

DIRECTION ET SENS DE TRANSPORT ASSOCIES AU CHARRIAGE SYNMETAMORPHE SUR L' OLYMPE

I. Godfriaux* et L. E. Ricou**

INTRODUCTION

I. LES OBJECTIFS GENERAUX

En Grèce (continentale et égéenne), l'épisode métamorphique de HP/BT (dit de "schistes bleus") d'âge éocène-oligocène est un événement majeur dont l'empreinte s'observe tout le long de l'arc hellénique ; et l'on peut se demander si ce type de métamorphisme est lié à la création de l'arc lui-même, dans ses étapes précoces (donc au tout début de la subduction) ou si, bien antérieur à la genèse de l'arc, il doit être uniquement relié à la structuration finale de l'édifice tecto-orogénique hellénique.

En effet, d'une part l'âge de cette phase métamorphique s'échelonne de -45 MA (dans les îles égéennes, Andriessen et al, 1979) à -20 MA (en Crète, Seidel et al, 1979) et d'autre part l'âge du début de la formation de l'arc hellénique est évalué à -13 MA (Angelier, 1979). Les deux événements pourraient donc être pro parte contemporains et en tous cas, se succéder dans le temps.

Il est donc nécessaire, si l'on veut trancher et comprendre, de construire le champ des déformations "syn-schistes bleus", dont nous n'avons pour l'instant qu'une vision parcelaire et en particulier (et en premier lieu) de le connaître dans une région de référence située en bout d'arc tel que dans l'Olympe (étant entendu que ce référentiel a probablement participé, depuis, à la rotation anti-horaire miopliocène mise en évidence dans les parties les plus externes de la transversale passant par cette région).

* Faculté Polytechnique de Mons, 6900 Mons, Belgique.

** Lab. Géol. Structurale, Univ. Paris VI, 75252 Paris Cedex, France.

II. LES OBJECTIFS LOCAUX

Dès la découverte de la fenêtre de l'Olympe à matériel "externe" sous un empilement de nappes à matériel "interne", il a été proposé, puis couramment admis, un sens de transport de l'intérieur vers l'extérieur, c'est-à-dire du NE vers le SW (Ceci, dans le cadre de l'interprétation acceptée généralement, des mouvements cénozoïques dans les Hellénides et sans analyse tectonique particulière de la zone de charriage (Godfriaux, 1965)).

Puis, Barton (1975) sur des critères mésoscopiques a proposé au contraire une mise en place d'W en E tout au moins sur le flanc ouest de l'Olympe, tandis que son interprétation du flanc est, plus ambiguë, laissait à penser qu'il envisageait deux charriages convergents.

Enfin, Vergely (1984), dans une étude fondée essentiellement, d'une part sur les familles de plis superposés classés suivant leurs directions axiales en phases successives, et d'autre part sur l'asymétrie des plis, s'oppose -tout comme Doutsos (1984)- à Barton et propose une mise en place des nappes à matériel "interne" du NE vers le SW.

En liaison avec ce problème de la vergence, trois points méritent en outre une attention particulière :

- 1) le métamorphisme "schistes bleus" géométriquement localisé en Olympe et en Ossa près de la zone de charriage est-il associé au transport tertiaire ou au contraire est-il transporté passivement et donc plus ancien ?
- 2) étant donné les indications d'un transport syn-schistes bleus perpendiculairement à la chaîne, c'est-à-dire vers le SE pour une partie des Cyclades (Blake et al, 1981), peut-on trouver dans la partie du terrain la plus proche de ce couloir des indications d'une telle direction de transport ?
- 3) enfin, existe-t-il, réellement et régionalement, trace de phases tectoniques anciennes et en particulier trace d'une discordance hercynienne, d'abord non observée (Godfriaux, 1965 ; Mercier, 1968) puis admise (Yarwood, 1978 ; Schmitt, 1983) ?

III. LES METHODES DE TRAVAIL

Aucun des travaux publiés sur la région n'a mis en oeuvre les méthodes d'analyse cinématique moderne qui permettent de définir (pour les domaines soumis à la déformation non-coaxiale telles que sont en particulier les zones de charriage) le plan porteur du cisaillement, la direction et le sens de celui-ci. Nous disposons pour la région des fenêtres de l'Olympe et de l'Ossa d'une cartographie détaillée (Schmitt, 1983), d'une analyse précise des paragenèses métamorphiques (Pingot, 1985) et d'un nombre significatif de données paléontologiques permettant de dater sans ambiguïté en plusieurs points la déformation comme post-éocène. En conséquence, nous nous sommes donnés pour but d'enrichir ces données par un nombre significatif de mesures de la foliation, de l'allongement minéral et du sens de cisaillement associé, liés aux paragenèses syn-métamorphes connues en chaque point, pour jeter les bases de construction d'un champ de déformation (en nous attachant particulièrement aux zones de discontinuité éventuelles). Il s'est trouvé que la faible ampleur des variations d'un site à l'autre nous a permis d'utiliser une maille assez lâche pour établir une représentation significative du champ de linéations du Nord de l'Olympe jusqu'au Sud de l'Ossa et ainsi le cisaillement associé a pu être déterminé sans ambiguïté dans la plupart des cas.

LE MATERIEL

I. LES UNITES TECTONIQUES THESSALIENNES

L'édifice structural thessalien -en nappes superposées- est constitué d'unités tectoniques nombreuses et diversifiées (Godfriaux, 1965 ; Katsikatsos et al, 1982, 1985 ; Schmitt, 1983, Nance, 1981).

