine des phénomènes de slumping qu'on observe souvent dans les calcaires de Vigla (fig. 24). Toutefois, les grandes épaisseurs des calcaires de Vigla dans la partie orientale de la zone ionienne montrent que cette partie correspond déjà à une zone de transition vers la ride de Gavrovo. Ce phénomène de symétrie est moins exprimé dans la partie occidentale de la zone ionienne d'une part puisque tous les auteurs admettent l'existence de la zone de Paxos (préapulienne) à caractère de "ride" (une "ride" cependant à faciès plutôt pélagique pendant le Jurassique supérieur-Crétacé moyen, devenant moins pélagique à partir du Crétacé supérieur mais qui n'est pas sans rappeler les faciès bréchiq ues qui caractérisent la zone ionienne pendant la même période; BORNOVAS, 1964; BP, 1971), et d'autre part la zone apulienne à l'Ouest de la précédente à caractère franche-



Fig. 25. Slumping de la «zone siliceuse supérieure» à l'Ouest de Romanon.

ment néritique, une ride qui est cependant essentiellement inconnue en Grèce, développée surtout en Italie méridionale. Mais si la zone préapulienne était conçue comme une zone de transition de la zone ionienne vers la ride d'Apulie —ou la marge Apulienne du côté du sillon ionien selon AUBOUIN (1959)— la symétrie et la logique du sillon ionien deviendrait beaucoup plus claire. La zone ionienne interne correspondrait au talus de la ride du Gavrovo, et la zone ionienne externe correspondrait au talus de la ride d'Apulie (AUBOUIN, 1959).

5. CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Les calcaires de Vigla représentent d'après AUBOUIN (1959) une sédimentation continue et pélagique. En effet, d'une part ces sédiments se sont déposés du Jurassique terminal au Sénonien sans discontinuité, et d'autre part ils sont caractérisés par un faciès exclusivement pélagique comme le montrent tous les fossiles recoltés. Leur dépôt est caractérisé par un taux de sédimentation élevé (BERNOULLI & RENZ, 1970).

THIEBAULT (1982) a estimé que la base des calcaires de Vigla présente un taux 5 à 6 fois plus élevé que les sédiments du Jurassique supérieur. L'uniformisation des conditions de sédimentation pendant le dépôt des calcaires de Vigla dans toute la zone ionienne et leur taux de sédimentation élevé, montrent que la mer a submergé les anciens reliefs et que leur dépôt tendait à effacer toutes les différences topographiques sous-marines; toutefois la permanence d'une subsidence différentielle est décelée par des différences considérables de leur épaisseur.

On pourrait formuler deux hypothèses pour expliquer la submersion des anciens reliefs par la mer pendant le dépôt du Vigla:

- soit l'hypothèse d'une élévation du niveau de la mer pour des raisons eustatiques;

- soit l'hypothèse d'un approfondissement de l'ensemble du bassin ionien.

La première hypothèse est impossible, puisque une élévation du niveau de la mer entraînerait les mêmes conséquences dans la zone adjacente du Gavrovo, dont le faciès montre par contre une sédimentation peu profonde à tendance récifale pendant tout le Crétacé (IGRS-IFP, 1966).

La deuxième hypothèse est sans doute la plus cohérente. Le dépôt des calcaires de Vigla correspond à un léger approfondissement progressif de l'ensemble du bassin. Le changement, relativement brutal, d'une sédimentation siliceuse (schistes à Posidonies supérieurs) à une sédimentation essentiellement calcaire (calcaires de Vigla), qui paraît à première vue contradictoire avec la continuation de l'approfondissement du bassin ionien, est dû à l'approfondissement simultané des surfaces de dissolution à la fin du Juassique (BOSELLINI & WINTERER, 1975) qui aurait porté et conservé la CCD en permanence (sauf peut-être durant le dépôt de la "zone siliceuse supérieure") au dessous des profondeurs maximales du bassin.

La "zone siliceuse supérieure" dans le domaine ionien moyen suit généralement les variations d'épaisseur de l'ensemble des calcaires de Vigla. Quand cette "zone" est épaisse (plus que 20 m), elle se révèle également riche en indices bitumineux: les conditions anoxiques qu'elle représente sont attestées par la présence des nodules de marcssite (j'ai observé de tels nodules en abondance au-dessus du village de (Voulista) Panagia). Par contre quand la "zone" est très réduite en épaisseur (moins de 4 m) elle est souvent accompagnée par des hard-grounds à sa base (j'ai observé des tels cas dans le flanc oriental de Kako Souli à l'Ouest du village du Romanon où en plus cette "zone" de 4 mètres d'épaisseur constitue un slump (fig. 25, 26)). Enfin, il est important de souligner ici que d'après SKOUNAKIS (1979) la présence des calcaires phosphoriques au-dessus de la "zone siliceuse supérieure" indique que, le début de leur dépôt est lié à l'augmentation de la profondeur des bassins de sédimentation.

En conclusion les calcaires de Vigla marquent la fin de la sédimentation syn-rift, *ils représentent donc avec certitude les premiers sédiments de la série post-rift* (si on interprète la zone ionienne en termes de bassin en extension) et non pas les calcaires à filaments comme l'a proposé DANELIAN (1989); les calcaires à filaments sont une formation lenticulaire qui n'existe pas en plusieurs endroits du bassin ionien. L'âge de sa base et de son sommet n'est pas constant. On pourrait par contre accepter que les schistes à Posidonies supérieurs marquent le début de l'amortissement de la période syn-rift dont l'interruption se fait avec le dépôt des calcaires de Vigla. Dans cette optique la permanence de la subsidence différentielle pendant le dépôt des calcaires de Vigla pourrait être expliquée par la continuation de mouvements halocinétiques du substratum évaporitique de la zone ionienne (cf. tectonique).



Fig. 26. Hard-ground dans les calcaires sous-jacents à la «zone siliceuse supérieure» de la Fig. 25.

VI. REMARQUE SUR LES FORMATIONS POSTERIEURES AUX CALCAIRES DE VIGLA

Les formations postérieures aux calcaires de Vigla ne sont pas l'objet de ce travail. Leur connaissance est essentiellement due aux travaux de RENZ (1955), AUBOUIN (1959) et IGRS-IFP (1966). Il est cependant nécessaire de rapporter les caractères principaux de ces formations pour avoir une idée globale de la série ionienne. On trouve ainsi au-dessus des calcaires de Vigla:

- le Sénonien supérieur, comportant deux types de sédimentation imbriqués (IGRS-IFP, 1966): 1) des calcaires à fins débris dans une pâte granulo-grumeleuse, à fragments de Globotruncanides et Rudistes; 2) des bancs microbréchiques à fragments de calcaires divers, principalement des débris de Rudistes cimentés par un calcaire à microfaune pélagique. Ces niveaux présentent (AUBOUIN, 1959), des grano-classements verticaux (turbidites), et un grano-classement latéral.

Le Sénonien supérieur montre donc (AUBOUIN, 1959; IGRS-IFP, 1966) l'image d'un bassin qui reflète, d'une part la distinction plus nette du sillon ionien en une partie centrale haute à sédimentation réduite, bordée par deux talus d'accumulation subsidés, et d'autre part les deux rides adjacentes à tendances récifales (Gavrovo à l'Est et Apulie à l'Ouest), fournissent par érosion le matériel transporté et accumulé dans les différentes parties du sillon ionien;

– le Paléocène et l'Eocène font suite au Crétacé sans notables changements de faciès. Pendant le Paléocène (IGRS-IFP, 1966) la destruction du Crétacé des massifs de la zone du Gavrovo, et peut-être de celle d'Apulie se poursuit alors comme dans le Sénonien supérieur, amenant dans la mer ionienne des éléments microbréchiques à bréchiques à faune du Sénonien supérieur (ces remaniements de faunes crétacées rendent difficile l'observation du Paléocène de la zone ionienne). Dans l'Eocène les apports précédents cessent avec l'érosion du Gavrovo et il ne se dépose plus que des vases calcaires fines à lits de silex et faunes pélagiques, avec épisodiquement des arrivées microbréchiques comportant beaucoup moins d'éléments crétacés, mais de belles faunes éocènes. L'épaisseur de l'Eocène est maximale sur les talus oriental et occidental de la zone ionienne, tandis que dans sa partie centrale on note quelques rares régions à sédimentation éocène réduite sans microbrèches (du Kassidhiaris à Radat et des montagnes du Souli-Paramythia à la cuvette de Riziani); il pourrait s'agir de plate-formes en dehors des courants d'apports;

– le Flysch débute à la limite Eocène-Oligocène, faisant suite aux calcaires de l'Eocène supérieur par l'intermédiaire d'une zone de transition de calcaires marneux. Son épaisseur diminue considérablement mais progressivement d'Est en l'Ouest. Dans le domaine externe cependant les dépôts de flysch sont irréguliers, très peu épais et fins; des marnes et calcaires peu profonds leur succèdent rapidement. D'après les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) le caractère général de cette zone, accidentée de hauts-fonds séparés par des zones synclinales (caractère déjà marqué du Lias) se poursuit pendant l'Eocène supérieur-Oligocène. Ces auteurs considèrent donc en conclusion, qu'il est probable que les zones de hauts-fonds importants marqués depuis le Lias ont dû persister.

TECTONIQUE

I. TECTONIQUE COMPRESSIVE

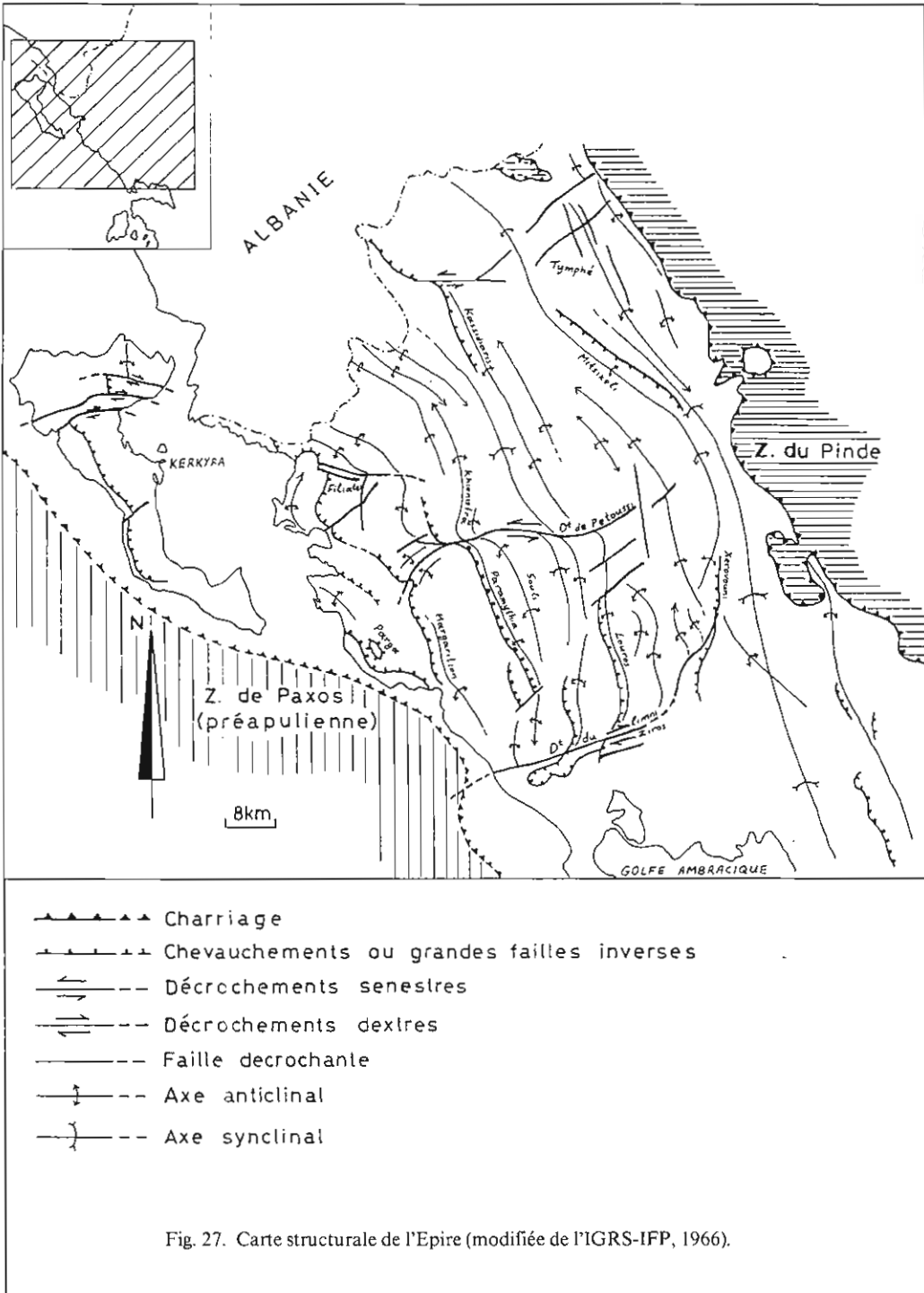
1. INTRODUCTION

On peut distinguer deux périodes concernant les connaissances sur la tectonique de l'Épire:

La première n'a apporté des données que de façon fragmentaire: PHILIPPSON (1895) a pu mettre en évidence le chevauchement du Pinde sur la zone ionienne. RENZ (1940, 1955) a confirmé le chevauchement décrit par PHILIPPSON et mis en évidence la structure en écaillés chevauchant vers l'W. Cependant les observations de RENZ ne s'accompagnent jamais de coupes. BRUNN (1956) a montré le renversement vers l'Est de l'anticlinal du Mitsikeli.

Dans la deuxième période la tectonique est décrite en détail:

AUBOUIN (1959) a montré que l'Épire est formée par des plis synclinaux et anticlinaux chevauchant dans la majeure partie de l'Épire vers l'Ouest, tandis que les plus



orientaux des plis anticlinaux se déversent vers l'Est, face au chevauchement du Pinde. Il a aussi placé l'âge de la tectonique tangentielle dans l'intervalle Miocène moyen-supérieur.

Les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) ont étudié en grand détail la tectonique de toute l'Épire. Ils ont distingué trois phases compressives:

1) phase aquitano-burdigalienne par laquelle s'amorcent les plissements de l'Épire; cette phase est le prologue de la phase majeure;

2) phase tectonique majeure du Burdigalien sommital; elle a donné la forme –presque définitive– aux principaux plis, amorçant largement les chevauchements, décrochements et phénomènes diapiriques;

3) phase mio-pliocène et phase récente; elle correspond à des rejeux tectoniques qui accusent localement les phénomènes tectoniques précédentes, et provoquent la tectonisation des sédiments molassiques ou continentaux miocènes et pliocènes.

Parmi les travaux plus récents je citerai seulement ici, celui de GUZZETTA (1981) qui a contesté l'interprétation tectonique de l'IGRS-IFP (1966), proposant un "thin-skinned" style de déformation, comme celui-ci a été défini dans les Appalaches méridionales, caractérisé par des plis sans racine ("rootless folds") et des failles chevauchantes à fort pendage se dressant d'un décollement majeur au niveau des évaporites. Il s'agit d'une interprétation qui rejoint largement celle proposée par BP (1971), JENKINS (1972) et SOREL & CUSHING (1982) pour la zone ionienne en Akarnanie.

Les grands traits structuraux de l'Épire sont indiqués dans la fig. 27.

2. DESCRIPTION DE LA STRUCTURE IONIENNE

Je présenterai certaines coupes qui montreront clairement l'essentiel des structures chevauchantes et décrochantes de l'Épire.

A. DOMAINE INTERNE (ORIENTAL)

Ce domaine est caractérisé par le déversement (voire chevauchement) des structures vers l'Est; je prendrai comme exemple le massif de Mitsikeli.

a) Coupe de Mitsikeli (fig. 28)

A l'Est de Jannina le massif de Mitsikeli forme un anticlinal de direction NW-SE (fig. 28). On peut suivre cette direction vers le Nord jusqu'au massif du Tymphé, tandis que vers le Sud jusqu'à l'anticlinal de l'Arakhthos. Le renversement de l'anticlinal vers le NE connu depuis BRUNN (1956) a été confirmé par l'équipe de l'IGRS-IFP (1966). La charnière anticlinale apparaît sur le flanc Est, soit dans les calcaires de Vigla, soit parfois dans les calcaires de Pantokrator. Le flanc oriental est dans l'ensemble toujours renversé vers le NE chevauchant très probablement le flysch de Zagoria. Cependant j'ai pu observer des endroits où les couches juxtaposées de part et d'autre d'un décrochement, transversal à l'axe de l'anticlinal, se trouvent en position normale dans le compartiment septentrional et en position inverse dans le compartiment méridional. Le flanc occidental suit de près la topographie et est accidenté de failles longitudinales plus ou moins parallèles à l'axe de l'anticlinal. La majorité de ces failles sont normales sans exclure la possibilité de l'existence de failles inverses découpées par les failles normales.

L'anticlinal de l'Arakhthos qui est le prolongement de l'anticlinal de Mitsikeli vers le Sud montre clairement des écailles chevauchant vers l'Est le flysch ionien (fig. 28).

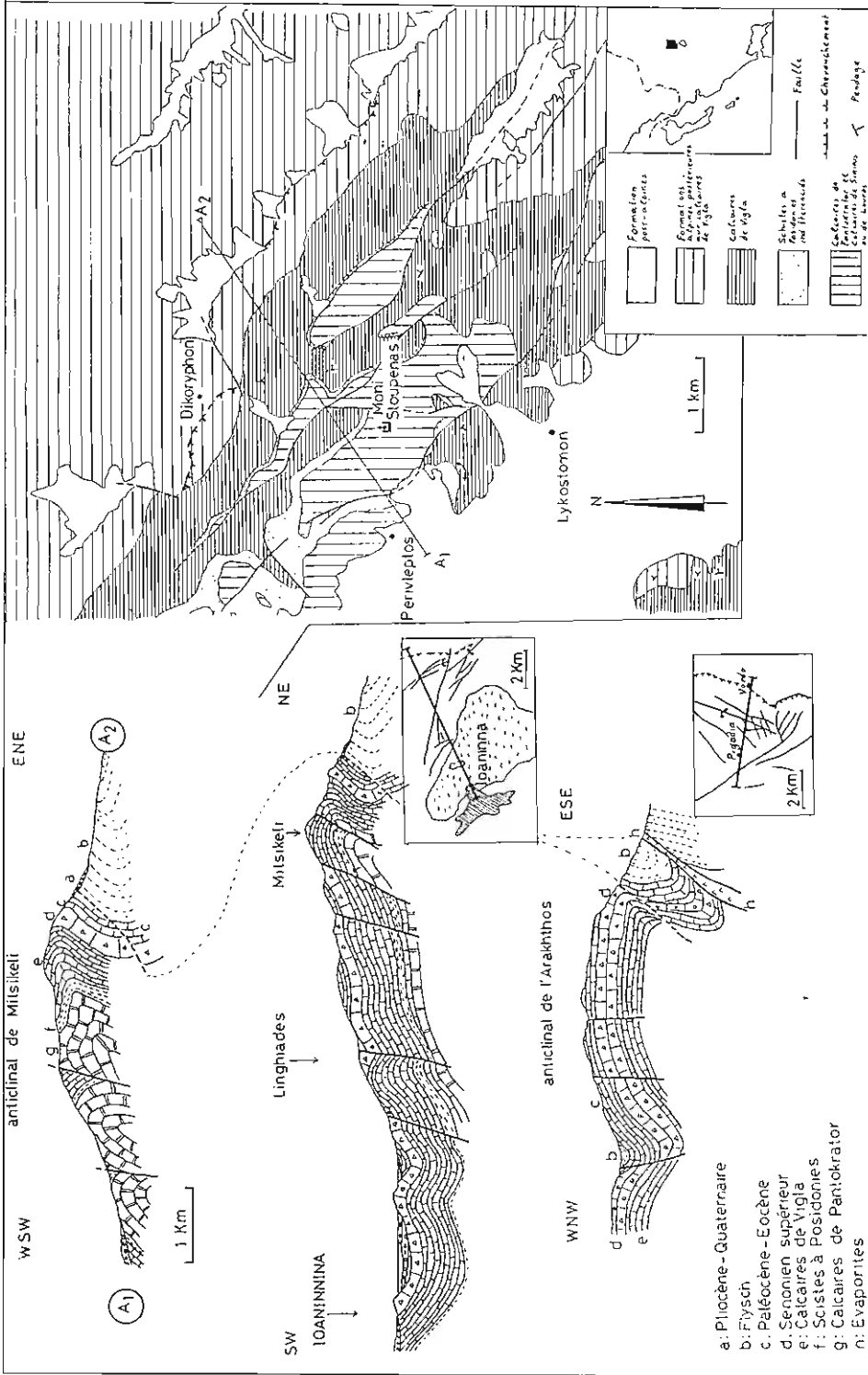


Fig. 28. Coupes de Mitsikeli et de son prolongement méridional (modifiées de L'IGRS-JFP, 1966).

B. DOMAINE MOYEN ET EXTERNE (OCCIDENTAL)

Ce vaste domaine montre, d'une part le déversement des structures et les chevauchements vers le SW, et d'autre part la localisation des failles inverses et des chevauchements à l'emplacement des paléofailles jurassiques. Les coupes choisies traitent les différents aspects de ces problèmes.

α) Coupe entre Klissoura et Dherviziana (fig. 29, 30)

Cette coupe (fig. 29, 30) va nous mener d'une localité située 500 m à l'Est de village de Klissoura, au village de Dherviziana. Elle traverse ainsi l'unité du Louros qui constitue pour l'essentiel une masse anticlinale chevauchante vers l'Ouest, direction vers laquelle l'anticlinal est en même temps structuralement plus haut.