Ce sont de bas en haut.

1. En position paraautochtone, les unités de l'Olympe et de l'Ossa, exclusivement sédimentaires, caractérisées par 3 termes :

- une série calcaréodolomitique du Trias moyen et supérieur reconnue seulement dans le massif de l'Olympe ;
- une série carbonatée peut-être discordante sur son soubassement triasique (Schmitt, 1983) d'âge crétacé inférieur-paléocène (en Ossa)-éocène moyen (en Olympe) ;
- un flysch terminal pélitico gréseux et calcaire, d'âge post-paléocène en Ossa, post-éocène moyen en Olympe.

2. En position d'allochtone les unités d'Ambelakia, infrapieriennes et pieriennes (Schmitt, 1983).

a. L'unité d'Ambelakia constitue l'unité allochtone la plus basse. Son originalité est caractérisée, d'un point de vue lithologique, par l'absence de tout affleurement granitique et par la variété des faciès sédimentaires et volcaniques basiques qui la composent, et d'un point de vue tectonique, par le caractère ductile de son contact de base, plissé et replissé avec le matériel paraautochtone (Schmitt, 1981).

b. Les unités infrapieriennes comportent de bas en haut :

- des gneiss d'âge présumé paléozoïque surmontés par des roches volcano-sédimentaires ;
- une couverture peu épaisse d'âge pro parte permotriasique, détritico-calcaire et volcanique, contrastée sous l'effet d'extrêmes variations de faciès (du N au S), manganésifère et radiolaritique (?) dans les unités du Kissavos et du Mavrovouni à l'extrême SE ;
- des ultrabasites plus ou moins serpentinisés et une couverture crétacée, parfois démembrée.

Le contact de base, toujours cisailant, est typique des cisaillements de socle.

c. Les unités pieriennes (les plus élevées) sont, à la différence des autres, très homogènes. Elles révèlent de bas en haut :

- une granodiorite carbonifère (Yarwood et al, 1976) ;
- une couverture épaisse et remarquablement homogène latéralement, permo-triassico-jurassique, détritico à la base, marmoréenne ensuite ;
- des ultrabasites serpentinisés et une couverture crétacée.

Le contact de base, toujours plan, est rigide et typique des grands cisaillements du socle.

La carte de la figure 1 (Schmitt, 1983) documente la structure de l'édifice.

On remarquera qu'au niveau du matériel la distinction entre unités pieriennes et infrapieriennes est basée essentiellement sur la présence véritable de corps granitiques dans des blastomylonites gneissiques des premières. Cette différence n'est sans doute pas essentielle d'autant plus qu'il ne s'agit pas de granites intrusifs dans les gneiss, mais de corps granitiques peu déformés passant sur leurs bordures aux gneiss par déformation croissante ; les gneiss infrapieriens pourraient eux aussi pour partie représenter des métagranites difficiles à distinguer de métagrauwackes ou de métarhyolites. La différence observée est peut-être tout entière à relier à l'intensité de la déformation les unités infrapieriennes occupant la position d'une semelle d'écaillés dilacérées sous l'ensemble pierien plus homogène.

Le matériel d'Ambelakia est nettement différent par la présence de metabasites, de métaradiolarites et d'anciens "Ammonitico Rosso" probables. Il n'est cependant pas exclu que certains gneiss phengitiques -tels ceux que l'on trouve à Ambelakia sur le flysch de l'Ossa- appartiennent à la base stratigraphique de cette série. Une telle interprétation impliquerait l'existence d'un soubassement pré-triasique commun aux trois groupes d'unités avant l'individualisation du bassin d'Ambelakia.

Des corps ophiolitiques sont associés aux trois groupes des unités allochtones. Leur position est claire dans les unités pieriennes et infrapieriennes : il s'agit de témoins