On observe sur le sommet de la falaise bordant le flanc septentrional de la gorge de Klissoura que les calcaires de Vigla forment une légère voûte anticlinale qui plonge vers la rive gauche de la rivière du Louros. La topographie laisse apparaître le long de la falaise le contact des calcaires de Vigla avec les formations sous-jacentes. On a ainsi de l'Est vers l'Ouest d'abord les calcaires de Vigla, par l'intermédiaire de quelques mètres de calcaires transitoires (à Ammonites du Jurassique supérieur), au-dessus d'un Ammonitico Rosso du Toarcien inférieur (cf. stratigraphie) et immédiatement au-dessous les calcaires de Louros – à Ammonites du Domérien et du Carixien dans leur sommet – qui sont affectés par des paléofailles à rejet métrique (cf. infra). Les formations intercalées entre Vigla et Louros se réduisent vers l'Ouest et passent latéralement à une formation des quelques mètres d'épaisseur qui dévient presque absente sur la rive gauche du Louros. A cet endroit le sommet des calcaires de Louros contient des Ammonites du Carixien, ce qui montre que nous sommes en présence à la fois d'une lacune importante des formations jurassiques et d'une érosion différentielle des calcaires de Louros. Les calcaires de Vigla réapparaissent après 500 m vers l'WNW sur la rive droite du Louros – au-dessus de la galerie de Klissoura – topographiquement un peu plus bas que dans la rive gauche. Ils surmontent ici quelques mètres de calcaires pélagiques à Lamellibranches et Ammonites du Jurassique supérieur, lesquels à leur tour viennent en discordance par ravinement (bien visible dans la carrière à côté de la galerie) sur les calcaires de Louros – contenant une riche faune de Brachiopodes du Lias moyen – dont le sommet est moutonné avec hard-graoud. Plus au Nord après une faille normale qui forme la dépression de la vallée du Louros, on est en présence d'un vaste anticlinal – effondré par une série de failles normales longitudinales plus au moins parallèles – qui chevauche vers l'Ouest au niveau du village de Kouklessi le "synclinal de Kouklessi". Les calcaires de Vigla surmontent en discordance cartographique – par l'intermédiaire de 2 à 3 mètres des schistes à Posidonies supérieurs – les calcaires de Pantokrator qui conservent dans des poches de leur sommet des lambeaux d'Ammonitico Rosso du Toarcien (p.ex. à une distance de 300 m à l'Ouest de Kato Kouklessi ainsi que 300 m à l'Est de Ano Kouklessi). Le "synclinal de Kouklessi" qui se trouve au-delà (vers l'Ouest) du chevauchement comporte une série des formations jurassiques – intercalées entre calcaires de Pantokrator et calcaires de Vigla – complète et épaisse à: calcaires de Siniais (120 m), Ammonitico Rosso (35 m), calcaires à filaments (45 m), schistes à Posidonies supérieurs (50 m). L'ensemble inférieur de l'Ammonitico Rosso (marnes bleues feuilletées) comporte dans le domaine SE du "synclinal" – qui est le plus près du chevauchement – deux horizons bréchiques de 1 à 1.5 m

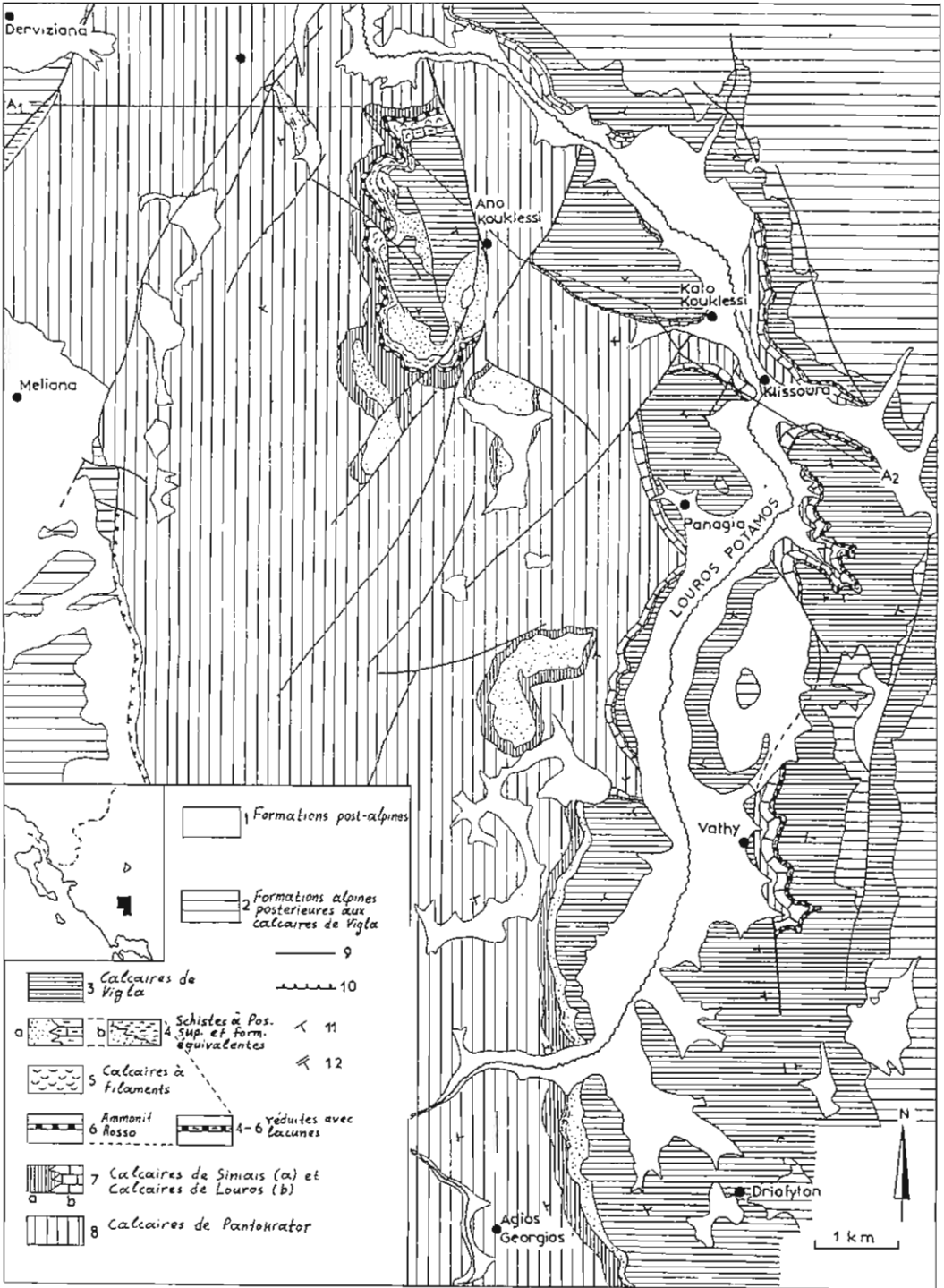


Fig. 29. Carte géologique de la région de Kouklessi-Vathy (très modifiée de l'IGRS-IFP, 1966).

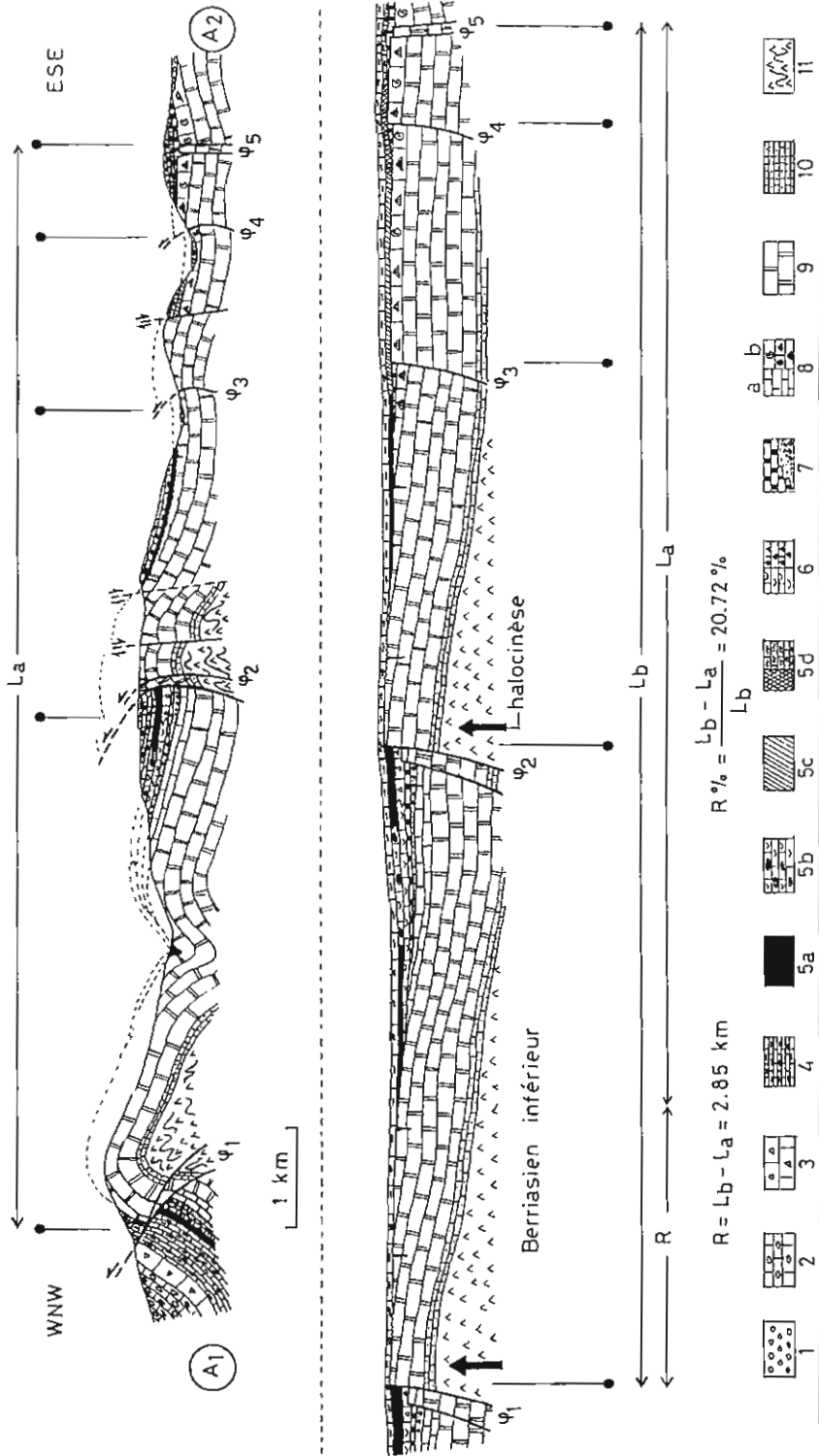


Fig. 30. Coupe équilibrée entre Kíssoura et Derviziana.
 1: Quaternaire, 2: Eocène-Paléocène, 3: Sénonien supérieur, 4: calcaires de Vigla, 5: schistes à Posidoniés supérieurs (a) et faciès équivalents (b, c, d), 6: calcaires de Siniais (a) et de Louros (b), 8: calcaires de Pantokrator, 10: calcaires de Foustapidima, 11: évaporites.

chacun à éléments provenant essentiellement des calcaires de Siniais et dont la majorité est de taille de 30 à 50 cm en moyenne. Ces horizons bréchiques diminuent progressivement vers le NW tant en épaisseur qu'en taille des éléments (ainsi dans la coupe de Toka ils ne sont pas présents). Cet ensemble inférieur est aussi marqué par des petites failles normales synsédimentaires ainsi que des slumps (s. infra). Les calcaires à filaments sont aussi bréchiques à côté du chevauchement tandis qu'ils acquièrent leur faciès typique (cf. stratigraphie) en s'éloignant de celui-ci; les schistes à Posidonies supérieurs en s'éloignant du chevauchement passent latéralement à des calcaires à lits de silix. Enfin l'ensemble des formations du Lias supérieur-Malm forme un prisme de dépôt dont l'épaisseur se réduit graduellement vers le NW (fig. 15). Ces formations reapparaissent quelques kilomètres plus à l'Ouest représentées uniquement par quelques mètres de schistes à Posidonies supérieurs intercalés stratigraphiquement entre calcaires de Pantokrator et calcaires de Vigla; on se trouve donc dans une situation analogue à celle du compartiment chevauchant. Par conséquent on est en présence de deux blocs basculés séparés au Jurassique par une zone des failles listriques, dont actuellement la partie effondrée du bloc occidental est chevauchée par la partie la plus élevée du bloc avoisinant oriental. Le chevauchement principal a été matérialisé par la reprise de la zone des failles listriques jurassiques dans le contexte compressif de la phase orogénique de l'Oligocène.

Ancore plus à l'Ouest la série continue sous-forme anticlinal –effondré par une série des failles normales de direction NNE au niveau de Ano Moussiotitsa– représentée uniquement par les calcaires de Pantokrator jusqu'à deux kilomètres au Sud de village de Dherviziana. Là on observe que les calcaires de Vigla surmontent directement les calcaires de Pantokrator et l'ensemble chevauche vers l'Ouest le flysch ionien.

En conclusion, *cette coupe montre la coincidence des unités structurales mises en place il y a 15 Ma avec les petites unités paléogéographiques apparues 170 Ma plus tôt, au moment de la différenciation interne du bassin ionien (s. infra).*

b) Coupes de part et d'autre du décrochement de Petoussi

L'équipe de l'IGRS-IFP (1966) a mis en évidence plusieurs accidents décrochants. Le décrochement senestre de Petoussi traverse avec certitude toute la zone ionienne moyenne et probablement se prolonge encore tant vers l'Est que vers l'Ouest, il constitue donc un des accidents majeurs de ce type. Afin de l'étudier en détail je présenterai une coupe sur chaque compartiment décalé, ce qui permettra de montrer à la fois les structures chevauchantes, l'allure des plis de part et d'autre de cet accident, et l'amplitude du décrochement.

1- Coupe de Paramythia (fig. 31, 33)

Cette coupe effectuée sur le compartiment sud du décrochement de Petoussi, commence à environ deux kilomètres au Sud du village de Petoussi et finit à une distance de deux kilomètres au NNE de Paramythia (fig. 31, 33). On commence par un léger anticlinal dont le flanc oriental montre les calcaires de Vigla directement sur les calcaires de Pantokrator, un kilomètre plus à l'Ouest le sommet de Tsiza correspond à la charnière de cet anticlinal; sur le flanc oriental de Tsiza on observe entre les termes précédents l'intercalation d'une vingtaine de mètres de calcaires de Siniais suivis d'une trentaine de mètres de schistes à Posidonies indifférenciés (la formation n'est pro-

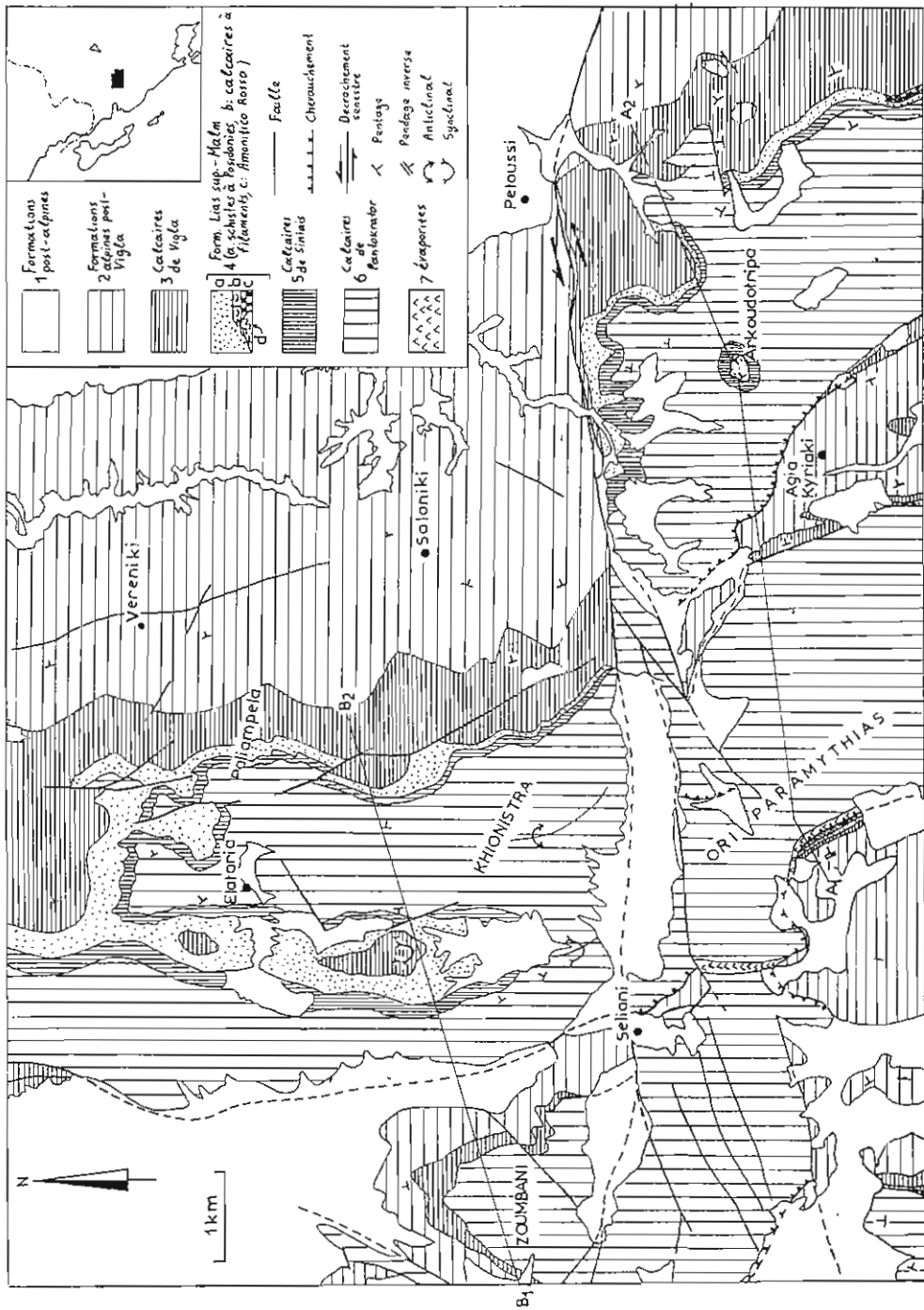


Fig. 31. Carte géologique de la région de Petoussi-Khionistra (modifiée de l'IGRS-IFP, 1966).

blement pas complète) tandis que sur le flanc occidental de Tsiza à une distance d'un kilomètre du flanc oriental les calcaires de Siniais sont bien développés et la formation des schistes à Posidonies indifférenciés est complète (épais de 45 m). A partir de là et jusqu'au Nord de Agia Kyriaki les couches –essentiellement calcaires de Pantokrator– forment un léger synclinal (dans la charnière synclinale correspondant au lieu dit Arkoudhotripa, la formation de calcaires de Siniais est complète et supporte à son sommet quelques mètres des schistes à Posidonies inférieurs qui n'ont pas été déblayés par l'érosion) qui chevauche très clairement au nord de Agia Kyriaki le flysch ionien reposant sur les calcaires éocènes. Puis la série est monoclinale et laisse apparaître ses différents termes sous-jacents jusqu'aux calcaires de Vigla. Ces derniers sont en contact par faille normale avec les calcaires de Pantokrator qui continuent vers l'Ouest sous-forme d'une anticlinal qui se déverse vers l'Ouest et se transforme finalement en chevauchement au-dessus de Paramythia.

J'ai étudié ce chevauchement en détail. La route menant de Agia Kyriaki à Paramythia coupe la surface de ce chevauchement (fig. 32a) présentant à cet endroit une direction moyenne N 110°. On observe du côté oriental de la route que les dolomies calcaires de Pantokrator sont, sur plus de 100 m d'épaisseur avant le chevauchement, très écrasées et souvent pulvérulentes de couleur blanc-jaunâtre. Ensuite une injection de 20 m de gypse gris-noir très déformé (des brèches associées et des fragments de dolomies noyées dans sa masse sont aussi observés) les séparent de la surface du chevauchement du compartiment inférieur qui appartient aux calcaires de Siniais en position inverse, puisque vers le bas on traverse toute la série jusqu'à son flysch. L'observation montre très clairement que la direction de la surface du chevauchement change très vite (son intersection avec le plan horizontal est courbe). Cependant la direction cartographique du chevauchement à partir de 3 km au Sud du décrochement de Petoussi et pour plusieurs kilomètres vers le Sud est d'environ N 165°. Ce qui montre que les structures près du décrochement de Petoussi ont dû être tirées, ayant subi une sorte de *crochon tectonique* conforme au jeu du décrochement *senestre* (fig. 31). La torsion de toutes les structures avoisinantes au décrochement –dans chaque compartiment– s'effectue en sens inverse du déplacement. La surface du chevauchement n'est pas couverte du côté occidental de la route, permettant ainsi des très bonnes conditions d'observation. Elle présente une direction N 110° et plonge 35° vers le NNE, on y observe aussi une seule génération de stries –présentant un pitch de 36°– contenus dans un plan vertical N 144° et des tectoglyphes parallèles aux stries montrant clairement que le compartiment supérieur est déplacé vers le SSE (fig. 32b), c'est-à-dire qu'on a vraiment affaire à un accident inverse. J'ai effectué encore quatre mesures –distantes de 3 m entre elles– à l'autre côté (oriental) de la route, éloigné une trentaine de mètres du premier site. L'ensemble des mesures a été reporté Figure 34A.

Les structures mesurées doivent, d'une part être tournées, pour remettre la direction de la surface du chevauchement au lieu d'étude à la même direction que la direction cartographique du chevauchement (N 165°), éliminant ainsi les effets qu'a provoqué le fonctionnement du décrochement de Petoussi dans son voisinage, ce qui correspond à une rotation horaire d'environ 55° en moyenne, et d'autre part débasculées, en replaçant à l'horizontale ce contact qui devait en être proche à l'origine. C'est ce qui a été fait dans la Figure 34 B.

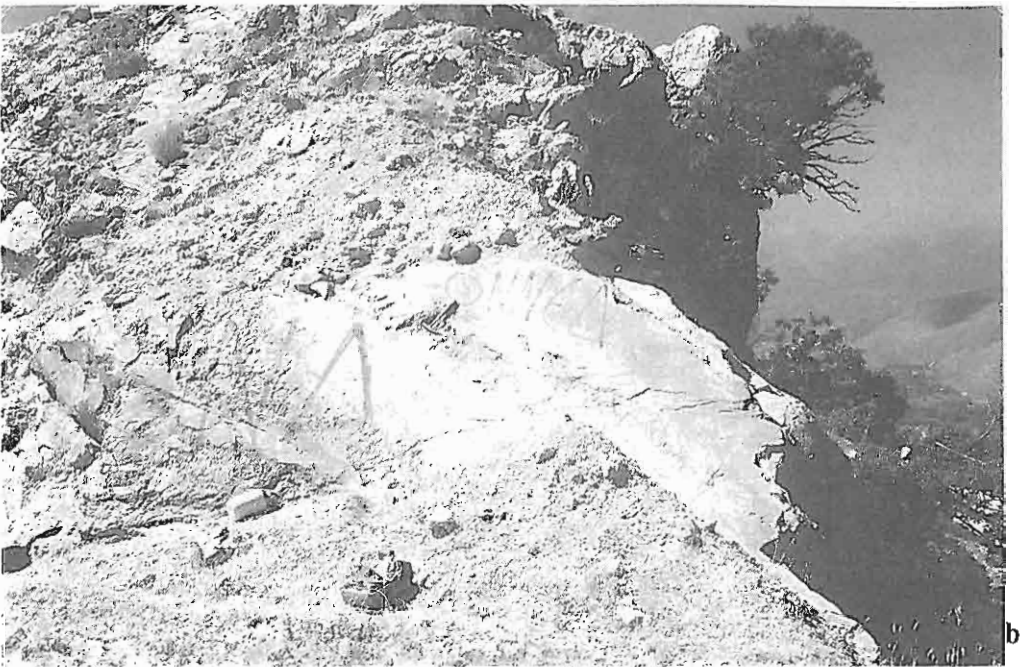


Fig. 32a,b. Chevauchement de Paramythia.

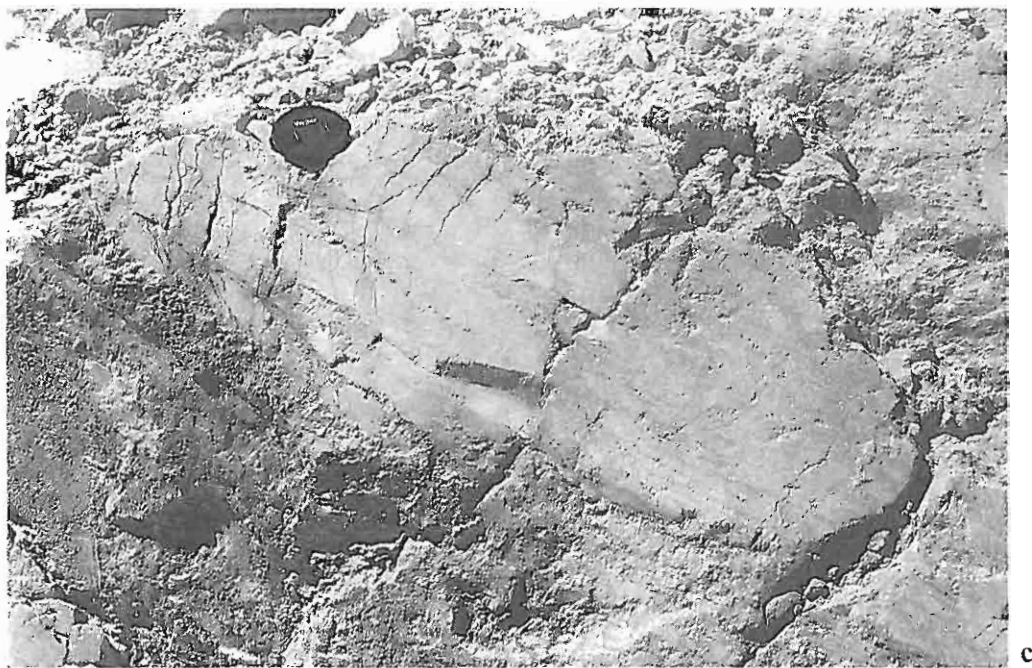


Fig. 32c. Le chevauchement de la Fig. 32b, détail.