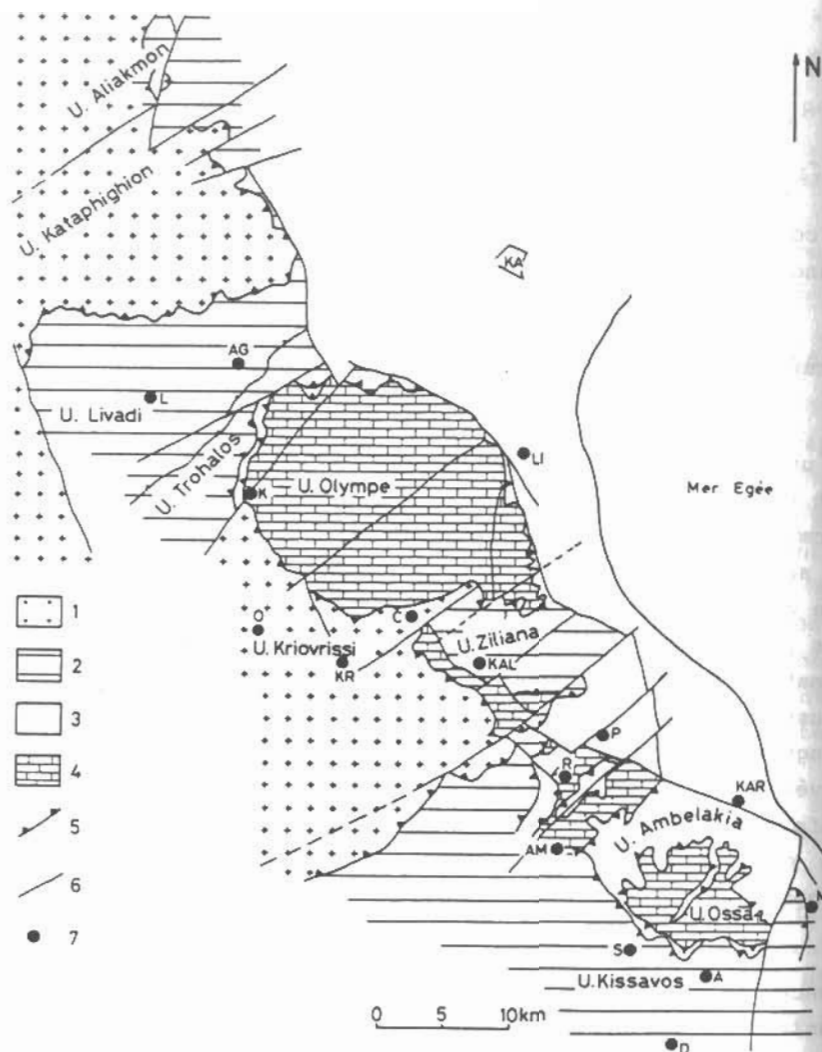


Fig. 1.- Schéma structural de la région de l'Olympe (Grèce)

- | | | |
|--|--------------------------|---------------------|
| 1 Unités pieriennes | 2 Unités infrapieriennes | 3 Unité d'Ambelakia |
| 4 Unité de l'Olympe Ossa | 5 Contacts chevauchants | |
| 6 Failles verticales et/ou cisailantes | | |
| 7 Villages | | |
| KA Katerini | LI Lithochoron | KAL Kalipefki |
| AG Aghios Dimitrios | O Olympiada | P Pirjetos |
| L Livadi | KR Kriovrissi | R Rapasani |
| K Kokkinoplos | C Caria | AM |
| | | KAR Karitza |
| | | S Sikouria |
| | | A Anatoli |
| | | D Dimitri |
| | | M |

de l'obduction hellénique fini-jurassique dans leur position originelle sous la transgression du Crétacé moyen ou sous forme d'olistostromes dans le Crétacé supérieur (UIP du Kissavos au Sud). Dans l'Unité d'Ambelakia, très dilacérée, les contacts antérieurs à la tectonique éocène-oligocène ne sont pas préservés ; l'interprétation par obduction fini-jurassique, ici aussi, est plausible ; toutefois, l'on ne peut pas exclure qu'une partie des ophiolites ait appartenu au substratum d'Ambelakia mais aucune relation stratigraphique de ce type n'a été signalée.

Le matériel d'Olympe-Ossa est franchement différent même si son soubassement pré-triassique reste inconnu. A ce titre le plus grand transport tectonique, avec cicatrisation du domaine paléogéographique intermédiaire, serait situé au toit des fenêtres. C'est un argument, parmi d'autres tirés de l'organisation d'ensemble des Hellénides pour classer paléogéographiquement ces fenêtres du côté Gavrovo (W) plutôt que du côté Parnasse (E), à l'Ouest du large bassin du Pinde dont l'Unité d'Ambelakia pourrait représenter un témoin (Aubouin, 1964) et le métamorphisme "Schistes bleus" correspondre à sa fermeture (Bonneau, Kienast, 1982).

II. AGES DES PARAGENESES HP-BT EN THESSALIE

1) Dans les unités paraautochtones

La présence de Nummulites et d'Alvéolines dans les calcaires sous-jacents au flysch terminal (en Olympe) et de Nummulites et d'une Alvéoline dans un bloc de calcaire emballé dans le flysch terminal (en Ossa) date avec certitude les paragenèses décrites comme postérieures à l'Eocène moyen (ou supérieur ?) dans l'Olympe, et comme postérieures au Paléocène en Ossa (Godfriaux, 1965 ; Godfriaux et al, 1978a et b).

2) Dans les unités allochtones

L'âge stratigraphique des paragenèses observées est ici beaucoup plus incertain. Tout porte à croire cependant qu'il est pénécotemporain du précédent (Crétacé supérieur à Rudistes

de l'unité infrapierienne du Kissavos affecté par le métamorphisme (Godfriaux et al, 1978b) blastomylonites à "rubans" de "schistes bleus" de l'unité pierienne de Kriovrissi liées à la mise en place des nappes tertiaires, ...).

Les datations absolues sont rares ou sujettes à discussion, ou encore en cours. Seul, Barton avance un âge de $40,0 \pm 1,2$ MA établi par la méthode Rb/Sr sur des phyllonites (Barton, 1976).

III. LES CONDITIONS THERMOBAROMETRIQUES DU METAMORPHISME "SCHISTES BLEUS"

Les études des paragenèses "Schistes bleus" (Godfriaux et al, 1979b ; Schmitt, 1983 ; Pingot, 1988) et de l'équilibre thermométrique dolomite-calcite des marbres de l'Olympe (Barton et al, 1978) permettent d'estimer les conditions thermiques ou thermobarométriques suivantes :

<u>Unités alloctones</u>	P	T
U. pierienne de Kriovrissi		
près du contact aut/all	6 Kb	350°
loin du contact aut/all	3,5 Kb	300°
U. infrapierienne du Kissavos et du Ziliana		
près du contact aut/all	5,5 Kb	300° à
loin du contact aut/all	4 Kb	410°
U. d'Ambelakia		
près du contact aut/all	6 à 8 Kb	300-410°
loin du contact aut/all	4 à 6,5Kb	250-350°
<u>Unité paraautochtone de l'Olympe</u>		
près du contact aut/all		400°
loin du contact aut/all (à 3000 m)*		300°

* Géographiquement.