En conclusion:

- on constate que la direction de transport n'est pas vers le SSE apparent si on ne tient pas compte de l'influence du jeu de décrochement sur les structures, mais vers le SSW. Par ailleurs le décrochement de Petoussi doit être postérieur aux plissements et aux chevauchements de Paramythia, puisque les deuxièmes sont modifiés par le premier. Cependant la direction de compression NNE-SSW présumée par les mesures citées ci-dessus, est très oblique par rapport à la normale au chevauchement de Paramythia pour que cet accident doive son apparition en tant que plan de défaut lors de la phase compressive. Le plan de défaut serait plus probablement préexistant, par exemple d'ancienne faille normale jurassique, rejoignant dans le nouveau contexte compressif essentiellement comme "chevauchement décrochant";
- le décrochement de Petoussi est postérieur aux plissements dûs à une compression NNE-SSW. Dans un tel système de compression, si la même direction se perpétue dans la phase de décrochement, la faille de Petoussi est soit bloquée, soit inverse. Sinon il y a rotation de la direction de compression (ENE-WSW) et dans ce cas les microstructures correspondantes sont à rechercher.

2- Coupe de Khionistra-Zoumbani (fig. 31, 33)

Cette coupe est effectuée dans le compartiment nord du décrochement de Petoussi (fig. 31). On observe ici (fig. 33) que le prolongement de l'anticlinal de Paramythia au-delà du décrochement de Petoussi correspond à celui de Zoumbani décalé vers l'Ouest pour plus de 3 km. Il chevauche vers l'Ouest, avec son flanc occidental renversé, le flysch ionien, tandis qu'à l'Est son flanc normal est chevauché par le massif du Khionistra.

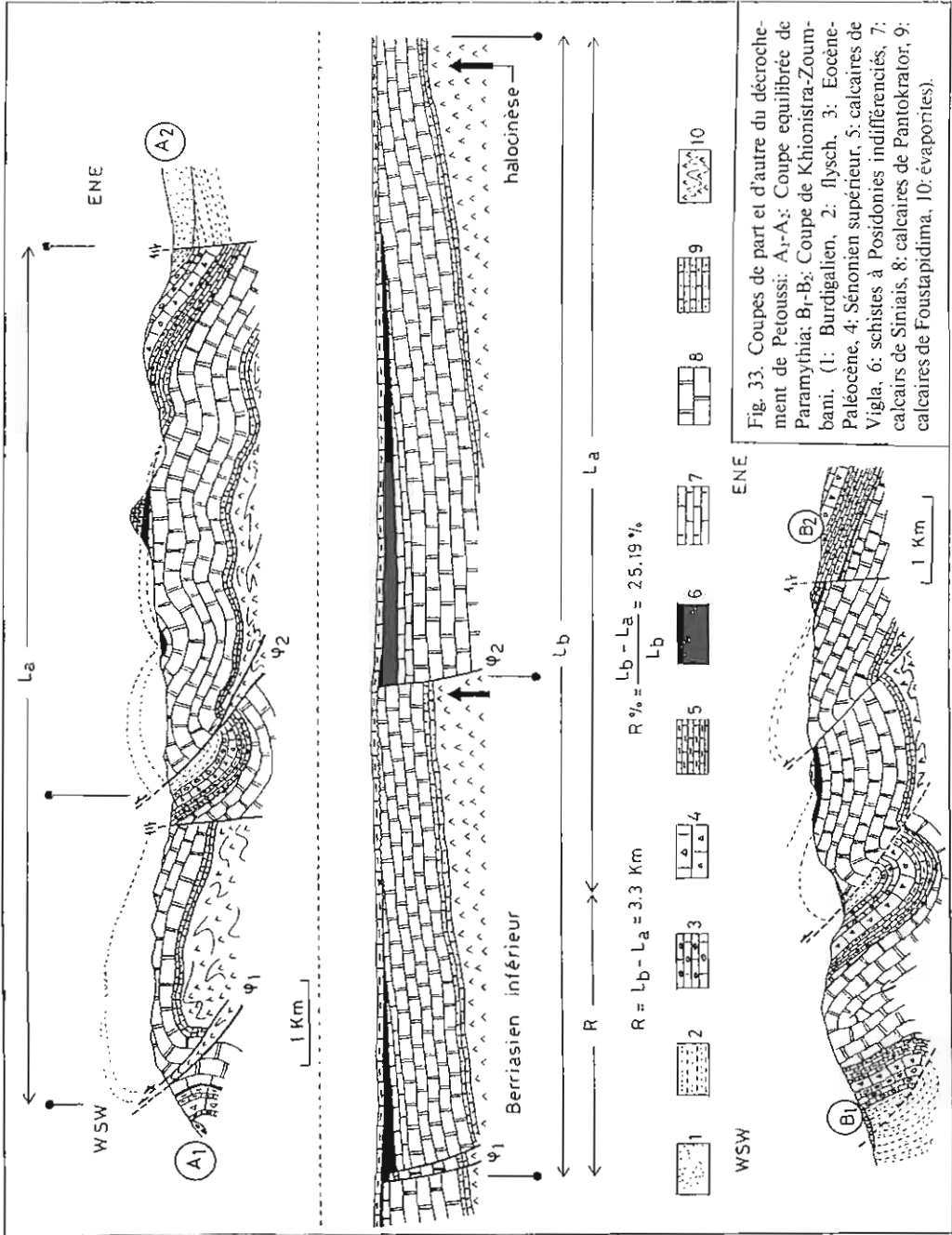


Fig. 33. Coupes de part et d'autre du décrochement de Petoussi: A₁-A₂: Coupe équilibrée de Paramythia; B₁-B₂: Coupe de Khionistra-Zoumbani. (1: Burdigalien, 2: flysch, 3: Eocène-Paléocène, 4: Senonien supérieur, 5: calcaires de Vigla, 6: schistes à Posidoniés indifférenciés, 7: calcaires de Siniaïs, 8: calcaires de Pantokrator, 9: calcaires de Foustapidima, 10: évaporites).

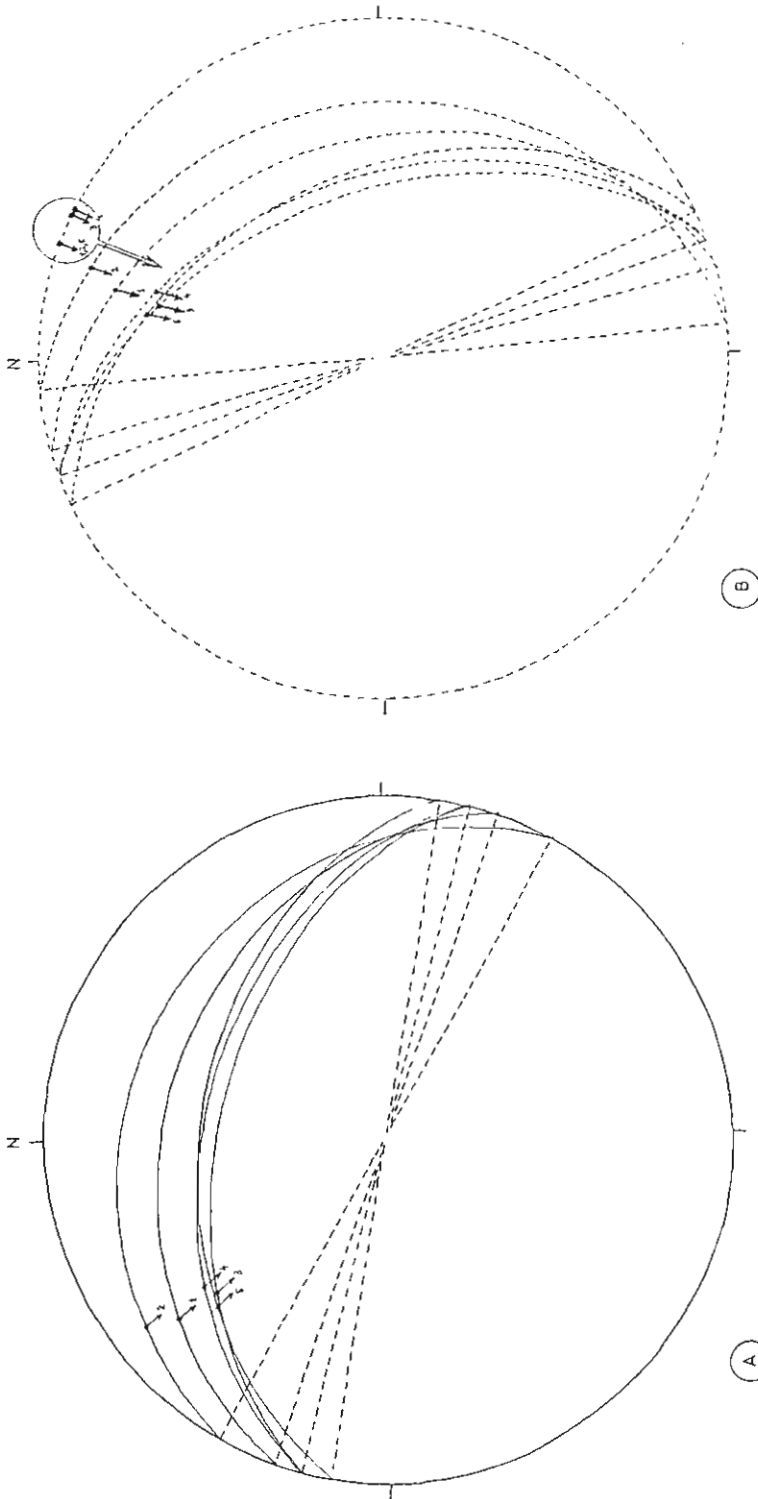


Fig. 34. Projection de Schmidt (hémisphère inférieur) des mesures effectuées sur le chevauchement de Paramythia. A: état actuel; B: après rotation et débasculement des structures.

Neanmoins quelques kilomètres à l'Ouest de l'anticlinal de Zoumbani la colline de Golnitsa constitue un anticlinal se reversant vers le NE sur le flysch ionien. Ce qui pourrait correspondre aux changements de l'orientation des structures par le jeu senestre du décrochement de Petoussi. Plus au Sud, la région de Kaitsa-Skandalon, montre très clairement le coin prismatique sédimentaire formé par les formations du Lias supérieur-Malm (fig. 35).

En conclusion, *le décrochement senestre de Petoussi* est un accident majeur. Il traverse toute la zone ionienne moyenne, déplaçant les structures de part et d'autre de celui-ci, de plus de 4 km par endroits. Il joue en sens inverse de celui du Limni Ziros (IGRS-IFP, 1966). Le décrochement de Petoussi décale le Burdigalien, il lui est donc postérieur. Il est postérieur aussi aux plissements et aux chevauchements, puisqu'il les modifie changeant leur orientation dans son voisinage, provoquant ainsi un crochon tectonique, à l'échelle cartographique, conforme au jeu senestre du décrochement. On pourrait donc penser *qu'il représente au niveau de la megastructure, le même phénomène que représentent les crochons de failles au niveau des microstructures et mesostructures.*

c) Coupe de Varathi-Igoumenitsa (fig. 36)

Le massif de Varathi correspond (fig. 36) à un léger synclinal dont l'axe présente une direction NNE. A l'Ouest le massif comporte au-dessus des calcaires de Pantokrator, les calcaires de Siniais bien développés sur lesquelles les formations du Lias supérieur-Malm présentent une série complète et épaisse –avec schistes à Posidonies inférieurs (100 m), calcaires à filaments (40 m), schistes à Posidonies supérieurs (120 m)–suivies par les calcaires de Vigla. Les formations du Lias supérieur-Malm montrent très clairement un *prisme de dépôt* dont le biseau stratigraphique est orienté approximativement NNE-SSW passant par le village de Parapotamos. La direction vers laquelle (ESE) se réduisent les formations du Lias supérieur-Malm est la même avec l'importance de l'érosion différentielle du substrat jurassique moyen-inférieur (plus marquée à l'Est où les calcaires de Siniais sont totalement déblayés par l'érosion); il en résulte que les calcaires de Vigla reposent directement sur les calcaires de Pantokrator au méridien qui passe par le village de Parapotamos.

A l'Ouest le synclinal se trouve (fig. 36) en contact tectonique (décollement) par ses niveaux jurassique inférieur sur les formations évaporitiques. Le contact cartographique du décollement implique que la surface de cet accident est sub-horizontale. J'ai pu observer le décollement au SW du synclinal, à une distance d'environ un kilomètre à l'Ouest du village abandonné d'Ambelia. A cet endroit les calcaires de Siniais surmontent avec un contact tectonique subhorizontal les formations évaporitiques (fig. 37). Plus à l'Ouest la colline d'Igoumenitsa flotte sur les évaporites et les "brèches triasiques" associées (des calcaires de Foustapidima s'observent dans ces brèches, soit en grosses masses flottantes, soit à l'état d'éléments broyés), ce qui montre que le compartiment décollé est déplacé d'au moins deux kilomètres vers l'WSW par rapport les terrains sous-jacents aux évaporites. Par ailleurs le forage de Filiates-1 (IGRS-IFP, 1966) effectué à une dizaine de kilomètres au Nord de Varathi a montré l'existence de marnes helvétiques à une profondeur de 3800 m sous les évaporites triasiques. Une telle disposition en profondeur implique des déplacements importants de la couverture calcaire.

En conclusion *cette coupe démontre, d'une part que le massif de Varathi est une unité structurale, décollée de sa semelle évaporitique, chevauchant largement les terrains sous-jacents à cette dernière, est d'autre part que la géométrie de cette unité*

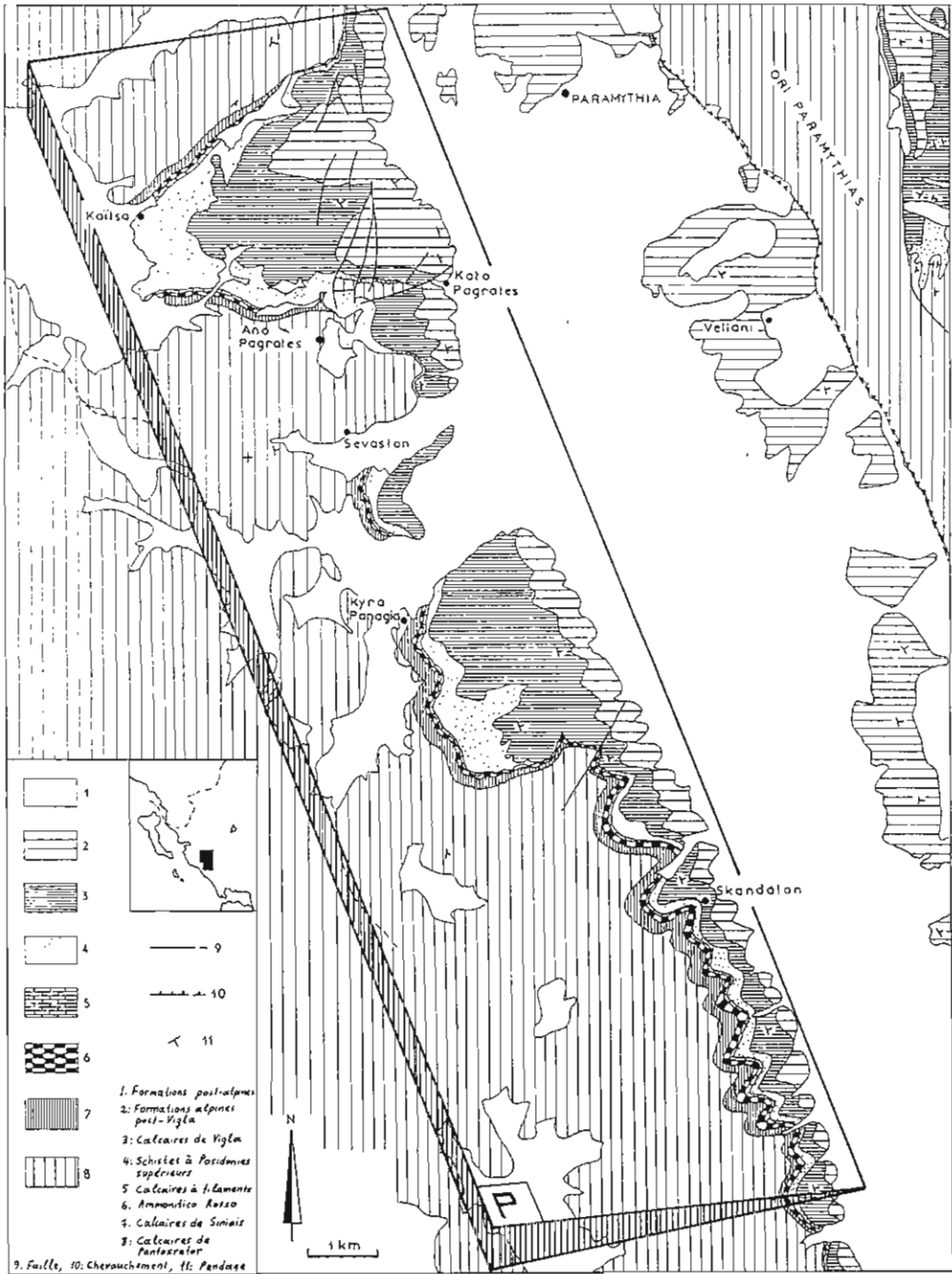


Fig. 35. Carte géologique de la région de Kaitsa-Skandalon (modifiée de l'IGRS-IFP, 1966): P: prisme de dépôt des formations du Lias supérieur-Malm;

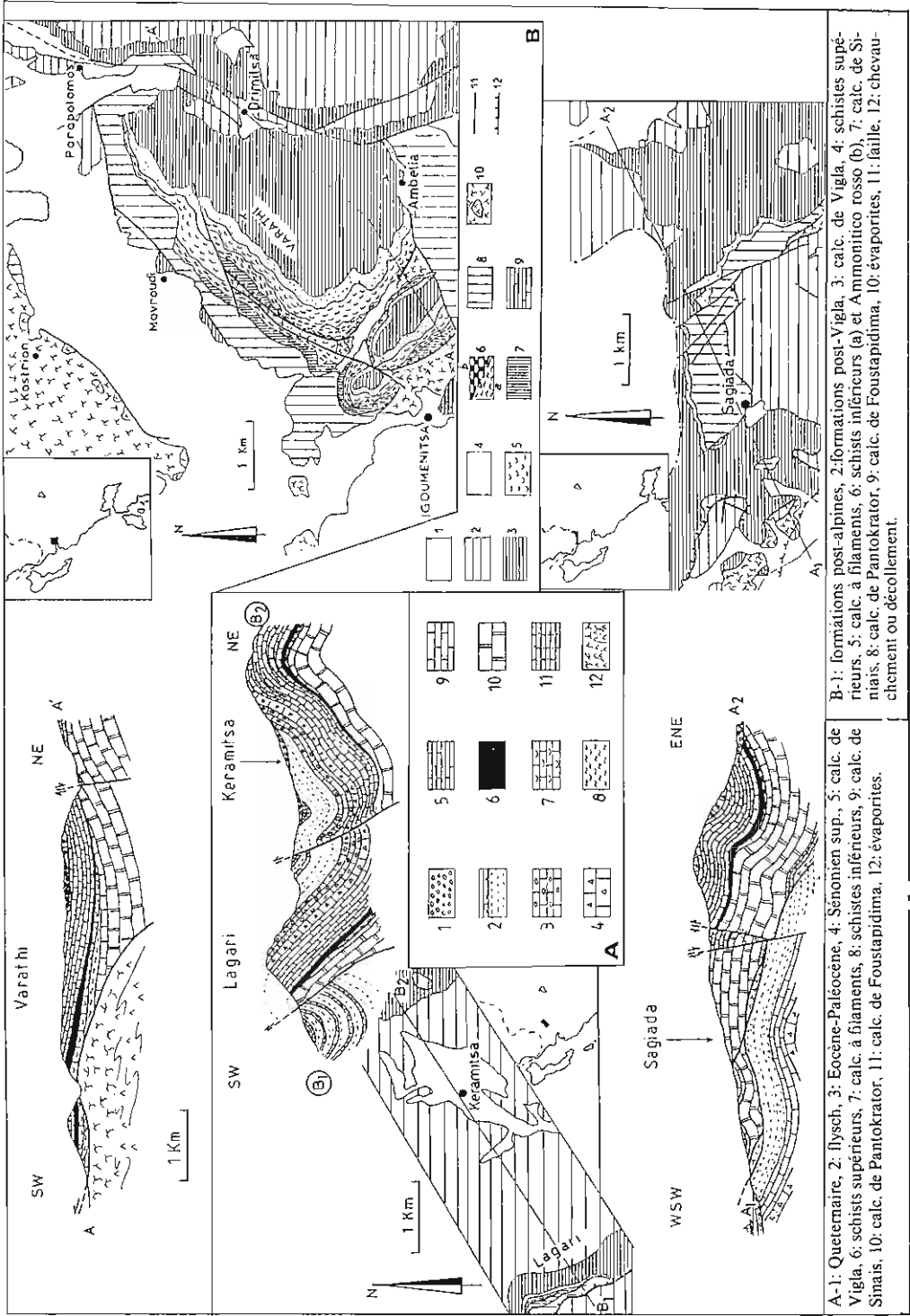


Fig. 36. Coupe de Varathi (A-A'), coupe de Keramitsa-Lagari (B-B₂), coupe de Sagiada (A₁-A₂).



Fig. 37. Décollement des calcaires à filaments sur les «brèches triasiques» (Ampelia).

structurale est héritée dès le Jurassique lors du rifting du Lias moyen-Malm. Le massif de Varathi constitue donc encore un exemple qui montre clairement que la tectonique tertiaire n'a fait que reprendre en compression les structures distensives jurassiques (dans ce cas, le contenu sédimentaire d'un bloc effondré et basculé).

d) Coupe de Keramitsa-Langari (fig. 36)

La coupe de Karamitsa à Kokkinolithari permet d'observer la succession d'un vaste sunclinal –rempli par le flysch ionien– suivi de l'anticlinal de Langari qui chevauche largement –avec les formations du Lias supérieur-Malm assez réduites– juste après sa charnière anticlinale, la formation d'Agii Pantes (Oligocène – Aquitanien) du flysch ionien. J'ai pu observer des chevauchements annexes subhorizontaux dans le compartiment chevauchant ainsi que des fentes en échellons –dues à la compression– tant dans le compartiment supérieur chevauchant que dans le flysch d'Agii Pantes chevauché. Ces dernières observées quelques dizaines de mètres après le chevauchement majeur montrent que la compression est comprise entre N 20° et N 50°.

e) Coupe de Sagiada (fig. 36)

Cette coupe semble bien montrer un véritable chevauchement de Vigla sur le flysch et les calcaires éocènes ressortant en fenêtre tectonique localement. D'autre part le contact du chevauchement est souligné par l'injection d'une masse considérable de "breches triasiques" 3 kilomètres à l'Ouest de Sagiada.

C. CONCLUSIONS

La tectonique compressive liée à l'orogénèse alpine montre avant tout la coïncidence des unités structurales mises en place il ya 15 Ma avec les petites unités paléogéographiques apparues 170 Ma plus tôt, au moment de la différenciation interne du bassin ionien. D'autre part des indices sur la direction de la compression tertiaire (NNE-SSW) montrent que celle-ci est trop oblique par rapport à la normale aux accidents chevauchants pour que ces derniers doivent leur apparition à cette compression; cette divergence est à la faveur d'une origine paléotectonique de ces plans de défauts dus à la distension jurassique et reprises par la phase compressive tertiaire en failles inverses, surfaces de chevauchement ou de décrochement. Les structures causées par les phases compressives sont en général déversées vers l'WSW dans la zone ionienne moyenne et externe (occidentale) mais très souvent vers l'ENE dans la zone interne (orientale). Ceci est probablement dû aux structures héritées par la phase distensive du Jurassique qui s'est traduite par une certaine symétrie du bassin ionien en ce qui concerne le basculement des blocs externes (du côté d'Apulie) et internes (du côté de Gavrovo) pendant la même époque (s. infra).

L'ampleur des chevauchements n'est pas très importante en Epire. En effet dans la plupart des cas il s'agit de plis-failles déversés. Les chevauchements importants visibles en surface ne dépassent jamais les 4 à 5 kilomètres d'amplitude, et les structures correspondantes dans ces cas semblent être causées par des compressions affectant à la fois la couverture sédimentaire et son substratum évaporitique. Ceci implique incontestablement des phénomènes de dysharmonie, de bourrage et de diapirisme dans la masse des évaporites, localisés dans le coeur et les charnières des plis anticlinaux pour les premiers, et le long des failles inverses et des surfaces de chevauchement pour

le dernier. C'est-à-dire que la dysharmonie reste locale, à l'échelle du pli pour l'essentiel mais probablement modéré même dans les cas extrêmes –dans la zone ionienne externe p.ex.– où il existe incontestablement un décollement (comme il a montré le forage de Filiates) de la couverture sédimentaire sur sa semelle évaporitique. Toutefois dans l'état actuel de nos connaissances sur la structure profonde de la zone ionienne il est risqué d'assimiler ce décollement de la zone ionienne externe avec celui proposé par GUZZETTA (1981) en Epire, et BP (1971), JENKINS (1972) et SOREL & CUSHING (1982) en Akarnanie.

Le rôle des décrochements est lié à la compression, vraisemblablement de l'ensemble socle-couverture sédimentaire. Le jeu de décrochements est postérieur aux plis qui découpe et correspond en conséquence à la phase terminale de la compression. La direction de la phase terminale est probablement différente (p.ex. ENE-WSW) de celle de la phase majeure antérieure (NNE-SSW). D'autre part les décrochements modifient les chevauchements et les plissements changeant leur orientation dans leur voisinage présentant au niveau de megastructure, le même phénomène qui représentent les crochons des failles au niveau de meso- et microstructure.

II. NEOTECTONIQUE DISTENSIVE

Elle est exprimée par des failles normales quaternaires. On peut regrouper les failles qui caractérisent cette phase distensive en deux orientations principales: 1) NW-SE, 2) NE-SW.

Ce regroupement existant à l'échelle de toute la zone ionienne de la Grèce continentale, a donné naissance à la configuration des ses côtes occidentales, a mis son cachet dans son relief actuel, créant des horsts et grabens allongés généralement dans le sens NNW-SSE, et a créé les îles ioniennes provoquant en même temps leur basculement vers l'Est.

III. ETUDE DES PALEOFAILLES SYNSEDIMENTAIRES ET PHENOMENES ASSOCIES DANS LES FORMATIONS JURASSIQUES DE LA ZONE IONNIENNE

1. INTRODUCTION

L'hypothèse de l'existence de paléofailles d'âge jurassique dans la zone ionienne a été formulée pour la première fois par les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) et ensuite par BERNOULLI & RENZ (1970). Ces auteurs –sans avoir observé directement de telles failles– ont considéré probable leur existence pour interpréter les grandes et souvent brusques variations d'épaisseur et de faciès ainsi que les lacunes de sédimentation observées dans les formations jurassiques de la zone ionienne. Cependant pour les auteurs de l'IGRS-IFP ces phénomènes ont été liés à une phase tectonique liasique (préliminaire à la phase majeure) qui était à l'origine de hauts-fonds émergés et de régions immergée suivant les points où cette phase aurait été la plus active (IGRS-IFP, 1966; p. 53 et 284), tandis que BERNOULLI & RENZ (1970) ont attribué les mêmes phénomènes à une tectonique distensive du Jurassique inférieur affectant la marge sud-thétysienne.

Les modèles théoriques proposés ultérieurement par FLEURY (1980) et THIEBAULT (1982), admettaient une distension jurassique, *qu'ils déduisaient d'une manière*

re indirecte en se basant sur les phénomènes observés par les auteurs précédents. Les mêmes auteurs ont appliqué ensuite les conceptions modernes sur l'évolution d'une marge passive en distension dans le domaine ionien, que le premier auteur plaçait à la marge sud-téthysienne tandis que le deuxième à la marge nord-mesogéenne (sensu BIJU DUVAL et al, 1977).

Dans ce chapitre je présenterai, pour la première fois, l'étude des failles normales jurassiques synsédimentaires comme elles ont été observées directement sur le terrain, précisant leur âge à l'aide de leur cadre stratigraphique.

Il est cependant essentiel de souligner ici, que la difficulté d'observation directe de telles failles vient du fait que ces failles normales –après leur premier fonctionnement au Jurassique– ont rejoué ultérieurement comme failles inverses ou surfaces de chevauchement ou encore comme décrochements sous les forces compressives oligocènes de l'orogénèse alpine (KARAKITSIOS, 1988); elles ont ainsi perdu leur caractère initial, qui a été ensuite encore modifié par la néotectonique post-orogénique. Toutefois la recherche des localités où toute cette histoire aurait laissé intactes certaines paléofailles a donné comme nous allons voir ses fruits.

2. OBSERVATIONS

a. Localité de Klissoura (fig. 38)

Cette localité se situe 500 m au SE du village de Klissoura (fig. 38). Marchant sur la colline qui commence par la rive orientale de la rivière de Louros, on observe à l'Ouest, que entre les calcaires de Vigla et les calcaires de Louros s'intercalent quelques mètres de calcaires micritiques jaunâtres à Lamellibranches pélagiques. On observe aussi souvent des filons sédimentaires traversant les calcaires de Louros. Ils sont composés par un matériel calcaireux micritique jaunâtre à rougeâtre à zones verdâtres à rares "filaments" et spicules de spongiaires. En allant vers l'Est on observe que l'épaisseur des sédiments intercalés augmente graduellement, et passe latéralement à une formation des calcaires en plaquettes à lits de silex –j'ai recolté dans la partie inférieure de cette formation une Ammonite d'âge probablement Kimméridgien– dont à la base se différencient des calcaires noduleux (Ammonitico Rosso) à Ammonites du Toarcien inférieur (cf. stratigraphie). Cet Ammonitico Rosso dévient plus épais quand on arrive à l'emplacement de la figure 38, où les paleofailles sont observées. Ces failles présentant des rejets, d'environ 5 m la première (F1) et 3 m la deuxième (F2) (mesurés par la différence d'altitude que présente le sommet de calcaires des Louros sur chaque compartiment déplacé), constituent incontestablement des paléofailles puisque, elles n'affectent pas les calcaires en plaquettes à lits et silex (transitoires aux calcaires de Vigla) sus-jacents à l'Ammonitico Rosso du Toarcien inférieur. Elles ont toutes les deux la même direction NNW-SSE et sont aussi subverticales, mais leur caractéristique particulière est que les lèvres de chacune se soit écartées, d'environ 2 m pour la première faille (F1) et en peu moins pour la deuxième (F2); cet écartement est rempli par une brèche calcaireuse très dure jaune-ocre à rougeâtre.

En lame mince on observe divers éléments calcaires comportant soit des sections de petites Ammonites, spicules de Spongiaires, Ostracodes et filaments, soit des Radiolaires et Ostracodes. La matrice est composée par un calcaire micritique à rares spicules de Spongiaires et Filaments.

Nous sommes donc en présence ici de filons sédimentaires développés à l'intérieur de l'écartement des lèvres de chacune de deux failles affectant les calcaires de Louros.

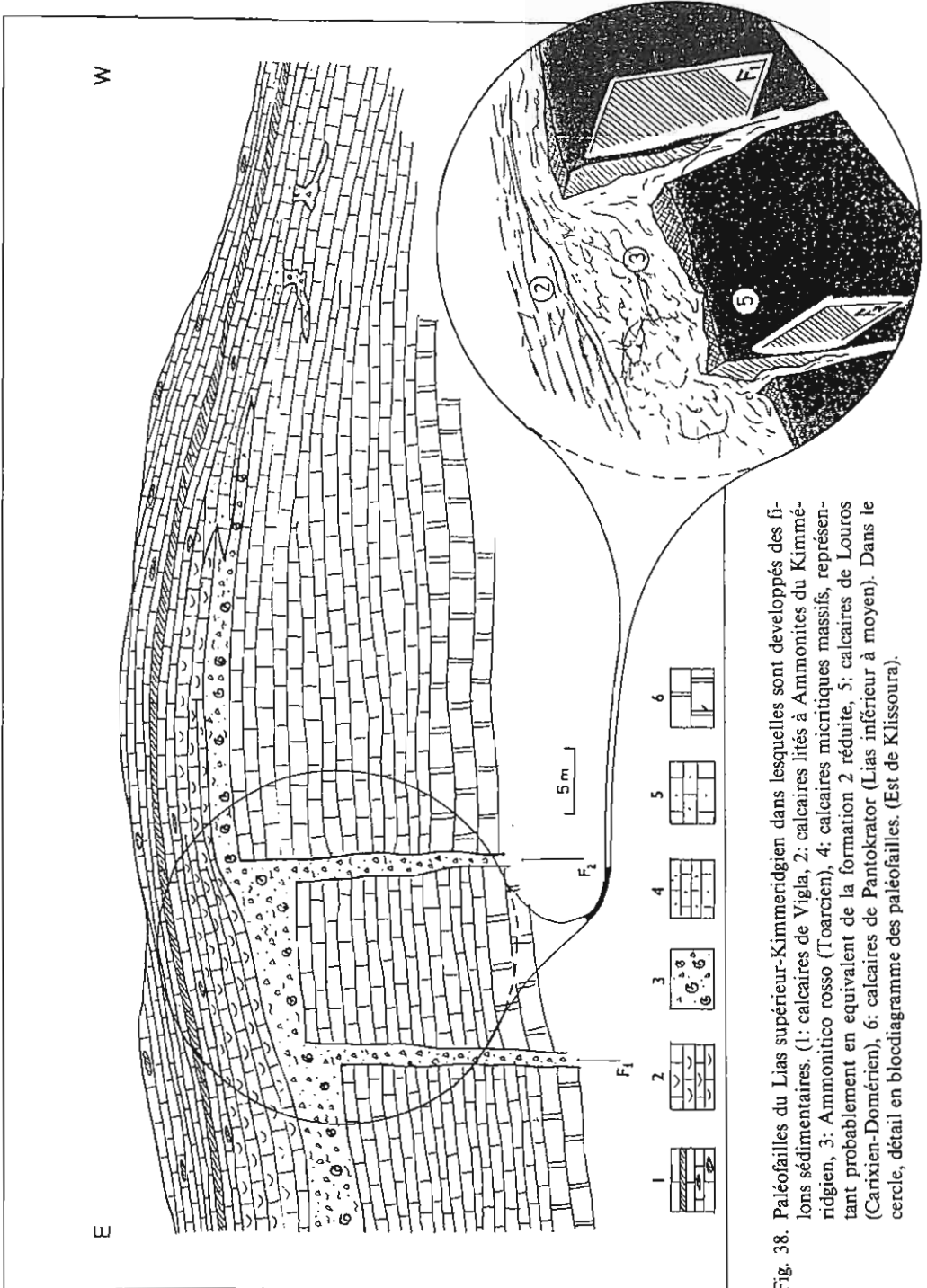


Fig. 38. Paléofailles du Lias supérieur-Kimmeridgien dans lesquelles sont développés des blocs sédimentaires. (1: calcaires de Vigla, 2: calcaires lités à Ammonites du Kimmeridgien, 3: Ammonitico rosso (Toarcien), 4: calcaires micritiques massifs, représentant probablement en équivalent de la formation 2 réduite, 5: calcaires de Louros (Carixien-Domérien), 6: calcaires de Pantokrator (Lias inférieur à moyen). Dans le cercle, détail en blocdiagrame des paléofailles. (Est de Klissoura).

On observe ces filons sédimentaires ainsi que les lèvres qui l'encadrent –formant sur l'affleurement à cause de l'érosion une sorte de gorge étroite (fig. 7), transversale à la petite faille bordant la colline en direction E-W– sur plus de 10 m d'altitude. Ces paléofailles sont plus jeunes que le sommet des calcaires de Louros qu'elles affectent, en conséquence postérieures au Domérien (âge des Ammonites recoltées à l'extrême sommet des calcaires de Louros) et antérieures aux couches de passage vers les calcaires de Vigla qui ne sont pas affectées par les failles, c'est-à-dire antérieures au Kimméridgien qui probablement représente l'âge de la base des couches de passage vers les calcaires de Vigla. La localité de Klissoura montre en plus une lacune de sédimentation allant du Toarcien moyen au Kimméridgien basal.

b. Localité au Sud de Ano Kouklessi (fig. 39)

Ce lieu se trouve à une distance d'environ 1300 m au SSW du village de Ano Kouklessi (fig. 39) correspondant à la partie méridionale du "synclinal" de Kouklessi. Je rappelle que le terme "synclinal" utilisé par les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) n'est pas correct, en réalité il ne s'agit que d'un monoclin dans lequel les formations sus-jacentes aux calcaires de Siniais se réduisent progressivement vers l'Ouest (cette observation est particulièrement claire à la partie septentrionale de "synclinal" au lieu-dit Toka). Le lieu d'étude correspondait pendant la mer du Lias supérieur, à la partie la plus effondrée d'un bloc basculé (cf. stratigraphie et fig. 39 B).

Dans les 10 premiers mètres de l'ensemble inférieur de l'Ammonitico Rosso (= marnes bleues feuilletées, s. supra) j'ai pu observer les failles normales conjuguées de la figure 39 A (fig. 40), à rejets variant de 1.5 à quelques dizaines de centimètres. Toutes les failles présentent la même direction (N 20°-30°). Elles affectent toutes les couches vers le bas, tandis que vers le haut elles sont couvertes par des couches intactes. Il s'agit en conséquence de failles normales synsédimentaires dont l'âge précède très peu l'âge de l'horizon bréchiq (c) de la fig. 39 A. Etant donné que l'horizon bréchiq inférieur contient des Ammonites du Toarcien inférieur (s. supra) ces failles ont probablement fonctionné pendant le Toarcien moyen-inférieur. J'ai également observé des failles pareilles affectant les mêmes horizons stratigraphiques au SW du "synclinal de Kouklessi" près de Micri Vrissi (fig. 41, 45 A) où en plus on observe par endroits des plis synsédimentaires (fig. 44) présentant la même direction que celle des failles synsédimentaires (N 20° - 30°). Enfin des failles synsédimentaires à plus petite échelle sont observées dans la partie septentrionale du "synclinal" (fig. 16). Il est enfin remarquable que la direction de failles et de plis synsédimentaires que je viens de décrire, présentent la même direction que le biseau cartographique du prisme de dépôt des formations du Lias supérieur-Malm du "synclinal" de Kouklessi quelques kilomètres vers l'Ouest du village de Kouklessi (fig. 29).

c. Localité de Ieromnimi

A une distance d'environ 200 m à l'Ouest du village de Ieromnimi (fig. 45 C) –sur les pieds du massif de Kassidhiaris– on observe que les calcaires de Siniais et quelques mètres de la base des schistes à Posidonies inférieurs sont affectés par des petites failles synsédimentaires de direction NNW-SSE. Dans les petites dépressions des calcaires de Siniais les niveaux de base des schistes inférieurs sont formés des marnes siliceuses zonées bicolores, avec niveaux décimétriques de brèches. Ces paléofailles sont donc ap-

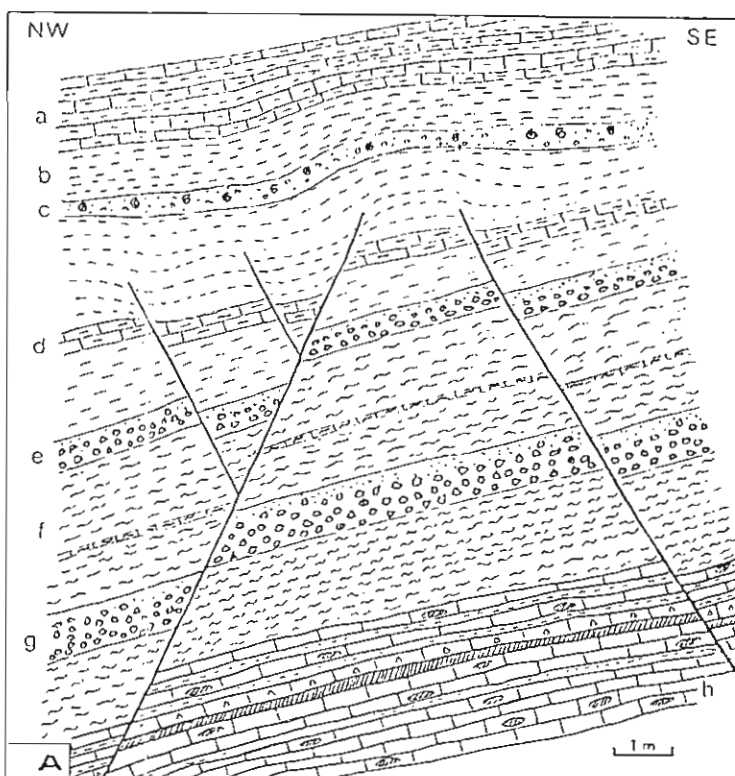


Fig. 39a. Paléofailles normales synsédimentaires d'âge Toarcien inférieur (elles sont cachetées par des couches intactes du Toarcien moyen) directement observées sur l'affleurement (Sud de A. Kouklessi). (a: calcaires noduleux, b: marnes rouges, c: niveau bréchiqne contenant des Ammonites du Toarcien moyen, d: calcaires marneux rouges, e, g: intercalations bréchiqnes, f: marnes gris-bleues feuilletées, h: calcaires de Siniais).

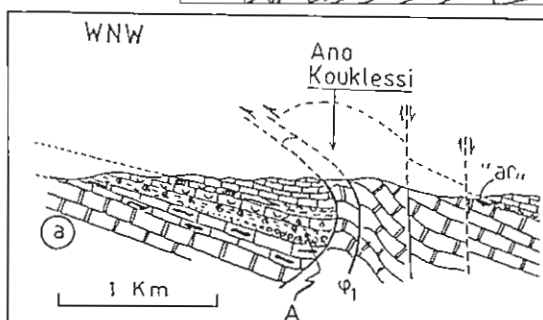
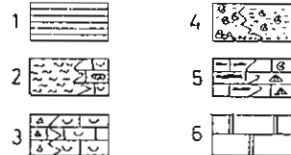


Fig. 39b. Exemple de reconstitution de failles synsédimentaires d'âge Lias supérieur: a) coupe synthétique: 1: calcaires de Vigla, 2: schistes à Posidonies supérieurs, 3: calcaires à filaments, 4: Ammonitico Rosso (Toarcien-Aalénien), 5: calcaires de Siniais et Louros, 6: calcaires de Pantokrator), b) reconstitution simplifiée à la même échelle de la disposition des couches à la fin du Jurassique. Les paléo-accidents tectoniques reconstitués ici sont en gros contemporains de ceux de la Fig. 39A.



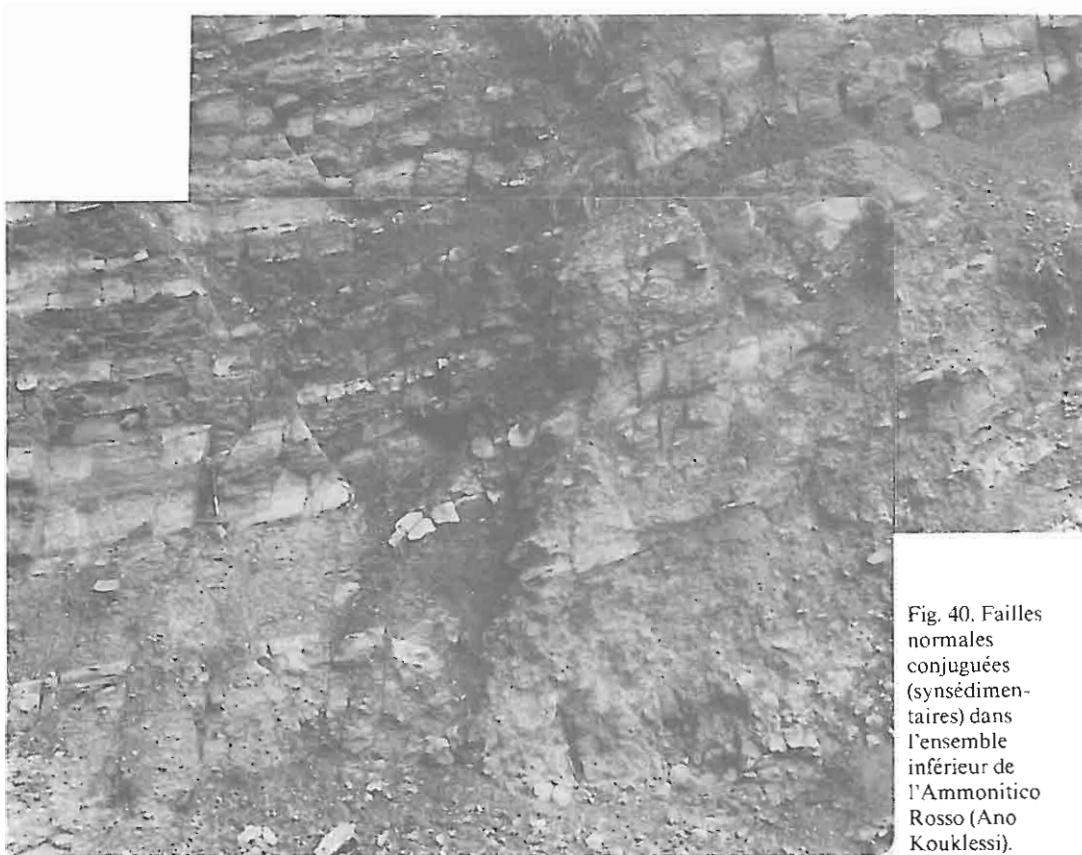


Fig. 40. Failles normales conjuguées (syssédimentaires) dans l'ensemble inférieur de l'Ammonitico Rosso (Ano Kouklessi).

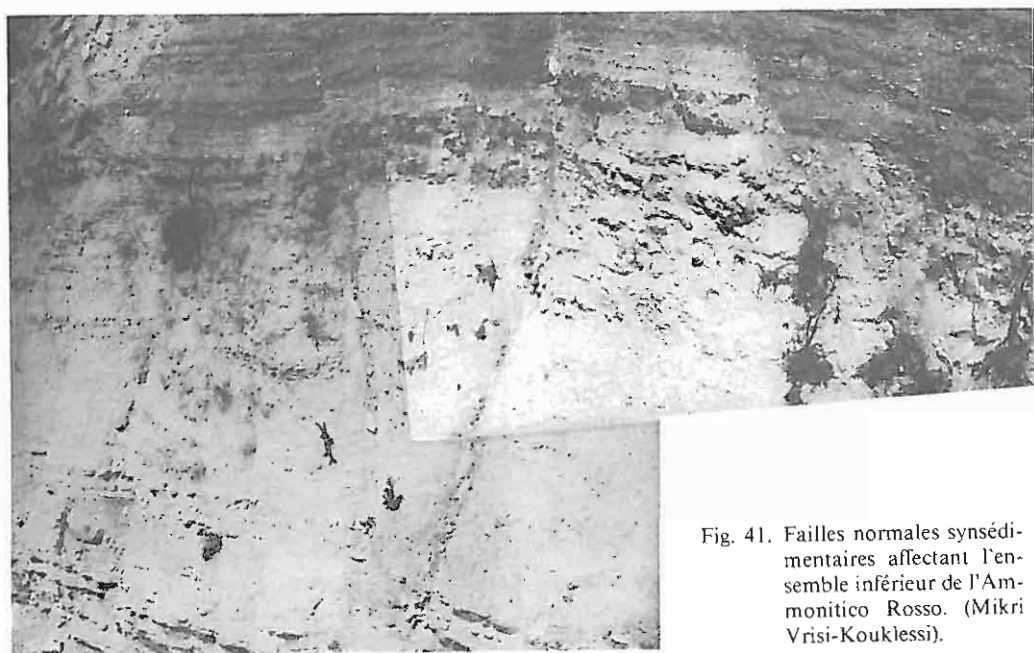


Fig. 41. Failles normales syssédimentaires affectant l'ensemble inférieur de l'Ammonitico Rosso. (Mikri Vrisi-Kouklessi).



42



43



44

Fig. 42: Horizons bréchiques à la base de l'Ammonitico-rosso (Ano Kouklessi).

Fig. 43. Le faciès bréchiqne des calcaires à filaments à filaments (coupe au Sud de Ano Kouklessi).