IV. LES MESURES CINEMATIQUES

Des mesures systématiques des directions principales de la déformation contemporaine du métamorphisme (foliations et linéations minérales et/ou d'étirement) ont été effectuées sur une cinquantaine de sites, aussi bien dans les fenêtres de l'Olympe et de l'Ossa que dans les nappes superposées. Les critères de sens de cisaillement associés à ces linéations ont été recherchés en suivant les méthodes de Burg et al (1981), Bouchez et al (1983), Simpson et Schmid (1983) et Ramsay et Huber (1987). Les points de mesures sont situés sur la figure 2 et l'inventaire est détaillé en annexe.

DISCUSSIONS

I. L'ANALYSE DES DONNEES METAMORPHIQUES ABOUTIT AUX RESULTATS SUIVANTS

Sur la foi des descriptions des paragenèses HP/BT en Olympe et plus particulièrement dans des métabasites de l'Unité d'Ambelakia (Godfriaux et al, 1979b), le métamorphisme "schistes bleus" de la Thessalie orientale a été comparé à celui présent dans les roches de certaines îles égéennes (Blake et al, 1981) et a conduit (entre autres éléments) à définir une unité tectonique puis lithostratigraphique, l'unité des schistes bleus cycladiques "longue ceinture depuis la fenêtre de l'Olympe en Grèce continentale (et sans doute plus au Nord dans les Dinarides yougoslaves) et qui affleure très largement dans l'archipel des "Cyclades" (Bonneau et Kienast, 1982, page 785).

De l'analyse des néogenèses observées dans l'Olympe thessalien et ses piémonts, il ressort en fait que :

- 1) le métamorphisme dit de HP/BT est décelé dans toutes les unités de l'édifice structural thessalien aussi bien dans l'autochtone (Olympe-Ossa) que dans les diverses nappes (d'Ambelakia, pieriennes ou infrapieriennes) ;
- 2) si les faciès "Ambelakia" rappellent ceux des roches des Cyclades et de l'Eubée méridionale (unités de Styra et

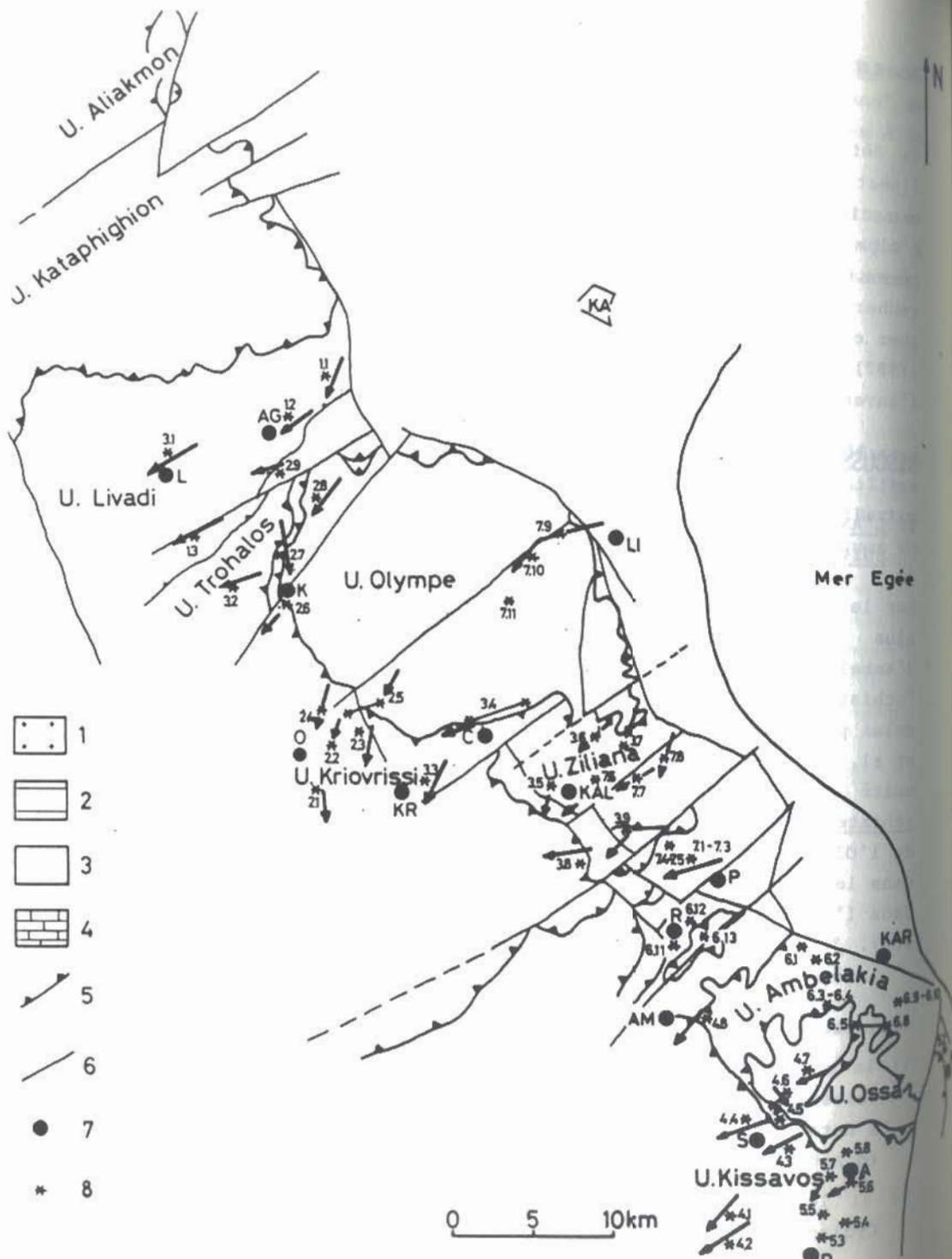


Fig. 2.- Localisation des sites visités
8 Localisation des sites

d'Ochi), les roches pieriennes et infrapieriennes sont cratoniques et celles de l'autochtone typiquement de plateforme ou de haut-fond néritique ;