Fig. 44. Slumping dans l'ensemble inférieur de l'Ammonitico-rosso (à l'Ouest de Ano Kouklessi).

proximativement d'âge Toarcien inférieur. Au voisinage de cette localité (sur le sentier conduisant de Ieromnimi à la chapelle d'Agios Dhimitrios) les auteurs de l'IGRS-IFP (1966) citent une discordance de la base des schistes à Posidonies sur les calcaires de Siniais (fig. 45 B). D'après ces auteurs le calcaire de Siniais présente une surface érodée, parsemée de vasques dans lesquelles sont sédimentés les niveaux de base des schistes à Posidonies. Je n'ai nulle part observé ce contact, sauf si on a affaire avec les petites dépressions des calcaires de Siniais qui ont été interprétées par ces auteurs comme une surface érodée.

d. Localité de Velouna

La route menant du village de Vrossina au village de Keramitsa passe par le pied méridional du massif de Velouna et coupe le contact des calcaires de Siniais avec les schistes à Posidonies indifférenciés sus-jacents. On observe à cet endroit que les calcaires de Siniais (fig. 45 D) sont affectés par des failles normales de 1-4 m de rejet et de direction NNE-SSW qui s'amortissent après les premiers 5-6 mètres de la base des schistes à Posidonies indifférenciés. En plus les niveaux de la base des schistes à Posidonies sont affectés par des slumps dont les axes de rouleaux et de plis synsédimentaires présentent la même direction avec celle de paléofailles. Puisque je n'ai trouvé aucun argument paléontologique ou lithostratigraphique pouvant confirmer si la formation des schistes à Posidonies indifférenciés est complète –son épaisseur est environ 20 m– ou si elle représente les schistes à Posidonies supérieurs, je considère plus raisonnable d'admettre que ces paléofailles ont fonctionné dans l'intervalle Toarcien inférieur-Dogger.

e. Observations complémentaires

1- Delvinakion

Le bloc des calcaires de Siniais à section lenticulaire à cunéiforme (de 9 m de longueur sur 3 m de largeur) observé à la base des schistes à Posidonies inférieurs (fig. 45 E) dans la coupe de Delvinakion (fig. 21-W) est dû probablement à un glissement de terrain provenant du détachement d'un panneau d'un escarpement de faille dont le versant était formé par les calcaires de Siniais du bloc élevé, tandis que l'emplacement où on observe aujourd'hui ce bloc correspond à la dépression du bloc avoisinant. La direction d'allongement du bloc est approximativement N-S.

2- Khionistra

Le sommet des calcaires de Siniais à la base de la coupe de Khionistra est affectés par des plis métriques probablement synsédimentaires puisque les schistes à Posidonies inférieurs venant au-dessus ne sont pas plissés. Par contre ces derniers présentent par endroits des failles synsédimentaires de 0.5 à 1 m de rejet en moyenne. Les plis et les failles présentent la même direction (approximativement N-S) qui est d'ailleurs parallèle à l'allongement du prisme de dépôt formé par les formations du Lias supérieur-Malm.

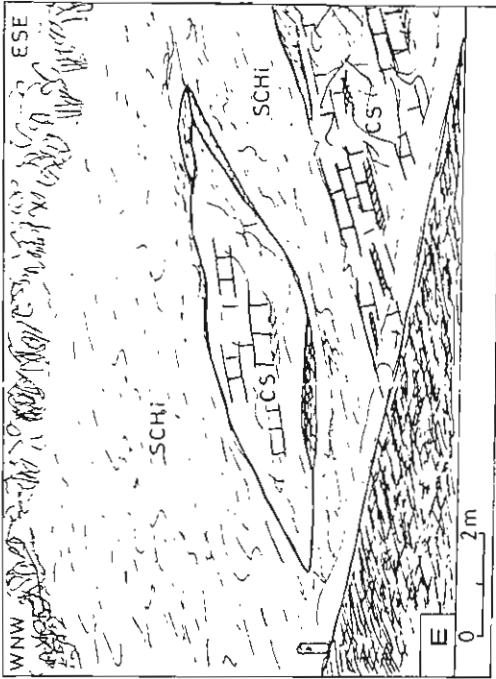


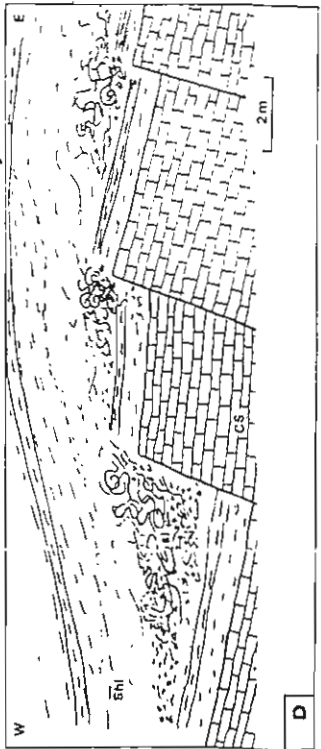
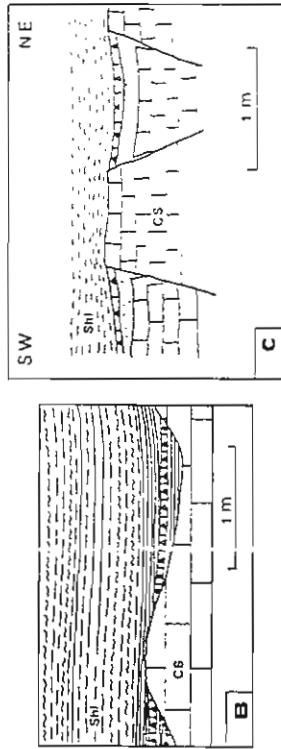
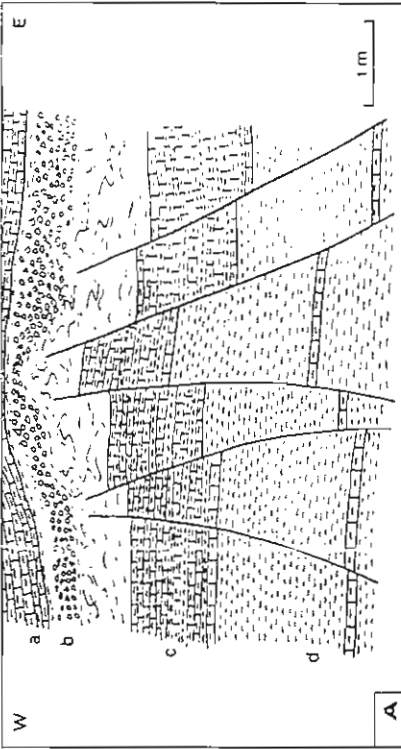
Fig. 45A. Paléofaïlles normales syndésimétriques d'âge Toarorien inférieur au SW du «synclinal de Kouklessi» (a: calcaires marneux-non affectés par les paléofaïlles-à Ammonites du Toarorien moyen, b: intercalation brechique, c: calcaires marneux noduleux, d: marnes bleues feuilletées).

Fig. 45B. Discordanca des schistes à Posidonies sur les calcaires de Simiaï à Ieromniti (d' après ICRS-JFP 1966).

Fig. 45C. Le même schéma (fig. 45B) expliqué par le fonctionnement des faïlles normales syndésimétriques (Shi: schistes à Posidonies inférieurs, CS: calcaires de Simiaï).

Fig. 45D. Paléofaïlles syndésimétriques au sud du mont Velouna (Shi: schistes à Posidonies inférieurs, sl: slumps, CS: calcaires de Simiaï).

Fig. 45E. Bloc des calcaires de Simiaï (CS) à section lenticulaire à cunéiforme observé à la base des schistes à Posidonies indifférenciés (route nationale de Jannina à Dhelviniakion, environ 1 km avant Dhelviniakion). Son origine est probablement due à un glissement de terrain provenant du détachement (par faille panaméenne p.ex.) d'un panneau d'un versant formé par les calcaires de Simiaï pendant les hauts-fonds et les dépressions du Lias supérieur.



3- Varathi

Les niveaux de la base des schistes à Posidonies inférieurs sont affectés très souvent par des phénomènes de slumping donnant naissance, soit à des plis synsédimentaires (fig. 20), soit à des brèches intraformationnelles (fig. 20 c). La direction des plis synsédimentaires (N-S en moyenne) est approximativement parallèle avec celle que présente le biseau stratigraphique des formations du Lias supérieur-Malm dans la région (fig. 36).

3. CONCLUSIONS

Les observations citées ci-dessus ainsi que les faits stratigraphiques de la première partie de ce travail démontrent:

– que l'âge du début de la distension à laquelle est liée la différenciation de la zone ionienne se place au Lias moyen, voire avant le Carixien, comme le montre l'âge des calcaires de Louros (renfermant des Ammonites du Carixien et du Domérien) qui constituent les premiers sédiments dont le faciès marque l'approfondissement général du domaine ionien de la vaste plate-forme néritique sud-téthysienne. *Les calcaires de Louros et leur équivalent latéral des calcaires de Siniais, correspondent par conséquent aux premiers sédiments syn-rift de la zone ionienne.* Cette distension a été probablement exprimée par les grandes failles bordiales qui ont séparé la zone ionienne des zones néritiques adjacentes de Paxos (préapulienne) et du Gavrovo, donnant naissance à ces trois zones qui jusqu'alors peuvent être considérées comme parties d'une plate-forme unique du Lias inférieur. *Les calcaires de Pantokrator correspondent aux sédiments pre-rift du domaine qui sera ensuite occupé par la zone ionienne. Les premiers sédiments syn-rift (Siniais et Louros) correspondent probablement à un approfondissement général du domaine ionien dont le faciès Siniais a occupé la partie axiale du bassin ionien ainsi créé et le faciès Louros ses parties bordières;*

– *l'existence des failles normales synsédimentaires qui ont fonctionné dans l'intervalle Toarcien inférieur-Kimméridgien et la plupart dans le Toarcien. Leur direction est généralement NNW à NNE. D'autre part dans chaque bloc basculé la direction des petites paléofailles normales synsédimentaires et celle des slumps observées à la base des formations du Lias supérieur-Malm est parallèle à la direction du biseau stratigraphique de prisme de dépôt formé par les mêmes formations (fig. 49). Ces failles sont donc liées à la différenciation interne du bassin ionien en des petites unités paléogéographiques (ou bassins élémentaires sur chaque bloc basculé). Certes les failles observées ne correspondent pas aux grandes failles séparant ces petites unités paléogéographiques à l'intérieur du bassin ionien puisqu'elles se sont généralement transformées en failles inverses, chevauchements ou décrochements, lors des forces orogéniques compressives de l'Oligocène (KARAKITSIOS, 1988), mais à des petites failles secondaires –contemporaines cependant aux grandes failles– conservées dans certains secteurs privilégiés, qui n'ont pas été déformés ni par les compressions alpines ni par la néotectonique post-orogénique;*

– les lacunes de sédimentation observées dans les différents domaines du bassin ionien (placées dans l'intervalle Dommérien-Kimméridgien) ainsi que les variations d'épaisseur et du faciès latérales des sédiments du Jurassique supérieur, montrent que la période syn-rift se poursuit avec certitude jusqu'au Kimméridgien. *L'arrêt du rifting devrait donc donner naissance à une discordance majeure post-rifting. Cette discordan-*

ce devrait en principe être unique, être presque synchrone sur tout le bassin ionien, et séparer nettement les sédiments post-rift des terrains syn-rift et ante-rift. Cette discordance commence par les schistes à Posidonies supérieurs (et ses formatins équivalents) dans la majeure partie du bassin et s'intègre avec le début de sédimentation des calcaires de Vigla dans toute la zone ionienne et préapulienne (Paxos) au Berriasien inférieur. Le taux de sédimentation élevé des calcaires de Vigla tend à effacer toutes les différences topographiques sous-marines. Toutefois les différences considérables de leur épaisseur montrent la permanence d'une subsidence différentielle pendant le dépôt de Vigla. Ce phénomène peut s'expliquer par l'influence de l'halocinèse de la base évaporitique de la série ionienne, qui théoriquement manifeste, comme nous allons voir (s. infra), pas seulement sur le mécanisme de la différenciation du bassin ionien lors de la phase syn-rift, mais aussi –à cause des sédiments continuellement déposés (KARAKITSIOS, 1988)– pendant la période post-rift;

– la direction dominante de la distension liée aux paléofailles jurassiques, se réfère à la paléogéographie de cette période et par conséquent on attendrait généralement qu'elle soit à la fois différente de celle liée à la compression alpine et de celle liée à la distension néotectonique post-orogénique (cette dernière correspondant à une paléogéographie qui se rapproche largement de la géographie actuelle). Cependant les paléofailles observées, fournissent certaines indices qui impliquent que ces directions ne sont pas essentiellement différentes à l'époque actuelle. Ceci vient probablement du fait que malgré les rotations qu'a subit la plaque Apulienne (LE PICHON & ANGELIER, 1979; ANGELIER, 1979; DERCOURT et al., 1985; KISSEL, 1986) la direction du champ de contraintes était chaque fois perpendiculaire à sa marge sud-téthysienne du moins dans le domaine qui correspondait aux héliénides. D'ailleurs les données paléomagnétiques et tectoniques de la Grèce nord-occidentale, montrent d'après KISSEL (1986), que le champ de contraintes a subit pendant la période Miocène moyen – Plio-Quaternaire la même rotation horaire que les structures (il faut cependant se méfier à la correspondance entre les données de la couverture sédimentaire et la situation réelle du socle). Néanmoins la distinction de la phase paléodistensive jurassique de la phase neotectonique reste un problème ouvert à la recherche.

IV. RIFTING JURASSIQUE ET HALOCINÈSE. CONSÉQUENCES STRUCTURALES

L'essentiel de ce chapitre a été présenté dans le 3^e colloque de la société géologique de Grèce en 1986 (KARAKITSIOS, 1988). Les observations ultérieures n'ont fait que conforter, avec quelques modifications, cette conception initiale (s. infra).

Le substratum de la série calcaire ionienne est constitué, comme nous avons vu, par des formations évaporitiques (sel gemme, anhydrite). L'anfouissement de ces formations vers la fin du Lias moyen –âge de la fin de sédimentation des formations qui marquent l'approfondissement général et le début de la différenciation du bassin ionien (calcaires de Siniais et de Louros)– est déjà suffisant (si on ajoute à l'épaisseur de calcaires de Foustapidima (supérieure à 200 m), l'épaisseur de calcaires de Pantokrator, estimée par les forages supérieure à 1500 m, et l'épaisseur de calcaires de Siniais, qui dans les domaines où ces calcaires ne sont pas érodés, dépasse 100 m, on trouve une épaisseur de sédiments au-dessus des évaporites supérieure à 1800 mm) pour que le sel atteigne sa limite de plasticité et le contraste des densités inversé entre le sel et les sédiments qui le surmontent. Dans ces conditions la tectonique salifère (halocinè-

se) peut demarrer (NETTLETON, 1936, 1943; TRUSHEIM, 1960; GUILLEMOT, 1964; LEVORSEN, 1967), et la localisation de l'ascension du sel (par poussée archimédienne) dans le bassin est contrôlée par différents facteurs en relation avec la structure générale et la répartition des sédiments (TRUSHEIM, 1960; GUILLEMOT, 1964). Dans notre cas la localisation de l'ascension du sel dans le bassin ionien à partir de la fin du Lias moyen serait contrôlée par les irrégularités au toit du sel produites par les failles syn-sédimentaires (listriques) qui affectent le bassin ionien (en voie de formation) du fait de la phase distensive jurassique. Ainsi le sel se dirigerait vers les blocs relativement plus élevés d'un premier système de disposition des blocs en horts et grabens basculés ou non basculés. En conséquence l'halocinèse aurait favorisée, d'une part l'augmentation à la fois du rejet de failles et du basculement de blocs –qui expliquerait d'ailleurs le très fort taux d'enfoncement des domaines correspondants à l'intérieur du bassin (s. supra)– et d'autre part l'épaississement des évaporites sous les blocs soulevés et leur amincissement sous les blocs affaissés, c'est-à-dire que les domaines plus élevés qui constitueraient les hauts-fonds et reliefs émergés (domaines de lacunes et discordances de formations du Lias supérieur-Malm) devraient comporter selon cette hypothèse un soubassement évaporitique plus épais que celui des domaines abaissés et par conséquent profondes où se déposeraient l'Amonitico Rosso et les schistes à Posidonies inférieurs (l'épaisseur des évaporites serait minimum au-dessous de domaines de sédimentation des schistes à Posidonies inférieurs si on admet que ces derniers représentent les domaines les plus profonds).

Des observations directes qui pourraient soutenir cette hypothèse ont déjà été décrites dans le chapitre IV, C 1 et 2. En effet, la coupe de Lithino –et avec quelques réserves celle de Mitsikeli– a montré l'existence à la base des schistes à Posidonies indifférenciés d'un niveau conglomératique dans lequel à part les éléments provenant de calcaire de Siniais et de Louros il y avaient aussi des éléments composés uniquement de gypse. On pourrait penser que les éléments du gypse provenaient de l'érosion des niveaux liasiques de la zone préapulienne (Paxos) –où le forage de Paxos-1 a montré des intercalations de niveaux d'anhydrite dans les calcaires du Lias– ou éventuellement le même du côté de la zone de Gavrovo (où les formations antérieures au Crétacé sont inconnues, et elles peuvent être sujet des hypothèses), mais l'emplacement de la coupe de Lithino dans le domaine moyen de la zone ionienne, c'est-à-dire très éloignée de deux zones adjacentes, ne pourrait pas expliquer le transport par les courants de turbidité des éléments du gypse sur de si longues distances et finalement déposés avec une taille d'ordre centimétrique. Des affleurements du gypse soumis à l'érosion pendant l'époque (probablement dans l'intervalle Lias supérieur-Dogger) de la formation du conglomérat ne pourraient être expliqués que par des mouvements halocinétiques du soubassement évaporitique qui ont conduit probablement à des injections du sel le long des failles listriques séparant les blocs basculés tout près de la dépression dans laquelle est déposé le conglomérat. Le fait que des éléments de gypse aient échappé à la dissolution est probablement dû aux conditions particulières de la sédimentation.

Par ailleurs le sel sous l'effet des pressions des sédiments continuellement déposés monte chaque fois jusqu'à ce qu'un nouveau stade d'équilibre des densités soit atteint, de sorte qu'il "transforme" par son ascension les domaines correspondant à des haut-fonds sous-marins ou des reliefs émergés dans la mer du Lias supérieur-Malm, en haut-fonds sous-marins permanents pendant l'augmentation bathymétrique dans toute la zone ionienne et préapulienne qui marque l'uniformisation des conditions de sé-

dimentation pendant le dépôt du Vigla (sédimentation continue et pélagique d'après AUBOUIN, 1959). Les haut-fonds sous-marins permanents présenteraient alors des épaisseurs de calcaires de Vigla réduites par-rapport des autres domaines du bassin plus profonds, ce qui est bien le cas comme le montrent les différences d'épaisseur considérables des calcaires de Vigla (s. supra, et cf. carte d'isopaques des calcaires de Vigla, fig. 29, IGRS-IFP, 1966). On pourrait enfin, se basant sur la même logique, expliquer les différences d'épaisseur de la série calcaire ionienne post-Vigla.

Dans cette optique l'alignement des différents domaines de répartition des formations du Lias supérieur-Malm sur les lignes tectoniques actuelles (cf. comparaison des fig. 27 et 49) serait la conséquence de la transformation des failles listriques –dues à la phase distensive du Lias moyen-Malm qui a provoqué le début de la différenciation de la zone ionienne– en surfaces de chevauchements pendant les phases tangentielles du Tertiaire dans le sens de BOILLOT (1984).

Conclusions

Les observations et considérations précédentes permettent de faire les conclusions suivantes:

1. le mécanisme de la différenciation interne du bassin ionien (Lias supérieur-Malm) pourrait être expliqué par l'action combinée de deux phénomènes:

– le fonctionnement des failles listriques accompagnant l'évolution des marges passives;

– l'halocinèse du substratum évaporitique de la zone ionienne;

2. la subsidence ultérieure de la zone ionienne continue à être influencée par l'halocinèse du substratum évaporitique;

3. l'héritage dès le Lias supérieur dans la zone ionienne des domaines où l'épaisseur de substratum évaporitique serait minimum (domaines de déposition des schistes à Posidonies supérieurs et d'Ammonitico Rosso) et des domaines où leur épaisseur serait maximum (domaines de discordance entre Vigla et Pantokrator). *Ces conséquences pourraient avoir un intérêt pétrolier dans la recherche du substratum anté-évaporitique de la série ionienne qui est inconnu tant à l'affleurement qu'en forage;*

4. la transformation des failles listriques en surfaces de chevauchement ou de décrochement pendant les phases tangentielles tertiaires, qui expliquerait l'alignement des domaines de répartition des formations du Lias supérieur-Malm sur les lignes tectoniques actuelles;

5. la double vergence de la structure ionienne –qui a été d'ailleurs bien montée sur les coupes d'AUBOUIN (1959)– vers l'Ouest dans la majeure partie de la zone ionienne et vers l'Est dans la zone ionienne interne, trouve également son explication dans l'héritage de la phase distensive du Jurassique. En effet la différenciation interne au cours de cette paléo-phase distensive (Jurassique supérieur-Malm) a été traduite par une symétrie du jeu des failles listriques et du basculement des blocs dans les domaines externe et interne du bassin, puisque ces domaines étaient bordés par les rides d'Apulie et du Gavrovo respectivement. En conséquence, les pendages des failles listriques plongeaient généralement vers l'Est dans le domaine externe et vers l'Ouest dans le domaine interne. La reprise de ces failles dans le sens inverse lors de la phase compressive tertiaire a facilité le fonctionnement de celles du domaine interne en failles inverse ou en chevauchements deversés vers l'Est, ce qui est bien le cas (p.ex. Mitsekeli, Xerovouni).

V. LES DONNEES DE LA SISMIQUE REFLECTION

Parmi les coupes sismiques de la Grèce nord-occidentale ne sont disponibles que celles effectuées dans la mer ionienne.

Les coupes sismiques collectées (CUSHING, 1985) de différents auteurs sont positionnées dans la figure 46. La remise à l'échelle a été faite par le même auteur qui a utilisé les mêmes vitesses que MONOPOLIS et BRUNETON (1982) et a confectionné la figure synthétique (fig. 47).

A part les coupes précédentes il existe les coupes de l'Entreprise Publique du Pétrole de Grèce (publiées in NIKOLAOU, 1986; voir KARAKITSIOS, 1990, fig. 96 à fig. 99, p. 256-259). Toutes les coupes traversent la partie externe de la zone ionienne et surtout son front de chevauchement sur la zone préapulienne.

L'interprétation des coupes sismiques disponibles implique une croissance du déplacement horizontal de la zone ionienne vers l'Ouest et un diaprisme plus exprimé dans le même sens, d'autre part que ces mouvements sont très récents.

En effet les données de terrain présentées dans les coupes équilibrées du présent travail, (fig. 30 et 33), suggèrent un raccourcissement de l'ordre de 20% dans le domaine moyen-interne, 25% dans le domaine moyen extérieur. Mais l'absence des repères stratigraphiques dans le domaine externe n'a pas permis de faire des coupes équilibrées. Cependant la série mésozoïque chevauche largement des terrains beaucoup plus récents (c'est ce qu'a démontré très clairement le forage de Filiates). Les injections évaporitiques ont probablement largement favorisé l'ampleur des chevauchements dans ce domaine. Les données du terrain et les coupes sismiques sont en parfait accord; un décollement probablement modéré de la zone ionienne au niveau des évaporites surtout dans le domaine externe est certain. Il est toutefois hors de question d'assimiler ce décollement modéré avec celui proposé par GUZZETTA (1981) en Epire, et BP (1971), JENKINS (1972) et SOREL & CUSHING (1982) en Akarnanie.

VI. EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU BASSIN IONIEN DANS LE CADRE ALPIN: UNE ILLUSTRATION DE L'OUVERTURE ET DE L'INVERSION TECTONIQUE DANS UN BASSIN. (fig. 48)

Pendant le Trias supérieur et le Lias inférieur (fig. 48 A) une vaste plate-forme carbonatée en bordure sud-téthysienne (BERNOULLI & RENZ, 1970; DERCOURT et al., 1985) s'installe dans toute la Grèce occidentale. Cette plate-forme au Lias inférieur été caractérisée par une forte subsidence qui a été compensée par une intense sédimentation carbonatée dans un milieu de sédimentation de plate-forme interne très confinée à la limite de l'émersion (milieu intertidal). La conséquence est, l'accumulation d'une séquence carbonatée de plus de mille mètres d'épaisseur (calcaires de Pantokrator, fig. 48 A).

Pendant le Carixien (fig. 48 B) commence la dislocation de cette plate-forme et un premier approfondissement dans le domaine ionien est attesté par le dépôt des calcaires de Louros et des calcaires de Siniais. La distention qu'implique cet approfondissement a été probablement exprimée par des failles bordières qui ont séparé le bassin ionien -en voie de formation- des domaines néritiques adjacents apulien-préapulien (à l'Ouest) et du Gavrovo (à l'Est), individualisant trois zones isopiques qui auparavant faisaient parties de la vaste plate-forme unique du Lias inférieur. *Les calcaires de Louros et leur équivalent latéral les calcaires de Siniais, correspondent donc aux pre-*

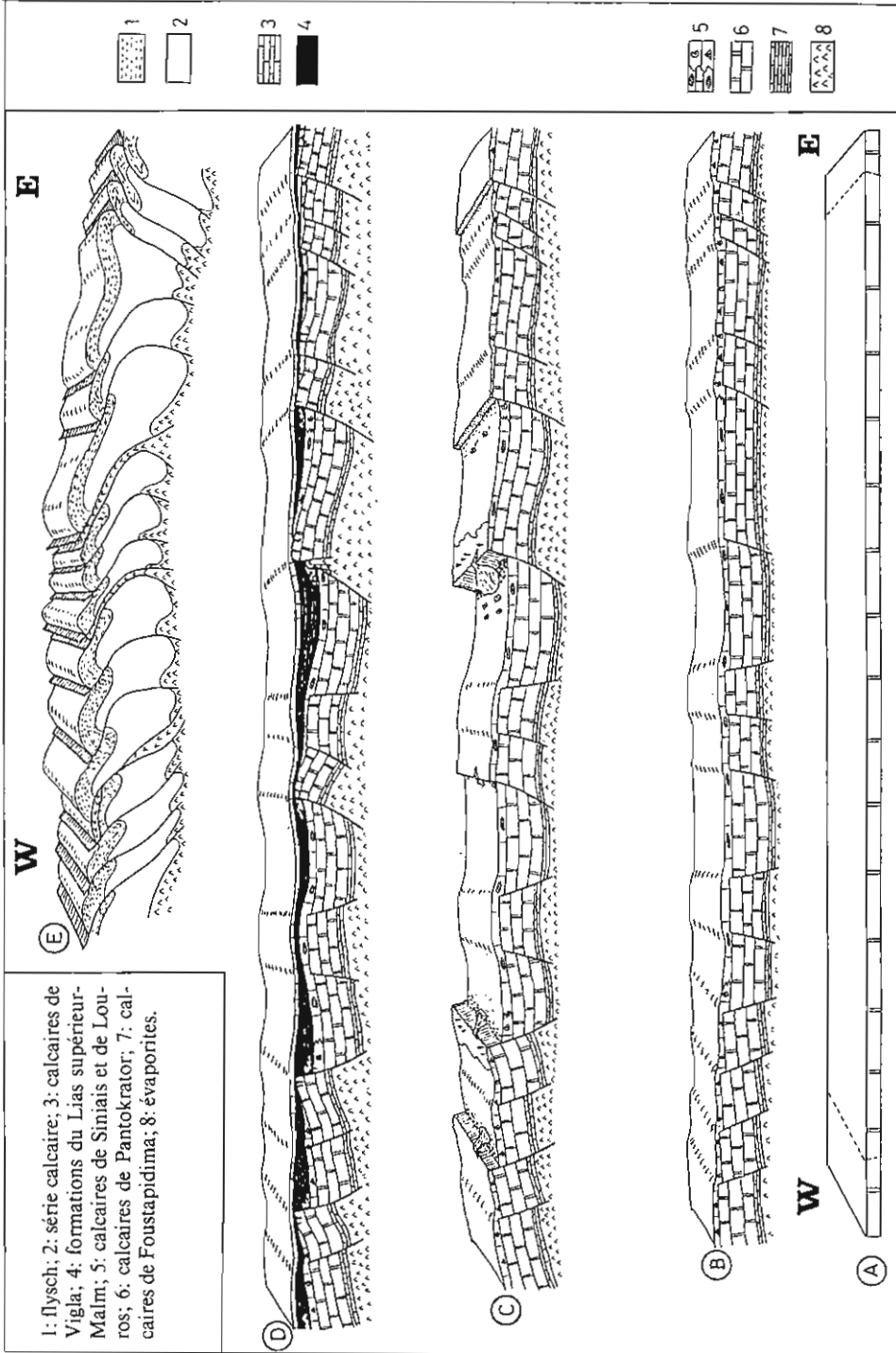


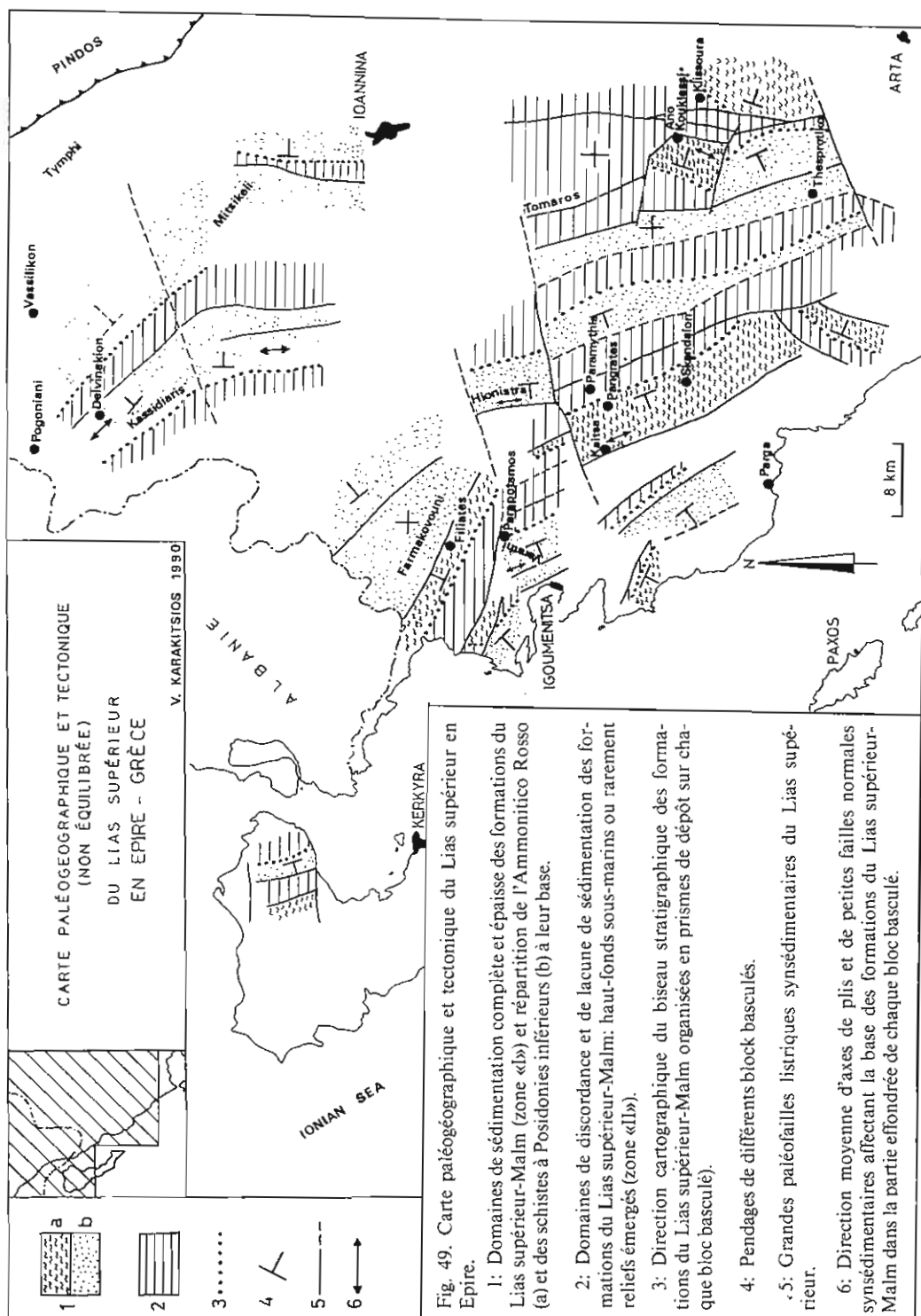
Fig. 48. Schéma synthétique de l'ouverture et de l'inversion tectonique du bassin ionien. A: Lias inférieur, B: Domérien, C: Toarcien inférieur, D: Burdigalien inférieur, E: Burdigalien terminal.

miers sédiments syn-rift de la série ionienne. Le faciès Siniais a occupé la partie axiale du bassin ionien ainsi créé et le faciès Louros ses parties bordières.

Vers la fin du dépôt des formations précédentes (limite Domérien-Toarcien) la distension continue provoquant un intense "bloc-faulting" qui conduit à la différenciation interne du bassin (*fig. 48 C*). Des failles listriques liées à cette phase provoquent la séparation du bassin initial en des petites unités paléogéographiques (sur chaque bloc basculé) dont chacune a subi une subsidence différentielle à cause des rotations dues au fonctionnement des failles listriques. Ainsi dans la partie effondrée de chaque bloc s'accumulent des produits de l'érosion sous-marine ou aérienne de la partie élevée (constituant soit un haut-fond sous marin, soit dans certains cas des reliefs émergés) du même bloc mais surtout ceux du bloc élevé avoisinant (brèches à grands éléments; p.ex. coupe au Sud de Kouklessi et *fig. 42*) mélangés avec les sédiments pélagiques (Ammonitico Rosso ou schistes à Posidonies inférieurs). L'existence de parties émergées est suggérée par la présence de branches de conifères observées dans la base des schistes à Posidonies inférieurs (p.ex. coupe de Khionistra et *fig. 18*); les parties des blocs qui constituaient des haut-fonds sous-marins par les encroûtements ferugineux, les traces de la dissolution des Ammonites et les traces d'un arrêt ou d'un ralentissement net de la sédimentation. Les lacunes de sédimentation des formation du Lias supérieur-Malm, les traces de remaniement (éléments usés et encroûtés), les filons sédimentaires (*fig. 14*), traduisent un milieu de forte énergie. L'érosion sous-marine ou à l'air libre s'atteste par l'érosion différentielle qui déblaye les calcaires de Siniais ou leur équivalent latéral de calcaires de Louros, kartsifie le Pantokrator, et provoque l'accumulation locale des brèches hétérogènes. Dans les parties effondrées par contre s'accumulent des brèches à grands éléments provenant de la partie élevée du bloc avoisinant mélangées avec les apports argileux rouges et verts de lessivage des mêmes blocs, avec accumulations dans certaines dépressions d'Ammonites roulées, Aptychus; tandis qu'ailleurs se déposent les lits de Posidonies ainsi que des conglomérats turbiditiques. Des blocs de grande dimension se détachent parfois des escarpement et tombent dans la dépression (p.ex. coupe de Delvinakion et *fig. 45 E*). La pente du bloc pouvant être importante entraîne l'apparition des phénomènes de glissement ("slumping") des sédiments non consolidés (*fig. 20* et *44*). Des injections de gypse sont possibles si les rejets des failles sont forts (conglomérats à éléments de gypse; p.ex. coupe de Lithinon et *fig. 22*). En s'éloignant du bloc avoisinant élevé les brèches à grands éléments passent à des brèches et conglomérats de plus en plus petits pour en passer si le bloc est assez large à des sédiments fins normaux, boues plus ou moins calcaires à faune pélagique et la sédimentation est finalement contrôlée par la profondeur et les courants du fond ou de turbidité. Les conditions de sédimentation dévient de plus en plus calmes que le comblement de dépressions par les formations du Lias supérieur-Malm progresse (*fig. 48 C jusqu'à peu avant la fig. 48 D*).

A la limite Jurassique-Crétacé un approfondissement général du bassin ionien conduisant à l'uniformisation des conditions de sédimentation dans tout le bassin se manifeste par le dépôt des calcaires de Vigla (*fig. 48 D*). A part des mouvements halocinétiques qui probablement provoquent les variations de l'épaisseur des calcaires de Vigla, les mêmes conditions persisteront; la sédimentation reste toujours pélagique et on voit s'ajouter des apports clastiques provenant des plate-formes adjacentes (Gavrovo et préapulienne) jusqu'à l'arrivée du flysch.

A la fin du Burdigalien (*fig. 48 E*) la phase compressive majeure affectant la zone ionienne reprend en sens inverse les structures héritées de la phase distensive du Ju-



rassique. Les failles listriques se transforment en failles inverses, chevauchements ou décrochements. La symétrie du bassin ionien liée à la phase distensive se manifeste dans *la double vergence de sa structure compressive*.

La carte paléogéographique et structurale de la *figure 49* est reconstituée d'après les données du terrain. On observe dans ce carte:

- les domaines de sédimentation complète et épaisse des formations du Lias supérieur-Malm (zone "I") et la répartition de l'Ammonico Rosso et des schistes à Posidonies inférieurs à leur base;
- les domaines de discordance et de lacune de sédimentation des formations du Lias supérieur-Malm (haut-fonds sous-marins ou rarement reliefs émergés, ou zone "II");
- la direction cartographique du biseau stratigraphique des formations du Lias supérieur-Malm (organisées en prismes de dépôt sur chaque bloc basculé);
- les pendages de différents bloc basculés;
- les grandes paléofailles listriques synsédimentaires du Lias supérieur;
- la direction moyenne d'axes de plis et de petites failles normales synsédimentaires observés à la base des formations du Lias supérieur-Malm dans la partie effondrée de chaque bloc basculé.

La comparaison de la carte de la fig. 49 avec celle de la fig. 27 montre bien la coïncidence des grandes lignes de la paléostucture ionienne (Lias supérieur) avec les lignes tectoniques actuelles.

CONCLUSIONS GENERALES

De l'étude stratigraphique et tectonique de la zone ionienne en Epire résultent des nouvelles données qui précisent l'histoire géologique de l'ouverture et de l'inversion tectonique du bassin ionien:

STRATIGRAPHIE:

Les évaporites et formations associées ("brèches triasiques") d'âge en partie Trias inférieur à moyen correspondent probablement à un milieu de "sabkha cotière". L'analyse pétrographique et sédimentologique des "brèches triasiques" montre que leur origine est probablement de nature épigénétique, résultant à la fois d'une bréchification tectonique lors des injections diapiriques des évaporites et de l'exposition aérienne des sédiments évaporitiques.

Les calcaires de Foustapidima sus-jacents aux évaporites et les "brèches triasiques" contiennent des Foraminifères du Norien-Rhétien. En tenant compte des faunes observées dans les mêmes calcaires dans d'autres localités de l'Epire, on peut attribuer leur ensemble au Ladinien-Rhétien.

La présence d'une nouvelle "formation" peu épaisse, intercalée tectoniquement entre les calcaires de Pantokrator et les calcaires sous-jacents de Foustapidima. Elle est composée essentiellement par des marnes calcaires. Cependant la présence de fragments des roches volcaniques dans cette formation, a une signification particulière, étant donné qu'elles n'ont jamais été signalées dans la série ionienne. Quant à l'âge de cette formation – mise à part l'âge des formations qui l'encadrent tectoniquement – nous ne disposons pour le moment d'aucune donnée stratigraphique.

Les calcaires de Pantokrator très riches en Algues d'âge Lias inférieur à moyen indiquent un milieu de sédimentation de palte-forme interne très confinée à la limite de l'é-

mersion (milieu intertidal). Ces calcaires marquent la fin de la sédimentation pré-rift.

Les calcaires de Louros (nouvelle formation) contenant des Ammonites du Carixien et du Domérien constituent un équivalent latéral des calcaires de Siniais. Ces deux faciès correspondent aux premiers sédiments syn-rift de la série ionienne. Le faciès Siniais occupe le domaine central du bassin ionien –ainsi créé– et le faciès Louros ses domaines bordiers.

Des précisions stratigraphiques sur l'âge des différentes formations du Lias supérieur-Malm ont été établis:

– l'âge Toarcien-Aalénien de l'Ammonico Rosso est confirmé par une riche faune d'Ammonites;

– les Radiolaires extraits de la partie supérieure des calcaires à filaments et des schistes à Posidonies supérieurs permettent d'attribuer les premiers au Bajocien-Callovien et les deuxièmes au Callovien supérieur-Tithonique supérieur;

Les formations du Lias supérieur-Malm sont organisées en prismes de dépôt. La succession complète et épaisse des formations du Lias supérieur-Malm (Ammonitico Rosso ou schistes à Posidonies inférieurs, calcaires à filaments, schistes à Posidonies supérieurs) se trouve dans le domaine épais du prisme tandis que la succession réduite avec discordance et lacune de sédimentation vers le domaine aminci du prisme qui va jusqu'à un vrai biseau stratigraphique des formations du Lias supérieur-Malm. La direction cartographique du biseau stratigraphique de chaque prisme est à la fois parallèle à celle des axes des plis et des failles normales synsédimentaires observés dans la partie épaisse du prisme, à la direction cartographique du domaine de l'érosion maximale du substrat Lias inférieur-Malm (sous-jacent au domaine du biseau stratigraphique) et aux lignes tectoniques actuelles de la zone ionienne. Ces formations présentent en conséquence une évolution des faciès et des épaisseurs compatible avec les basculements des blocs successifs sur lesquels elles se sont déposées.

La microfaune observée dans les calcaires de Vigla démontre que ces calcaires débutent à la limite Tithonique-Berriasien et qu'ils marquent l'uniformisation des conditions de sédimentation dans la zone ionienne. Les calcaires de Vigla représentent le début de la série post-rift du bassin ionien et correspondent à un approfondissement général de son ensemble.

TECTONIQUE

L'étude de la structure ionienne montre que:

– les unités structurales mises en place il y a 15 Ma coïncident avec les petites unités paléogéographiques apparues 170 à 165 Ma plus tôt, au moment de la différenciation interne du bassin ionien;

– la direction de la phase majeure de compression tertiaire (NNE-SSW) est très oblique par rapport à la normale aux accidents chevauchants (la direction dominante est NNW-SSE). Cette divergence est à la faveur d'une origine paléotectonique des plans de faiblesse. En effet l'observation des failles normales synsédimentaires d'âge Toarcien inférieur-Kimméridgien dans les formations du Lias supérieur-Malm, démontre l'existence d'une phase paléo-distensive pendant la même période. La présence de la faune d'Ammonites du Pliensbachien dans les deux marges de la Téthys occidentale (cf. stratigraphie), montre que cette phase est probablement due au début de l'ouverture de la branche Atlantique central de la Téthys. L'influence de l'halocinèse du substratum évaporitique de la série ionienne sur le mécanisme de la distension est théoriquement possible. Des éléments de gypse observés dans les conglomés-

rats intercalés à la base des schistes à Posidonies inférieurs sont en faveur de cette hypothèse.

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

La vaste plate-forme carbonatée du Lias inférieur en Grèce occidentale est affectée d'une distension à partir du Carixien. Elle s'est disloquée et a subi un premier approfondissement général dans le domaine ionien (dépôt des calcaires de Siniais et de Louros) entre deux domaines qui sont restés néritiques (Gavrovo et apulien-préapulien).

La distension continue provoquant au Toarcien inférieur un intense "bloc-faulting" à l'intérieur du bassin ionien –influencé probablement par l'halocinèse du substratum évaporitique– exprimé des failles listriques perpendiculaires à la direction distensive. Ceci a comme conséquence la séparation du bassin initial à des bassins élémentaires (sur chaque bloc basculé) dont chacun a subi une subsidence différentielle. Sur les bassins élémentaires se sont déposées les formations pélagiques du Lias supérieur-Malm: les successions continues et épaisses (avec Ammonitico Rosso ou schistes à Posidonies à leur base) se déposaient sur les domaines effondrés, tandis que les successions réduites avec discordance et lacunes de sédimentation sur les domaines élevés (parfois jusqu'à l'émersion) des blocs basculés.

Un approfondissement général du bassin ionien est marqué par le dépôt des calcaires de Vigla dans l'ensemble du bassin. La permanence d'une subsidence différentielle –décelée par des différences considérables de leur épaisseur– pendant le dépôt de ces calcaires est due uniquement à des mouvements halocinétiques du substratum évaporitique de la série ionienne.

Les mêmes conditions persistent –la sédimentation reste toujours pélagique avec des apports clastiques provenant des plate-formes adjacentes (Gavrovo et préapulienne)– jusqu'à l'arrivée du flysch.

Les phases compressives affectant le bassin ionien au Tertiaire (phase majeure au Burdigalien terminal) reprennent en sens inverse les structures héritées de la phase distensive du Jurassique. Les failles listriques de la phase syn-rift se transforment en failles inverses, chevauchements ou décrochements. *La symétrie de l'ouverture du bassin ionien pendant le Lias moyen-Malm se manifeste dans la double vergence de sa structure compressive* (vers L'Est dans le domaine oriental et vers l'Ouest dans le domaine moyen-occidentale comme dans toute l'édifice alpin des Hellénides). Les données du terrain (coupes équilibrées) et les coupes sismiques montrent qu'un décollement modéré de la zone ionienne au niveau des évaporites dans le domaine externe et fort probable.

La zone ionienne constitue un bon exemple d'inversion tectonique d'un bassin. Son évolution paléogéographique et structurale présente des homologues avec la zone de Marche et d'Ombrie de l'Apennin septentrional.

Remerciements:

Je tiens à remercier tout particulièrement les spécialistes qui à titres divers, ont contribué à déterminer ou à confirmer des faunes et microfaunes: M. l'Abbé R. MOUTERDE pour les Ammonites du Lias moyen-supérieur, M.J.H. DELANCE pour les Brachiopodes du Lias moyen, Mme TSAILA-MONOPOLIS, pour la microfaune du Trias supérieur et du Lias inférieur à moyen, M.E. VELITZELOS pour les conifères, MM. P. DE WEVER et T. DANELIAN pour les Radiolaires, M. J. AZEMA et Mme L.

KOLETTI pour les Calpionellidae et Coccolithes. Mes remerciements vont à Mme F. POMONI-PAPAIOANNOU pour son aide à la pétrographie des évaporites. Ce travail doit aussi beaucoup aux discussions menées avec MM. J. AUBOUIN, M. BONNEAU, J.P. CADET, E. CARIOU, J. DERCOURT, M. DERMITZAKIS, J.J. FLEURY, E. SA-VOYAT et N. SYMEONIDIS.

RESUME

Avant le Lias moyen, le domaine ionien faisait partie d'une vaste plate-forme arbonatée et néritique en bordure sud-téthysienne, occupant toute la Grèce occidentale.

Les terrains les plus anciens connus de ce domaine sont les évaporites et formations associées ("brèches triasiques") d'âge en partie Trias inférieur à moyen. Leur sédimentation correspond probablement à un milieu de "sabkha cotière". L'origine des "brèches triasiques" est probablement de nature épigétique, résultant à la fois d'une bréchification tectonique lors des injections diapiriques des évaporites et de l'exposition aérienne des sédiments évaporitiques.

Une faune de Foraminifères observée dans les calcaires de Foustapidima sus-jacents aux évaporites montre que ces calcaires incluent également le Norien-Rhétien; l'âge de leur ensemble est Labinien-Rhétien.

Une nouvelle "formation" peu épaisse à fragments de roches volcaniques, intercalée tectoniquement entre les calcaires de Pantokrator et les calcaires sous-jacents de Foustapidima, est décrite.

Les calcaires de Pantokrator très riches en Algues d'âge Lias inférieur à moyen indiquant un milieu de sédimentation très peu profond (milieu intertidal) marquent la fin de la sédimentation pré-rift.

A partir du Carixien la plate-forme initiale a subi une distension qui a provoqué sa dislocation et le début d'un approfondissement général dans tout le domaine ionien (début de la formation du bassin) comme le montrent les calcaires de Louros (nouvelle formation) contenant des Ammonites du Carixien et du Domérien et leur équivalent latéral, les calcaires de Siniais. Ces deux faciès correspondent aux premiers sédiments syn-rift de la série ionienne et marquent le début de la différenciation ionienne.