- 3) la répartition spatiale des néogènes toujours observées de part et d'autre du grand contact tectonique autochtone/allochtonne (dans les métaflyschs de l'Olympe et de l'Ossa, dans les blastomylonites sialiques pieriennes et infrapieriennes ou enfin dans les roches d'Ambelakia) suggère que les schistes bleus sont liés à ce contact ;
- 4) dans l'état actuel de nos connaissances, à l'époque (post-éocène moyen, ante-priabonienne) et en ces lieux, ni un contexte subductif, ni un contexte obductif de croûte océanique ne peuvent être proposés pour expliquer la genèse des minéraux HP/BT présents. Au contraire, tous les géologues s'accordent pour y placer le début de la collision continentale. Bien que de nombreux pétrologues pensaient (il y a encore peu de temps) que le contexte pression-température créé par une collision était incompatible avec les lois thermodynamiques admises pour créer de telles néogènes, on peut remarquer que depuis peu ces conditions sont en constante revision et toujours à la baisse et que, l'évaluation des conditions thermiques auxquelles ont été soumises les roches de part et d'autre du contact tectonique allochtone/Olympe (de 300° à 400° selon Barton et England, 1979) sont tout à fait suffisantes pour créer de tels minéraux. On peut donc penser comme Oxburgh et Turcotte (1974), England et Thompson (1984) que des paragenèses "bleues" peuvent s'être formées le long d'un cisaillement durant un processus de collision. Ce serait le cas de l'Olympe ;
- 5) enfin, l'analyse des conditions barométriques ou thermométriques qui ont déclenché la genèse des schistes bleus tertiaires, montre sans ambiguïté un gradient thermique et un gradient barométrique inverses et divergents par rapport au contact tectonique majeur autochtone/allochtonne.

II. L'ANALYSE DES MESURES CINÉMATIQUES CONDUIT AUX RESULTATS QUI SUIVENT (fig. 3)

Une cinquantaine de sites ont été analysés dans la zone de Schistes bleus depuis son mur (métaflyschs et marbres éocènes de l'Olympe et de l'Ossa) en descendant même jusque dans les niveaux non métamorphiques et calcaires d'âge triasique (uniquement dans l'Olympe) jusqu'à son toit (incluant les méta-arkoses et les granites pélagoniens sous les marbres mésozoïques et jusqu'à la couverture des ophiolites d'âge crétacé). La linéation minérale est clairement exprimée sur l'ensemble des sites et le sens de cisaillement associé peut être déterminé sans ambiguïté dans la plupart des cas. Les figures de cisaillement qui sont de loin les plus fréquentes sont de type c/c' c'est-à-dire que de petits plans de cisaillement secondaire (c') recoupent la foliation et viennent ainsi se perdre dans le plan de foliation qui est plan de cisaillement majeur (c) (Burg et al, 1981) ce qui indique le caractère franchement non co-axial de la déformation en parfait accord l'analyse tectonique régionale qui situe les schistes bleus en semelle d'un charriage majeur. Seul le flanc oriental de l'Ossa, couvert de forêts et soumis au glissement de terrain, n'a pas fourni de mesure significative.

Les résultats seront portés sur la figure 3 :

1) Sens du transport

Les résultats indiquent un sens de transport vers l'WSW cohérent à travers toute l'épaisseur de la zone analysée et cohérent en plan sur les 60 km d'étendue incluant les fenêtres de l'Olympe et de l'Ossa. On confirme ainsi le sens de transport proposé par Vergely (1984) pour la nappe pélagonienne et non celui proposé par Barton. L'examen des sites mêmes décrits par ce dernier sur le flanc ouest de l'Olympe nous fait supposer que les plans c' pourtant nettement cisailants et nettement obliques sur la foliation qu'ils décalent, ont été alors interprétés comme des plans d'aplatissement (de schistosité) obliques sur la stratification ce qui est tout différent.