La distension continue provoquant un intense "bloc-faulting" –influencé par l'halocinèse du soubassement évaporitique– exprimé par des failles listriques transversales par rapport à la direction distensive, ayant comme conséquence la séparation du bassin initial en petites unités paléogéographiques (sur chaque bloc basculé) dont chacune a subi une subsidence différentielle. Les deux extrémités (orientale et occidentale) de chaque unité présentaient des profondeurs différentes. Sur ces unités se sont déposées les formations du Lias supérieur-Malm de telle sorte que les successions continues et épaisses –comportant un Ammonitico Rosso (Toarcien à Aalénien) ou des schistes à Posidonies inférieurs à leur base– se déposaient dans les domaines effondrés (ces dépôts étaient aussi accompagnés par les produits d'érosion sous-marin ou à l'air libre provenant de la partie élevée du même bloc et surtout du sommet du bloc adjacent: brèches à grands éléments ou grands blocs détachés des escarpements, et tombés dans les parties effondrées des blocs basculés), tandis que des successions réduites avec discordance et lacunes de sédimentation caractérisaient les domaines élevés des blocs basculés (présence de hard-grounds et des filons sédimentaires). Ces sommets constituent, soit des haut-fonds sous-marins, soit (plus rarement) des reliefs émergés. Des in-

jections du gypse sont possible si les rejets des failles sont forts. La direction des petites paléofailles normales synsédimentaires et celle des slumps observées à la base des formations du Lias supérieur-Malm est parallèle à la direction du biseau stratigraphique des prismes de dépôt formés par les mêmes formations.

Les calcaires de Vigla débutant à la limite Tithonique-Berriasiem marquent l'uniformisation des conditions de sédimentation dans toute la zone ionienne et représentent le début de la série post-rift; le taux de sédimentation élevé de ces calcaires tend à effacer toutes les différences topographiques sous-marines. Cependant la permanence d'une subsidence différentielle décelée par les différences considérables de leur épaisseur est probablement due uniquement à l'halocinèse de la base évaporitique de la série ionienne. Les mêmes conditions persistent –la sédimentation reste toujours pélagique avec des apports clastiques provenant des plate-formes adjacentes (Gavrovo et Apulienne)– jusqu'à l'arrivée du flysch (Éocène supérieur).

Pendant l'orogénèse alpine, les phases compressives du Tertiaire reprennent en sens inverse les structures héritées de la phase distensive du Jurassique. Les failles listriques de la phase syn-rift se transforment en failles inverses, chevauchements ou décrochements (ce phénomène a été aussi favorisé par les mouvements diapiriques du substratum évaporitique de la série ionienne). La symétrie de l'ouverture du bassin ionien pendant le Lias moyen-Malm se manifeste dans la double vergence de sa structure compressive (vers l'Est dans le domaine oriental et vers l'Ouest dans le domaine occidental). La zone ionienne constitue un bon exemple d'inversion tectonique d'un bassin.

L'évolution paléogéographique et structurale de la zone ionienne présente des homologies avec la zone de Marche et d'Ombrie de l'Apennin septentrional.

ABSTRACT

Before Middle Lias, the Ionian area constitutes part of a huge carbonate platform bordering the Southern Tethyan Ocean, extended over the whole of Western Greece.

The most ancient formations known in this area are evaporites and associated formations ("Triassic breccia") partially of Early to Middle Triassic age. Their sedimentation is probably corresponding to a "sabkha cotier" environment. The origin of "Triassic breccia" is of epigenetic nature, resulting simultaneously from tectonic factors during the diapiric injections of evaporites and the aerial exposition of evaporitic sediments.

The foraminifera fauna observed in the Foustapidima limestones –overlying the evaporites– shows that these limestones include the Norian-Rhaetian too; the whole formation is of Ladinian-Rhaetian age.

A little thick new "formation" with fragments of volcanic rocks, tectonically intercalated between the Pantokrator limestones and the underlying Foustapidima limestones, is described.

The Pantokrator limestones rich in algae, of Early to Middle Liassic age, showing a very shallow-water sedimentary environment (emersion limit), mark the end of pre-rift sedimentation.

During Carixian times, the initial shallow carbonate platform began to break up. The first general deepening of the Ionian area is testified from the Siniais limestones and their lateral equivalent of Louros limestones (new formation) in which identification and description of the ammonites and brachiopods indicate a Carixian to Do-

merian age. These two facies correspond to the first synrift sediments of Ionian series marking the beginning of the Ionian differentiation.

From Domerian to Toarcian limit, the continuation of distension –*influenced of the Ionian zone evaporitic substratum halokinesis*– was accompanied by intense block-faulting which led to the internal differentiation of Ionian basin. Listric faults associated with this phase caused the separation of the initial basin into a number of small paleogeographic units (on each tilted block) which was subjected to differential subsidence. Thus, in the deeper part of the half-grabens, Ammonitico rosso or “Lowermost Posidonia beds” formation were deposited. These deposits were also accompanied by products of submarine or aerial erosion derived from the top of the same tilted block and especially from the top of the adjacent tilted block (breccia with big elements or big blocks detached from the fault scarps, fallen in the depressed part of the tilted block). On the top of the tilted blocks, hiatuses, hard-grounds and sedimentary dykes are located. These tops constitute either submarine high or (rarely) an emerged relief. Gypsum injections into the fault surfaces are possible if fault throws are strong. The direction of stratigraphic pinching out of the Middle Liassic to Malm formations observed on top of tilted blocks is parallel with the direction of synsedimentary tectonic features (slumps, synsedimentary faults) observed in their base in the half-grabens. These conditions persisted with minor modification until the Late Jurassic whereas the sedimentation was being more and more calm with the progressive filling up of the depressed parts by the Upper Liassic to Malm formations.

During the Early Berriasian a general sinking of the entire basin is attested by the onset of the deposition of pelagic Vigla limestones in the whole Ionian zone. Apart from halokinetic movements which probably provoked the variation in thickness of Vigla limestones, the same conditions persisted until the Late Eocene times, when flysch sedimentation set in. Sedimentation remains always pelagic accompanied by clastic deposits derived from the adjacent Gavrovo and Apulian platforms.

During Alpine orogeny, the compressional phases of the Tertiary that affected the Ionian zone reactivate by reversing, to a great extent, the sense of motion of the pre-existing Jurassic extensional fault system. Listric faults were transformed in reversal faults, thrusts, or transcurrent faults. This phenomenon was facilitated by diapiric movements of the evaporitic base of Ionian zone, through the tectonic surfaces. The symmetry of the Ionian basin associated with the distensional phase of Jurassic times is manifested in the double divergence of its compressional structure (westward in the West and eastward in the East). The Ionian zone constitutes a good example of inversion tectonics of a basin.

The paleogeographic and structural evolution of the Ionian zone is sufficiently comparable to the Umbria-Marche zone of North Apennines.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η λιθοστρωματογραφική και τεκτονική μελέτη της Ιονίου ζώνης στην Ήπειρο παρέχει νέα στοιχεία που καθορίζουν τη γεωλογική ιστορία του ανοίγματος και της τεκτονικής αναστροφής της Ιονίου λεκάνης.

Πριν από το Μέσο Λιάσιο, ο Ιόνιος χώρος αποτελούσε τμήμα μιας εκτενούς νηρικής πλατφόρμας –στο Νότιο περιθώριο της Τηθύος– η οποία κάλυπτε σχεδόν όλη τη Δυτική Ελλάδα.

Τα παλαιότερα γνωστά στρώματα αυτού του χώρου είναι οι εβαπορίτες και οι συνδεόμενοι με αυτούς σχηματισμοί («Τριαδικά λατυποπαγή») των οποίων η ηλικία είναι

εν μέρει Κάτω ως Μέσο Τριαδική. Η ιζηματογένεσή τους αντιστοιχεί πιθανώς σε ένα μέσο ιζηματογένεσης «sabkha cotier». Η προέλευση των «Τριαδικών λατυποπαγών» είναι επιγενετικής φύσης και προκύπτει ταυτόχρονα από μια τεκτονική λατυποποίηση κατά τις διαλειρικές διεισδύσεις των εβαποριτών και από την μετα-ορογενετική ατμοσφαιρική έκθεση των εβαποριτικών ιζημάτων.

Η πανίδα των Τρηματοφόρων που παρατηρήθηκαν στους –υπερκείμενους των εβαποριτών– ασβεστόλιθους Φουσταπήδημα δείχνει ότι οι ασβεστόλιθοι αυτοί περικλείουν και το Νόριο-Ραίτιο. Το σύνολό τους είναι Λαδίνιας-Ραίτιας ηλικίας.

Περιγράφεται ένας νέος «σχηματισμός» μικρού πάχους από αργιλικούς ασβεστόλιθους με θραύσματα ηφαιστειακών πετρωμάτων που παρεμβάλλεται τεκτονικά μεταξύ ασβεστολίθων Παντοκράτορα και υποκειμένων ασβεστολίθων Φουσταπήδημα.

Οι ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα πλούσιοι σε Φύκη Κάτω ως Μέσης Λιάσιας ηλικίας, δείχνουν ιζηματογένεση πολύ μικρού βάθους (ενδοπαλιρροϊκό μέσο) και αποτελούν τα προ-rift ιζήματα της Ιονίου σειράς.

Από το Καρίξιο η αρχική πλατφόρμα υπέστη εφελκυσμό που προκάλεσε τον τεμαχισμό και την έναρξη της γενικής βάθυνσης όλου του Ιονίου χώρου (έναρξη σχηματισμού της λεκάνης) όπως το δείχνουν οι ασβεστόλιθοι Λούρου (νέος σχηματισμός) που περικλείουν Αμμωνίτες (Καρίξιο-Δομέριο) και οι πλευρικά τους ισοδύναμοι ασβεστόλιθοι Σινιών. Οι δύο αυτές φάσεις αντιστοιχούν στα πρώτα συν-rift ιζήματα της Ιονίου σειράς και σημειώνουν την αρχή της διαφοροποίησης της Ιονίου λεκάνης.

Ο εφελκυσμός συνεχίζεται προκαλώντας έντονο ρηξιγενή τεμαχισμό –επηρεζόμενο από την αλατοκίνηση του εβαποριτικού υποβάθρου– που εκφράστηκε με λιστρωτά ρήγματα εγκάρσια σε σχέση με τη διεύθυνση του εφελκυσμού. Αυτό είχε ως συνέπεια το διαχωρισμό της αρχικής λεκάνης σε μικρές παλαιογεωγραφικές ενότητες (υπολεκάνες πάνω σε κάθε περιστρεπτό τεμάχος) καθεμιά από τις οποίες υπέστη διαφορετική βύθιση (τα δύο άκρα –Ανατολικό και Δυτικό– κάθε ενότητας παρουσίαζαν διαφορετικά βάθη). Πάνω στα βαθύτερα τμήματα των ημιτάφρων αποτέθηκαν οι συνεχείς και παχιές ακολουθίες των σχηματισμών του Ανωτέρου Λιασίου-Μαλμίου, περιλαμβάνοντας στη βάση τους το Ammonitico Rosso ή τους κατώτερους σχιστόλιθους με Ποσειδώνιες. Οι αποθέσεις αυτές συνοδεύονταν επίσης από τα προϊόντα υποθαλάσσιας ή χερσαίας διάβρωσης που λάμβανε χώρα στο ανυψωμένο τμήμα του ίδιου περιστρεπτού τεμάχους και ιδιαίτερα στο ανυψωμένο τμήμα του παρακείμενου περιστρεπτού τεμάχους (λατυποπαγή με μεγάλες λατύπες ή τεμάχη μεγάλου μεγέθους που αποσπάστηκαν από τις κλιτύες των ρηγμάτων και έπεσαν στο βυθισμένο τμήμα του περιστρεπτού τεμάχους). Στο ανυψωμένο τμήμα των περιστρεπτών τεμαχών, αντοπίζονται οι ελαττωμένες σε πάχος με ασυμφωνίες και κενά ιζηματογένεσης ακολουθίες, καθώς και τα «hard-grounds» και οι ιζηματογενείς φλέβες (sedimentary dykes). Αυτά τα ανυψωμένα τμήματα των περιστρεπτών τεμαχών, αποτελούν ή μικρού βάθους υποθαλάσσιους πυθμένες ή σπανιότερα αναδυμένα ανάγλυφα. Διεισδύσεις γύψου εντός των ρηξιγενών επιφανειών ήταν επίσης δυνατόν να γίνουν όταν τα άλματα των ρηγμάτων ήταν μεγάλα. Η διεύθυνση των συνιζηματογενών ρηγμάτων καθώς και εκείνη των «slumps» που παρατηρήθηκαν στη βάση των σχηματισμών του Ανωτέρου Λιασίου-Μαλμίου στις ημιτάφρους, είναι παράλληλη με τη χαρτογραφική διεύθυνση της στρωματογραφικής αποσφήνωσης που παρουσιάζουν οι ίδιοι σχηματισμοί οι οποίοι οργανώνονται κατά πρίσματα απόθεσης. Οι συνθήκες αυτές διατηρήθηκαν με μικρές τροποποιήσεις μέχρι το τέλος του Ιουρασικού ενώ η ιζηματογένεση γινόταν όλο και πιο ήρεμη με την προοδευτική πλήρωση των βυθισμένων τμημάτων από τους σχηματισμούς του Ανωτέρου Λιασίου-Μαλμίου.

Η απόθεση των ασβεστολίθων Βίγλας αρχίζει στο όριο Τιθωνίου-Βερριασίου. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί σημειώνουν τη γενική βύθιση της Ιονίου λεκάνης και την ομογενοποίηση των συνθηκών ιζηματογένεσης σε όλη της την έκταση. Αντιπροσωπεύουν την αρχή των μετα-rift ιζημάτων της σειράς. Ο υψηλός ρυθμός ιζηματογένεσης που χαρακτηρίζει την απόθεσή τους τείνει να εξαλείψει όλες τις υποθαλάσσιες τοπογραφικές διαφορές. Εντούτοις η συνέχιση της διαφορικής βύθισης, που διαπιστώνεται από τις σημαντικές διαφορές του πάχους των ασβεστολίθων Βίγλας, οφείλεται πιθανώς αποκλειστικά στην αλατοκίνηση της εβαποριτικής βάσης της Ιονίου σειράς. Οι ίδιες συνθήκες διατηρούνται με μικρές τροποποιήσεις μέχρι την φλυσχική ιζηματογένεση που άρχισε στο τέλος του Ηωκαίνου. Η ιζηματογένεση παραμένει πελαγική συνοδευόμενη από κλαστικές αποθέσεις που προέρχονται από την υποθαλάσσια διάβρωση των εκατέρωθεν της Ιονίου ζώνης τραπεζών Γαβρόβου και Απούλιας.

Κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης, οι φάσεις συμπίεσης του Τριτογενούς που υπέστη η Ιόνιος ζώνη επαναδραστηριοποιούν, σε μεγάλο βαθμό, κατά την αντίθετη φορά την κίνηση του προϋπάρχοντος εφελκυστικού συστήματος ρηγμάτων του Ιουρασικού. Τα λιστρωτά ρήγματα μετατράπηκαν σε ανάστροφα ρήγματα, επιπτεύσεις ή ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης. Το φαινόμενο αυτό ευνόησαν επίσης οι διαπειρικές κινήσεις του εβαποριτικού υποβάθρου της Ιονίου ζώνης με τις διεισδύσεις τους μέσα στις ρηξιγενείς επιφάνειες. Η συμμετρία της Ιονίου λεκάνης που συνδέεται με την εφελκυστική φάση του Ιουρασικού φανερώνεται στην διπλή απόκλιση της συμπίεστικής της δομής (προς Δυσμάς στο Δυτικό της τμήμα και προς Ανατολάς στο Ανατολικό της τμήμα). Η Ιόνιος ζώνη αποτελεί ένα καλό παράδειγμα τεκτονικής αναστροφής μιας λεκάνης.

Η παλαιογεωγραφική και τεκτονική εξέλιξη της Ιονίου ζώνης παρουσιάζει αρκετές ομοιότητες με τη ζώνη Marche και Ombrie των Βορείων Απεννίνων.

REFERENCES

- ALLEMANN F., GRUN W. & WIDMANN J. (1975). –The Berriasian of Carvaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary.– Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon, Neuchatel, 1973. *Mem. B.R.G.M.*, 86, pp. 14-22.
- ANGELIER J. (1979). –Néotectonique de l'arc Egéen.– *Soc. géol. Nord*. Publ. Lille, 3, 418 p.
- ARGYRIADIS I. (1978). –Le Permien Alpino-Méditerranéen à la chamière entre l'Hercynien et l'Alpin.– Thèse Doct. d'Etat, Univ. d'Orsay, Orsay, 487 p.
- AUBOUIN J. (1959). –Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie.– *Ann. géol. Pays Hell.*, Athènes (1), IX, pp. 1-483.
- AUBOUIN J. (1964). –Réflexions sur le faciès "Amonitico Rosso".– *Bull. Soc. géol. France*, Paris (7), VI, pp. 475-501.
- AUBOUIN J. (1974). –Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Didarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique néotectonique.– *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), XI, 5-6, (1973), pp. 426-460.
- AUBOUIN J., LE PICHON X., WINTERER E. & BONNEAU M. (1979). –Les Hélienides dans l'optique de la Tectonique des Plaques.– *Proc., VI Colloq. Geol. Aegean Reg., Athènes, 1977*, III, pp. 1333-1354.
- AUBOUIN J., DEBELMAS J. & LATREILLE M. (1980). –Les chaînes alpines issues de la Téthys: Introduction générale.– *Mem. B.R.G.M.*, Orleans, 115, pp. 7-12.
- AUROUX C. (1984). – Evolution néotectonique de la dorsale apulienne et de ses bordures. Thèse 3e cycle, Université de Nice, 138 p.
- BAKER P.A. & BURNS S.J. (1985). –"Occurrence and formation of dolomite in organic – rich continental margin sediments".– *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 69, pp. 1917-1930.
- BASSOULET J.P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R. & JAFREZO M. (1978). –Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé.– *Géobios; Paléontol. Stratigr. Paléoecologie*, Mem. Spc., Lyon, 2, 330 p., 40 pl.

- BAUDIN F. & LACHKAR G. (1990). -Géochimie organique et palynologie du Lias supérieur en zone ionienne (Grèce). Exemple d'une sédimentation anoxique conservée dans une paléo-marge en distension.- *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, 1, pp. 123-132.
- BAUMGARTNER P.O. (1984). -A Middle Jurassic-Early Cenozoic low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - *Eclogae Geol. Helv.*, Bâle, 77, 3, pp. 729-837.
- BERGER W.H. & WINTERER E.L. (1974). -Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line.- In: Hsu K.J. and Jenkyns H.C. (edit.). *Pelagic sediments on land and under the sea*. Intern. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ. 1, pp. 11-48.
- BERNOULLI D. (1972). -North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies: a comparison.- In Holister C.D. et Ewing J.I. (Ed.): *Initial reports Deep Sea Drilling Project*, XI, pp. 801-871.
- BERNOULLI D. & RENZ O. (1970). -Jurassic Carbonate Facies and New Ammonite Faunas from Western Greece.- *Eclogae Geol. Helv.*, Bâle, 63, 2, pp. 573-607.
- BERNOULLI D. & LAUBSCHER H. (1972). -The Palinspatic problem of the Hellenides.- *Eclogae Geol. Helv.*, Bâle, 65/1, pp. 107-118.
- BERNOULLI D. & JENKYNs H.C. (1974). -Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Dott R.H. & Shaver R.H. (Ed.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*.- *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma, 19, pp. 129-160.
- BERNOULLI D. & LEMOINE M. (1980). -Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. Colloque C5 du 26e CGI (1980). *Mém. B.R.G.M.*, n. 115, pp. 168-179.
- BIJU-DUVAL B., DER COURT J. & LE PICHON X. (1977). -From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpin system. Bi ju-Duval et Montadert (ed). *Structural history of the Mediterranean basins*, pp. 143-164.
- BLANCHET R. (1977). -Bassins marginaux et Téthys alpine: de la marge continentale au domaine océanique dans les dinarides.- In: Bi ju-Duval et Montadert (Ed.): *Histoire structurale des bassins méditerranéens*, Ed. Technip, Paris, pp. 47-72.
- BLUMENTHAL M. (1933). -Zur Kenntnis der Querprofile des zentralen und nördlichen Peloponnes.- *N. Jh. Mineral. Geol. Palaont.*, 70, pp. 449-514.
- BOCCALETTI M., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1974). -The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenids.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, pp. 1077-1084.
- BOILLOT G. (1984). -Les marges continentales stables et leur destin.- *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 3, pp. 517-531.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984). -Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France.- Ed. Masson, Paris, 342 p.
- BONNEAU M. (1982). -Evolution dynamique de l'Arc Egéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène.- *Bull. Soc. géol. France*, (7) XXIV, pp. 229-242.
- BORNOVAS J. (1960). -Observations nouvelles sur la géologie des zones préapulenne et ionienne (Grèce occidentale).- *Bull. Soc. géol. France*, (7), II, pp. 410-414.
- BORNOVAS J. (1964). -Geological study of Levkas Island. *Inst. Geol. Subsurf. Res.*, Geol. and Geophys. Res., Athènes, 10, 1, 142, p.
- BOSELLINI A. & WINTERER E.L. (1975). -Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model.- *Geology*, 3, 5, pp. 279-282.
- BOUE A. (1840). -Présentation d'une carte géologique de la Turquie d'Europe.- *Bull. Soc. géol. France*, 1, XI, 265 p.
- BOUE A. (1840). -La Turquie d'Europe. Paris, 4 vol.
- BP - British Petroleum Company Limited (1971). -The geological results of petroleum exploration in western Greece.- *Inst. geol. subs. Res.*, Athènes, 10, 73 p.
- BRUNN J.H. (1956). -Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. - *Ann. géol. Pays Hell.*, Athènes, (1), VII, pp. 1-358.
- BUREAU D. (1984). -Dynamique structurale: l'exemple des blocs basculés de l'Est algérien.- *Ann. Soc. Geol. Nord*, CIII, pp. 231-246.
- CARISSIMO L., AGOSTINO O. d', LODDO C. & PIERI M. (1963). -Petroleum Exploration by AGIP Mineraria and new geological information in central and southern Italy from the Abruzzi to the Taranto gulf.- *VI Congrès Mondial du Pétrole*, Frankfurt-am-Main, sect. I, (27).
- CECCA F., CRESTA S., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1990). -Il Giurassico di Monte Nerone (Appennini marchigiani, Italia Centrale): biostatigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica.- *Atti II Conv. Ins. F.E.A. Pergola*, 87, Pallini et alii cur., pp. 63-139.
- CHAFETZ H.S. & BUTLER J.C. (1980). -Petrology of recent caliche pisolites, spherulites and speleothem deposits from central Texas.- *Sedimentology*, Oxford, 27, pp. 497-518.
- CHAMLEY H. (1987). -Sédimentologie.- Ed. Dunod, Paris, 175 p.