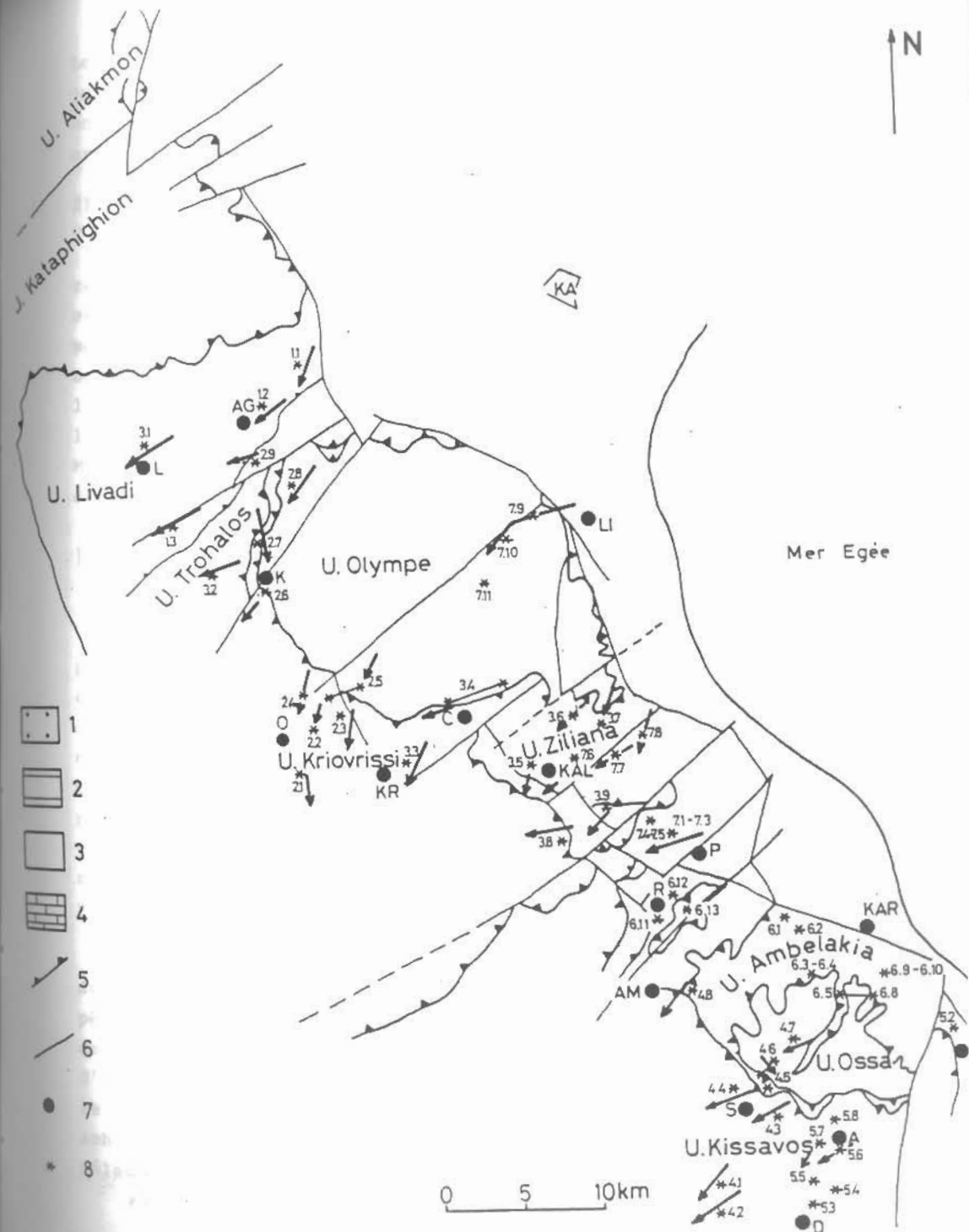


Fig. 3.- Résultats des mesures cinématiques
 ↓ Sens de transport

2) Intensité de la déformation

La variation d'intensité de la déformation avec la profondeur des niveaux est clairement exprimée dans l'anticlinal de l'Olympe qui a été recoupé sur son flanc est. Au toit, dans les calcaires éocènes et crétacés, la linéation d'allongement minérale est profondément marquée et tous les plis lui sont parallèles. Plus bas, dans les calcaires noriens la linéation est toujours très nette et de même direction mais les plis, moins fermés, sont dispersés autour d'elle. Au coeur de l'anticlinal enfin, dans les calcaires triasiques plus profonds, la linéation est plus difficile à mettre en évidence. De simples plis ouverts sont perpendiculaires à la linéation régionale. On observe donc de bas en haut le passage d'une déformation modeste à une déformation bien plus poussée développant une linéation minérale très marquée autour de laquelle les plis sont progressivement puis complètement réorientés dans un régime non co-axial. L'observation des plis d'axe variable dans les calcaires triasiques par opposition aux plis réglés des calcaires crétacés est sans doute ce qui a conduit Schmitt (1983) à proposer l'existence de deux phases tectoniques successives dont l'une anté-crétacée. A notre sens cette observation doit s'interpréter au contraire dans le cadre d'une déformation progressive au cours du même transport cisailant vers l'WSW, la zone affectée s'élargissant progressivement vers le bas à partir du plan de cisaillement majeur situé à la base de la nappe pélagonienne. La diminution d'intensité de la déformation vers le haut de l'édifice tectonique est moins sensible. Les variations observées sur le terrain semblent avant tout liées à la variété lithologique.

Les niveaux sous-jacents aux marbres mésozoïques pélagoniens sont des méta-arkoses parfois conglomératiques et des métarhyolites dans lesquels la déformation est intense et bien réglée. Les corps granitiques qui y sont inclus ne sont pas ou peu déformés en leur coeur mais le deviennent progressivement sur leurs bordures selon les mêmes directions structurales de l'encaissant. Cette observation est importante car ces niveaux étaient considérés comme appartenant à un socle ayant participé à l'orogénèse hercynienne, les granites pouvant être attribués au Permo-Carbonifère (Yarwood et Aftalion, 1976).

Le gradient d'intensité de déformation depuis leur coeur jusqu'à leurs bordures et jusqu'à l'encaissant apparaît au contraire lié au contraste rhéologique entre granites et arkoses.

3) Age

L'étude du champ régional de déformation montre que celle-ci est probablement éocène-oligocène puisque ce sont les mêmes foliations, linéations, sens de cisaillement, conditions métamorphiques que celles observées dans les formations datées dans les Nummulites de l'Olympe et de l'Ossa. Plus haut, dans l'édifice tectonique, on observe un contraste comparable entre les brèches crétacées à blocs ophiolitiques de la région de Moghion peu déformées et le calcaire de même âge voisin très déformé.

INTERPRETATION

Notre étude permet de confirmer pleinement que la nappe pélagonienne s'est mise en place de l'Est vers l'Ouest, comme cela avait été proposé dès la découverte de la fenêtre de l'Olympe sous-jacente (Godfriaux, 1965) puis, sur données d'analyse tectonique, par Vergely (1984) contredit cependant par Barton (1975). Elle permet de préciser que cette mise en place s'est opérée vers l'WSW. Cette mesure est valable dans le référentiel des zones internes helléniques, mais pas nécessairement dans le référentiel apulien puisqu'il faut envisager des rotations récentes dans la zone intermédiaire d'Epire.

L'unicité du champ de déformation syn-métamorphique, depuis les fenêtres d'Olympe et d'Ossa jusque dans la nappe pélagonienne, permet de montrer que le charriage est synchrone de la formation des schistes bleus et d'éliminer l'hypothèse d'une formation des schistes bleus dans un premier temps, avant le charriage. Réciproquement, il permet de conclure que les schistes bleus se sont formés en collision au moment où le Pélagonien et l'Olympe étaient en contact.

Ceci appelle quelques remarques.

- Il est clair que la formation des schistes bleus n'est pas un phénomène instantané. Les données récoltées nous renseignent sur l'état final atteint par la déformation pendant que régnaient les conditions de haute pression définies par les paragenèses syn-tectoniques. Supposant une déformation de longue durée, on peut admettre que la roche était encore dans les conditions P/T des schistes bleus. Cette dernière étape n'est pas nécessairement synchrone sur tout le domaine analysé. Ceci posé, la régularité du champ de déformation indique la stabilité en direction du transport tectonique même si celui-ci, à une vitesse probable de quelques centimètres/an, a pu durer plusieurs millions d'années.
- La décroissance très nette de l'intensité de la déformation dans les parties profondes de la fenêtre de l'Olympe indique que la zone de cisaillement majeur était située au-dessus, en accord avec les indications de métamorphisme inverse apportées par l'analyse pétrographique.
- L'observation d'une certaine convergence des directions de transport en aval (WSW) de l'actuelle fenêtre de l'Olympe indique que la région devait déjà former un rôle anti-forme (hérité d'un jeu de failles crétacées Schmitt (1983) lors d'un passage des nappes).

Bref, la zone de cisaillement à schistes bleus constitue de toute évidence un accident majeur à l'échelle des Hellénides.

Au plan local tout d'abord, on doit souligner que l'essentiel de la croûte pélagonienne a disparu : il n'en reste qu'une partie superficielle (marbres mésozoïques sur méta-arkoses ryolitiques et granites permo-carbonifères) dont le type même indique que la croûte sous-jacente était de type continental. Il est clair que les méta-arkoses ont joué comme une zone de découplage. On ne trouve nulle part aux alentours de la mer Egée la trace de la croûte pélagonienne manquante.

Au niveau régional, de nombreux auteurs situent entre l'Olympe et le Pélagonien la zone de racine des nappes du Pinde (cf. Bonneau et al, 1982). Nous retiendrons leur interprétation en renvoyant le lecteur à leurs travaux pour justification. Il s'agit là d'un bassin mésozoïque à radiolarites dont la croûte, elle aussi disparue, devrait être de type continental très aminci ou franchement océanique. Une interprétation simple et communément acceptée est que cette croûte a disparu par subduction selon un plan incliné vers l'Eurasie et ayant donné naissance au magmatisme eo-oligocène des Rhodopes. Nous devons admettre que la croûte pélagonienne, bien que continentale et d'un volume qui devrait dépasser nettement celui de la Corse, a été petit à petit entraînée dans cette subduction en quelque 20 millions d'années. La cicatrice à schistes bleus infra-pélagonienne (ou olympienne) correspond donc à une zone de subduction mais nous devons souligner que les schistes bleus eux-mêmes correspondent sans ambiguïté au stade de collision entre les deux marges. S'il s'est formé des schistes bleus au cours même de la subduction, la trace en est perdue ; l'espoir même d'en retrouver semble illusoire car ils devraient s'être formés au contact chevauchant entre la croûte pélagonienne et la croûte pindique toutes deux disparues.

L'absence quasi-totale de rétro-morphose implique une rapide surrection des roches métamorphiques. L'analyse tectonique nous montre que le processus responsable relève de la dénudation tectonique, les nappes perdant de l'épaisseur et s'allongeant au cours même de leur transport. A l'échelle de l'échantillon et de l'affleurement, nous avons signalé que les figures de cisaillement c/c' étaient largement dominantes. Ces plans c' peuvent être considérés comme autant de petites failles normales à pendage dans le sens du transport qui réduisent l'épaisseur de la couche. La même observation peut être faite à l'échelle hectométrique et kilométrique, et particulièrement autour de l'Olympe : d'Est en Ouest, selon la direction de transport, on voit le nombre d'unités tectoniques et l'épaisseur de chacune diminuer considérablement. Ce processus de dénudation tectonique était actif alors que les roches