- CHIOCCHINI M. (1977). –Ricerca geologica sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). I-facies di margine della piattaforma carbonica durante il Lias medio e superiore nei pressi di S. Stefano di Sessanio (F. 140 Teramo) Camerino.– *Studi Geol. Camerti*, 3, pp. 165-173.
- CUSHING M. (1985). –Evolution structurale de la marge nord-ouest hellénique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale).– Thèse Doct. 3e cycle, Université Orsay, 297 p.
- DALIPI H., KONDO A., PEJO I., IKONOMI J. & MECAJ B. (1971). –Stratigraphy of the deposits of the Mesozoic in the southern and western Albania (outer Albanids).– *Nafta*, Zagreb, XXII, pp. 227-253.
- DANELIAN T., DE WEVER P. & VRIELYNCK B. (1986). –Datations nouvelles fondées sur les faunes de Radiolaires de la série jurassique des Schistes à Posidonies (zone ionienne, Epire, Grèce).– *Rev. Paléobiol.*, Geneve, 5, 1, pp. 37-41.
- DANELIAN T. (1989). –Radiolaires jurassiques de la zone ionienne (Epire, Grèce). Paléontologie, stratigraphie, implications paléogéographiques.– Thèse, Univ. P. et M. Curie, Paris, 260 p.
- DERCOURT J. (1970). –L'expansion océanique actuelle et fossile: ses implications géotectoniques.– *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, XII, pp. 261-317.
- DERCOURT J., AUBOUIN J., SAVOYAT E., DESPRAIRIES A., TERRY J., VERGELY P., MERCIER J., GODFRIAUX I., FERRIERE J., FLEURY J.J., CELET P. et CLEMENT B. (1977). –Reunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (1966).– *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, XIX, pp. 5-70.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.V., RICOU L.E., KASMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A. WESTPHAL M. & LAUER J.P. (1985). –Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.– *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), I, 5, pp. 637-652.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.V., RICOU L.E., KASMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A. WESTPHAL M. & LAUER J.P. (1985). –Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias.– *Tectonophysics*, Amsterdam, 123, 1-4, pp. 241-315.
- DOMMERGUES J.L. (1987). –L'évolution des Ammonitina au Lias moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe occidentale. *Docum. Lab. Geol. Lyon*, 98, 297 p.
- DRAGASTAN O., PAPANIKOS D. & PAPANIKOS P. (1985). –Foraminifères, Algues et microproblematica du Trias de Messopotamos, Epire (Grèce continentale).– *Rev. Micropaleont.*, Paris, 27, 4, pp. 244-248.
- ELMI S. (1981). –Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux: essai de synthèse.– *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*, Roma 1980; FARINACCI A. & ELMI S. ed. Edizioni Tecnoscienza-Roma.
- ESTEBAN M. (1973). –Caliche textures and "Microcodium".– *Bull. Soc. Geol. Ital.*, Roma, 92, pp. 105-125.
- FARINACCI A., MARIOTTI N., NICOSIA U., PALLINI G., SCHIAVONOTTO F. (1981). –Jurassic sediments in the umbro-marchean Apennines: an alternative model. Rosso ammonitico Symp. Proceed., Rome, p. 335-398. FERASIN F. (1956). –Sulla presenza di supposte alghe filamentose nel Giurese del Veneto. *Riv. Ital. Pal. Strat.*, Milan, 62, 3, pp. 197-203.
- FLEURY J.J. (1980). –Les zones de Gavrovo-Tripolitizza 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 Publ.*, Lille, 4, 651 p.
- FOURQUIN C. (1975). –L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale de continent Européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire.– *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, XVII, 6, pp. 1059-1070.
- GUÉX J. (1973). –Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéennes.– *Eclogae géol. Helv.*, Bâle, 66, 3, pp. 493-523.
- GUILLEMOT J. (1964). –Cours de géologie du pétrole. Ed. Technip, Paris, 320 p.
- GUZZETA G. (1982). –Thin-skinned Style of Deformation in Epirus.– *HEAT Proceedings*, Athens, 1, pp. 151-175.
- HARBURY N.A. & HALL R. (1987). –Mesozoic extensional history of the Southern Tethyan continental margin in the eastern Aegean.– *Geol. Society of London*, 145, pp. 283-301.
- HINZ K. (1974). –Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian sea. *Geol. Journ.*, 2, pp. 35-65.
- IGRS-IFP (1966). –Etude géologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale).– Ed. Technip, Paris, 306 p.
- JENKINS D.A.L. (1972). –Structural development of Western Greece. *A.A.P.G. Bull.*, 56, 1, pp. 128-149.
- JENKINS H.C. (1988). –The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence.– *Am. J. Sci.*, New Haven, 288, pp. 101-151.

- KARAKITSIOS V. (1979). –Contribution à l'étude géologique des Héliénides. Etude de la région de Sellia (Crète moyenne-occidentale, Grèce). "Les relations lithostratigraphiques et structurales entre la série des phyllades et la série carbonatée de Tripoïtza". – Thèse Doct. 3e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 167 p.
- KARAKITSIOS V. (1987). –Sur la signification de la "série de Trypali" dans la région de Sellia en Crète occidentale (Grèce). – *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 304, II, 3, pp. 123-128.
- KARAKITSIOS V. (1988). –Sur la différenciation de la zone ionienne en Epire (Grèce nord-occidentale). 3e Congrès de la Soc. géol. de Grèce (Mai 1986). – *Bull. Soc. géol. Grèce*, Athènes, XX/2, pp. 181-196.
- KARAKITSIOS V. (1989). –Données nouvelles sur la stratigraphie des formations Jurassiques de la série ionienne (Epire, Grèce). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. – 4e Congrès de la Soc. géol. de Grèce (Mai 1988). – *Bull. Soc. géol. Grèce*, Athènes, XXIII/2, pp. 59-74.
- KARAKITSIOS V. (1990). –Chronologie et géométrie de l'ouverture d'un bassin et de son inversion tectonique: le bassin ionien (Epire, Grèce). Doct. Univ. P. et M. Curie, Paris, 310 p.
- KARAKITSIOS V. (1991). –Etude des paléofailles jurassiques de la zone ionienne (Epire, Grèce). – 5e Congrès de la Soc. géol. de Grèce (Mai 1990), Thessalonique. *Bull. Soc. géol. Grèce*, XXV, 1, pp. 307-318.
- KARAKITSIOS V., DANELIAN T. & DE WEVER P. (1988). –Detations par les Radiolaires des Calcaires à Filaments, Schistes à Posidonies supérieurs et Calcaires de Vigla (zone ionienne, Epire, Grèce) du Callovien au Tithonique terminal. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, pp. 367-372.
- KARAKITSIOS V. & TSAILA-MONOPOLIS S. (1988). –Données nouvelles sur les niveaux supérieurs (Lias inférieur-moyen) des Calcaires de Pantokrator (zone ionienne moyenne, Epire, Grèce continentale). Description des Calcaires de Louros. – *Rev. Micropaleontol.*, Paris, 31, 1, pp. 49-55.
- KARAKITSIOS V., TSAILA-MONOPOLIS S. & coll. (1990). –Données nouvelles sur les niveaux inférieurs (Trias supérieur) de la série calcaire ionienne en Epire (Grèce nord-occidentale). Conséquences stratigraphiques. – *Rev. Paleobiol.*, Genève, 9, 1, pp. 139-147.
- KINSMAN D.J.J. (1964). –Recent carbonate sedimentation near Abu Dhabi, Trucial Coast, Persian Gulf: unpublished Ph. D. Thesis. University of London, London.;
- KINSMAN D.J.J. (1966). –Gypsum and Anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. Second Symp. on Salt, Cleveland, Ohio, *Northern Ohio Geol. Soc.*, New York, pp. 302-326.
- KINSMAN D.J.J. (1969). –Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *AAPG Bull.*, Tulsa, 53, 4, pp. 830-840.
- KISSEL C. (1986). –Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'évolution géodynamique tertiaire du domaine égéen de l'Epire à l'Anatolie occidentale. – Thèse Doct. d'Etat, Université Paris-sud, centre d'Orsay, Paris, 267 p.
- KLAPPA C.F. (1978). –Calcified filaments in Quaternary clacretes: Organo-mineral interaction in the subaerial vadose environment. – *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 49/3, pp. 955-968.
- KOBER L. (1929). –Die Groggliederung der Didariden. – *Zentralbl. Mineral.*, B, pp. 425-437.
- KOTTEK A.V. (1966). –Die Ammonitenabfolge des Griechischen Toarcium. *Ann. géol. Pays Hell.*, Athènes, (1), 17, pp. 1-157.
- LE PICHON X. & BLANCHET R. (1978). –Where are the passive margins of the western Tethys Ocean? *Geology*, 6, pp. 597-600.
- LE PICHON X. & ANGELIER J. (1979). –The Hellenic Arc and Trech system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. – *Tectonophysics*, 60, pp. 1-42.
- LEVORSEN A.I. (1967). –Geology of Petroleum. Second ed. Freeman & Company, San Francisco, 724 p.
- MASCLE J., AUROUX C., ROSSI S. (1984). –Structure géologique superficielle et évolution récente de la dorsale apulienne (Mer Ionienne). *Rev. Inst. Fr. du pétrole.* – Vol. 39, 2, pp. 127-142.
- MC BRIDE E.F. & FOLK R.L. (1979). –Features and origin of Italian Jurassic Radiolarites deposited on continental crust. – *J. Sedim. Petrol.*, 49/3, pp. 837-868.
- MERCIER J., VERGELY P. & BABIEN J. (1975). –Les ophiolites héliéniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan Téthysien ou d'une Mer Marginale Péri-européenne? *C.R.Som. Soc., géol., France*, 4, pp. 108-112.
- NETTLETON L.L. (1934). –Fluid mechanics of salt domes. – *AAPG Bull.*, 18, 9, pp. 1175-1204; in Gulf Coast oil fields, 1936: p. 79-108.
- NETTLETON L.L. (1943). –Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. – *AAPG Bull.*, 27, 1, pp. 51-63.
- NEUMAYER M. (1880). –Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenlands. *Denk. Akad. Wiss. Wien, Math. Nat. Kl.*, Vienne, 40, pp. 91-128.
- NIKOLAOU K. (1986). –Contribution à la connaissance du Néogène, de la géologie et des limites de zones ionienne et préapulienne en relation à des observations pétrologiques dans les îles Strophades, Zante, Céphalonie. – Thèse Univ. d'Athènes, 228 p.
- PARTSCH J. (1887). –Die Insel Korfu. – *Peterm. Mitt. Ergsh.*, 88, pp. 97.

- PEYRE Y. (1959). –Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments.– *Rev. Micropaleontol.*, Paris, 2, 2, pp. 80-87.
- PHILIPPSON A. (1890). –Bericht über eine Reise durch Nord und Mittelgriechenland.– *Zeit. Ges. Erdkunde*, Berlin, 25, pp. 331-406.
- PHILIPPSON A. (1895-1897). –Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland.– *Zeit. Ges. Erdkunde*, Berlin, 30, pp. 417-498; 31, pp. 193-294; 32, pp. 244-303.
- PHILIPPSON A. & STEINMANN G. (1894). –Über das Auftreten von Lias in Epirus.– *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, 45, pp. 116-125.
- POMONI-PAPAIOANNOU F. (1980). –Genesis-Diagenesis of Triassic Breccia and Nodular Gypsum of Epirus. (Western Greece)– *IGME, Miner. & Petrogr. Research*, 2, pp. 1-29.
- POMONI-PAPAIOANNOU F. (1985). –The sedimentology and depositional environment of the Triassic dolomite-gypsum facies of Western Greece. *6th European Regional Meeting*, Llida, April 1985.
- POMONI-PAPAIOANNOU F. & TSAILA-MONOPOLIS S. (1983). –Petrographical, sedimentological and micropaleontological studies of an evaporite outcrop, West of Ziros lake (Epirus-Greece). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, Milano, 88, 3, pp. 387-400.
- PURSER B.H. (1980). –Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents.– *Publ. Inst. Franc. du Petrole*, Ed. Technip, Paris, 1, 366 p.
- PURSER B.H. (1983). –Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents.– *Publ. Inst. Franc. du Petrole*, Ed. Technip, Paris, 2, 389 p.
- REMANE J. (1985). –Calpionellids. – In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. Eds., *Plankton Stratigraphy*.– *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, pp. 555-572.
- RENZ C. (1904). –Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias Albanien.– *Zentralbt. fur. Min.*, pp. 257-266.
- RENZ C. (1913). –Geologische Untersuchungen in Epirus.– *Zentr. fur. Min.*, 17, pp. 534-551.
- RENZ C. (1925). –Epirotische Paroniceraten.– *Ecl. Gol. Helv.* 19, pp. 372-382.
- RENZ C. (1926). –Beitrage zur Geologie der Kustentregion von Epirus geogenüber der Insel Corfu. *Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel*, 36, pp. 163-199.
- RENZ C. (1940). –Tektonik der griechischen Gebirge. *Prak. Akad. Athinon*, Athènes, 8, 171 p.
- RENZ C. (1955). –Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentären formationen Griechenlands.– *Inst. Geol. Subsurf. Res.*, Athènes, 637 p.
- RICOU L.E., ARGYRIADIS I. & MARCOUX (1975). –L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques.– *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, XVII, 6, pp. 1024-1044.
- SHEARMAN D.J. (1963). –Recent Anhydrite, Gypsum, Dolomite and Halite from the coastal states of the Arabian shore of the Persian Gulf.– *Geol. Soc. London Proc.*, London, 607, pp. 63-65.
- SHERMAN D.J. (1966). –Origin of marine evaporites by diagenesis.– *Trans. Inst. Min. Metall.*, 75, pp. 207-215.
- SHERMAN D.J. & FULLER J.G. (1969). –Anhydrite diagenesis, calcitization and organic laminites, Winnipegosis formation, Middle Devonian, Saskatchewan.– *Can. Petrol. Geol. Bull.*, Calgary, 17, pp. 496-525.
- SKOUNAKIS S. (1979). –Contribution à l'étude des conditions de sédimentation des gisements du phosphore de la Grèce occidentale. Thèse d'agregation, Univ. d'Athènes, 143 p.
- SOREL D. & CUSHING M. (1982). –Mise en évidence d'un charriage de couverture dans la zone ionienne en Grèce occidentale: la nappe d'Akarnanie-Levkas.– *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 294, II, pp. 675-678.
- STEFANI C. de (1894). –Observations géologiques sur l'île de Corfou. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 3, XXII, pp. 445-464.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D. & BLANCHET R. (1977). –Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques: une comparaison.– *Sedimentology*, 24, pp. 547-563.
- THIEBAULT F. (1982). –Evolution géodynamique des Hélienides externes en Péloponnèse méridionale (Grèce).– *Soc. Geol. Nord Publ.*, Lille, 6, 574 p.
- THUSHEIM F. (1960). –Mechanism of salt migration in Northern Germany.– *AAPG Bull.*, 44, 9, 1519-1540.
- VAKHRAMEEV V.A. (1975). –Main features of global phytogeography in the Jurassic and early Cretaceous.– *Paleont. Jour.*, Moscou, 2, pp. 247-255.
- VIQUESNEL A. (1842-1844). –Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe.– *Mém. Soc. géol. France*, Paris, pp. 207-304.
- WALTZEBUCK J.P. (1982). –Bedding Types of the Toarcian Black Shales in NW-Greece.– In *Einsele G. & Seilacher A. Eds.*, *Cyclic and Event Stratification*.– Springer-Verlag, New York, pp. 512-525.
- XHOMO A., KONDO A., PAPA A., BALLUKU I., KANANI J., ALIXAJ N. & NASI V. (1971). –La transgression tithononéocomienne dans la zone ionienne d'Albanie.– *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Budapest, LIV, 2, pp. 567-575.

PLANCHES

PLANCHE I

CALCAIRES DE LOUROS (Lias moyen) – Vathy

- 1: *Ophthalmidium martanum* (FARINACCI) et *Reophax* sp. (16a × 70)
- 2: *Ophthalmidium* sp. (11a × 70)
- 3: “*Sigmoilina*” sp. (16a × 70)
- 4: *Spirillina* sp. (17a × 70)
- 5: *Ophthalmidium martanum* (FARINACCI) et fragments d'échinodermes (11a × 70)
- 6,9: *Trocholina umbo* FRENTZEN (14a × 70)
- 7: *Ophthalmidium* sp. (12a × 70)
- 8: *Involutina liassica* (JONES) (11a × 70)
- 10: *Involutina liassica* (JONES) (15a × 70)
- 11: *Globochaete alpina* LOMBARD (15a × 70)

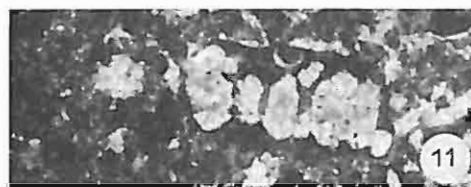
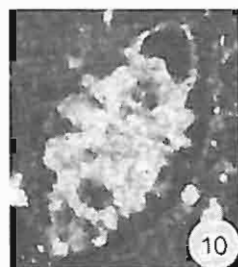
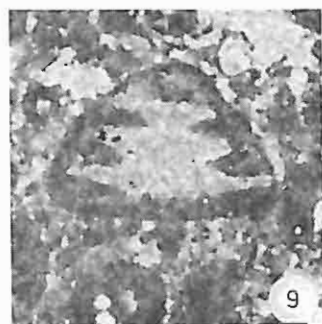
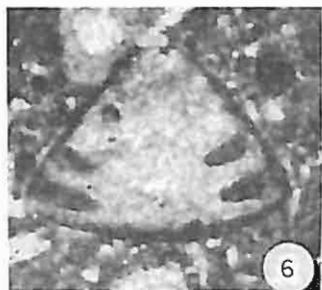
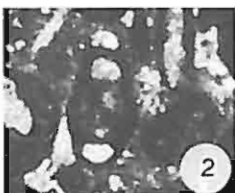
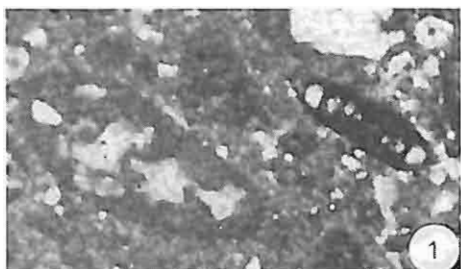


PLANCHE II

CALCAIRES DE LOUROS (Lias moyen) – *Vathy*

- 1: *Lenticulina* sp. (13a × 70)
- 2: *Nodosaria* sp. (11a × 70)
- 3: *Fronicularia* sp. (12a × 70)
- 4: *Nodosaria* sp. (19a × 70)
- 5: *Ophthalmidium martanum* (FARINACCI) et Lagenidae (11a × 70)
- 6: *Lenticulina* sp. (11a × 70)
- 7: Ammodiscidae (18a × 70)
- 8: *Robuloides?* sp. (16a × 70)
- 9: *Ophthalmidium carinatum* (LEISCHNER) (18a × 70)
- 10: Lagenidae? (17a × 70)
- 11: *Ophthalmidium* sp. (16a × 70)
- 12: Foraminifère indét. (16a × 70)
- 13: Textulariidae (16a × 70)
- 14: Ammodiscidae (11a × 70)

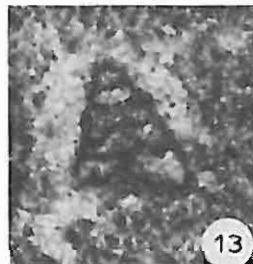
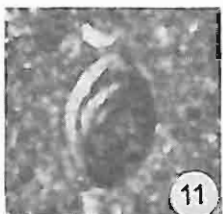
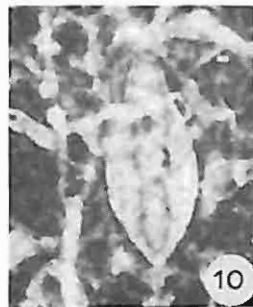
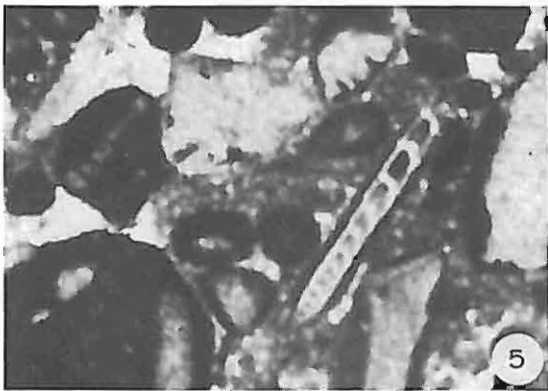
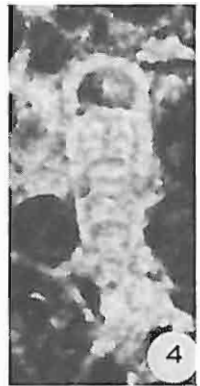
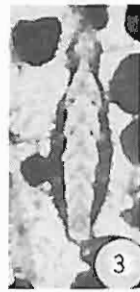
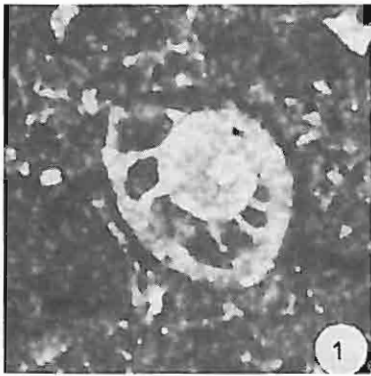
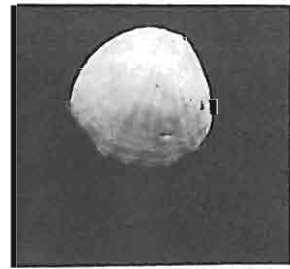
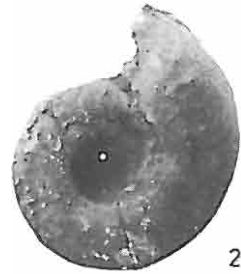


PLANCHE III

- 1: *Phymatoceras* gr. *erbaense* (HAUER) (R10 × 0.9), Toarcien moyen (Vathy)
 - 2: *Brodieia* sp. (R 16 × 0.9), Toarcien moyen (Mavron Oros)
 - 3: *Phylloceras* sp. (R17 × 0.9), Toarcien moyen (Mavron Oros)
 - 4: Brachiopode du Lias moyen (Klissoura)
 - 5: *Hildaites* sp. ombilic peu ouvert cf. *H. borealis* in WRIGHT (forme interprétée par GABILLY comme proche de *H. Kisslingi* (HAUG), Toarcien inférieur, zone à Serpentinum –partie moyenne ou supérieure– (coupe à l'Est de Klissoura)
 - 6: *Protogrammoceras* gr. *dilectum* FUCINI, Carixien moyen-supérieur (coupe à l'Est de Klissoura)
- 1,2,3,5: AMMONITICO ROSSO (Toarcien-Aalénien)
4,6: CALCAIRES DE LOUROS (Lias moyen)



2 cm



TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	185
I. LES HELLENIDES DANS LE CADRE DE LA MEDITERRANEE ORIENTALE	185
II. LE SUJET DE L'ETUDE	187
III. APERCU HISTORIQUE DE LA CONNAISSANCE DE LA ZONE IONIENNE	188
STRATIGRAPHIE	
I. LES TRIAS	188
A. LES EVAPORITES ET FORMATIONS ASSOCIEES	188
B. LE PROBLEME DE LA GENESE DES «BRECHES TRIASIQUES»	196
II. LA PLATE-FORME CARBONATEE DU JURASSIQUE INFERIEUR	197
A. LES CALCAIRES DE PATOKRATOR	197
LE PROBLEME DE LA DOLOMIE	200
III. LE PASSAGE D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE A UN BASSIN A SEDIMENTATION PELAGIQUE (LESFORMATIONS SYN-RIFT)	201
A. LES CALCAIRES DE SINIAIS	201
B. LES CALCAIRES DE LOUROS (nouvelle formation)	204
IV. LIAS SUPERIEUR A MALM	211
1. INTRODUCTION	211
2. STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM	212
A. DOMAINE INTERNE MERIDIONAL	212
B. DOMAINE EXTERNE MERIDIONAL	232
C. DOMAINE INTERNE SEPTENTRIONAL	240
D. DOMAINE EXTERNE SEPTENTRIONAL	245
3. REMARQUES GENERALES SUR LES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM	246
4. CONSIDERATIONS SUR LA BATHYMETRIE DES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM	250
5. CONDITIONS DE SEDIMENTATION DES FORMATIONS DU LIAS SUPERIEUR-MALM	251
V. LES CALCAIRES DE VIGLA (DEBUT DE LA SEDIMENTATION POST-RIFT)	254
1. INTRODUCTION	254
2. STRATIGRAPHIE DES CALCAIRES DE VIGLA	255
3. REVISION CRITIQUE DE L'AGE DE LA BASE DES CALCAIRES DE VIGLA	257
4. VARIATIONS D'EPaisseur ET DE FACIES DES CALCAIRES DE VIGLA	258
5. CONDITIONS DE SEDIMENTATION	259
VI. REMARQUE SUR LES FORMATIONS POSTERIEURES AUX CALCAIRES DE VIGLA	261
TECTONIQUE	262
I. TECTONIQUE COMPRESSIVE	262
1. INTRODUCTION	262
2. DESCRIPTION DE LA STRUCTURE IONIENNE	264
A. DOMAINE INTERNE (ORIENTAL)	264
B. DOMAINE MOYEN ET EXTERNE (OCCIDENTAL)	266
C. CONCLUSIONS	280
II. NEOTECTONIQUE DISTENSIVE	281
III. ETUDE DES PALEOFAILLES SYNSEDIMENTAIRES ET PHENOMENES ASSOCIES DANS LES FORMATIONS JURASSIQUES DE LA ZONE IONIENNE	281
1. INTRODUCTION	281
2. OBSERVATIONS	282
3. CONCLUSIONS	290
IV. RIFTING JURASSIQUE ET HALOCINESE, CONSEQUENCES STRUCTURALES	291
V. LES DONNEES DE LA SISMIQUE REFLECTION	294
VI. EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU BASSIN IONIEN DANS LE CADRE ALPIN: UNE ILLUSTRATION DE L'OUVERTURE ET DE L'INVERSION TECTONIQUE DANS UN BASSIN	294
CONCLUSIONS GENERALES	299
STRATIGRAPHIE	299
TECTONIQUE	300
EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE	301
RESUME-ABSTRACT-ΠΕΡΙΛΗΨΗ	302