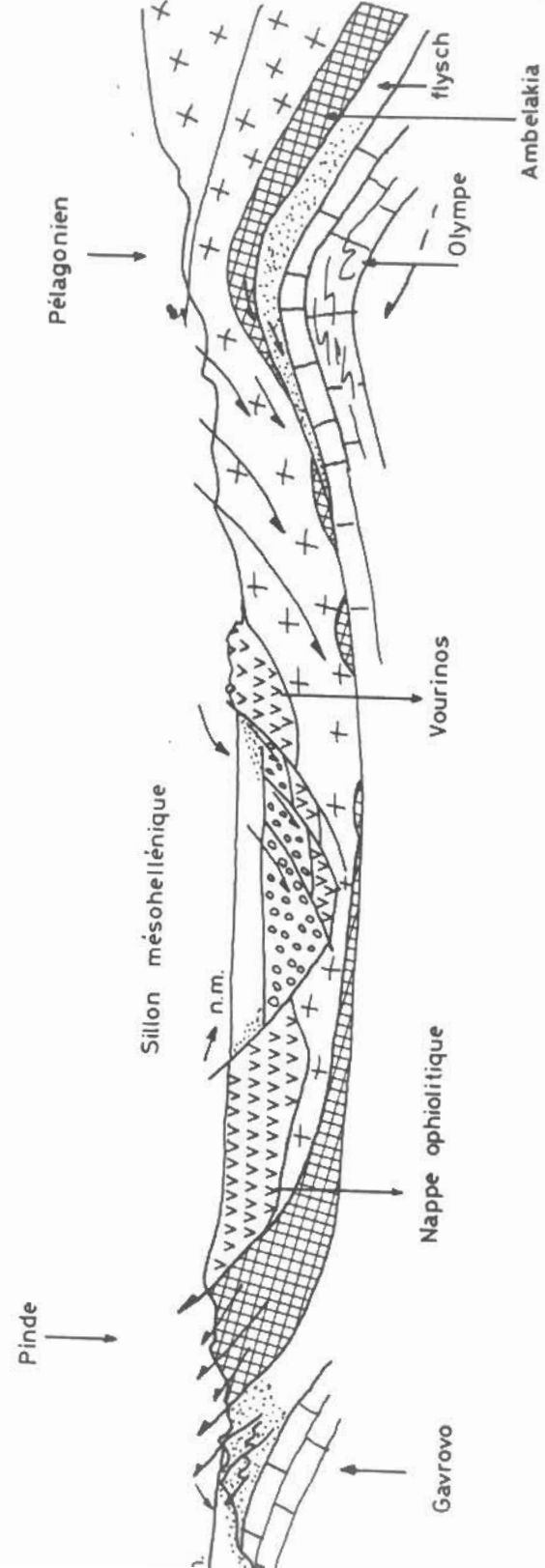


Fig. 4.- Genèse du sillon mésohellénique

étaient encore dans le faciès schistes bleus et la déformation correspondante pénétrative. Nous estimons qu'il s'est poursuivi ensuite le long de quelques accidents privilégiés.

Dans le contexte de collision que nous proposons, la montée de pression responsable du métamorphisme est, bien entendu, liée aux superpositions d'unités par charriage. La dénudation tectonique peut être interprétée comme une réaction gravitaire au surépaississement crustal ainsi créé. Sur une même verticale les deux phénomènes sont nécessairement successifs, mais sont probablement synchrones en des endroits différents du dispositif d'ensemble. Les nappes se sont échappées de la zone de collision vers l'avant-pays en s'allongeant dans le sens du transport et en perdant de l'épaisseur.

Dans le contexte hellénique, on sait que l'avant-pays (zone apulienne, zone ionienne) était encore sous la mer et que le front des nappes en mouvement (incluant les unités piniques) était le lieu d'une sédimentation olistostromique. A cette échelle, un rôle particulier est joué par le sillon mésohellénique dont Mercier (1968) a souligné l'aspect paradoxal de bassin marin qui s'établit sur les nappes alors qu'elles sont en mouvement, ce qui suggère plutôt une ambiance d'épaississement crustal et donc de surrection. Les travaux de Desprairies (1977) ont montré que le bassin est fortement asymétrique, avec un flanc raide et de nombreux deltas du côté oriental. On peut admettre l'existence d'un demi-graben limité par une faille normale à pendage ouest. Le phénomène s'inscrit alors dans le processus de dénudation tectonique par failles normales à pendage ouest observées dans la région de l'Olympe et de l'Ossa : un bras de mer prend place sur les nappes en mouvement parce que celles-ci s'étirent et s'amincissent en glissant de la zone de collision vers la mer ionienne de l'époque. Dans cette optique, les stades plus jeunes de subsidence dans le sillon mésohellénique serait à mettre en relation à la progression bien connue des charriages vers l'avant-pays. Il faudrait alors envisager la semi-permanence d'un plan de charriage profond sous le sillon mésohellénique, ce qui n'a rien d'impossible.

B I B L I O G R A P H I E

- ANDRIESEN P., BOELRIJK N., HEBEDA E., PRIEM H., VERDURMEN E.,
VERSCHURE R. (1979).- Dating the events of metamorphism
and granitic magmatism in the alpine orogen of Naxos
(Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p.
215-225.
- ANGELIER J. (1979).- néotectonique de l'Arc Egéen. *Soc. Géol.
Nord*, Publication n° 3.
- AUBOUIN J. (1964) in GODFRIAUX I. (1964).- Sur le métamorphisme
dans la zone pélagonienne orientale (région de
l'Olympe, Grèce) observations et réponses. *Bull. Soc.
Géol. de Fr.*, (7), VI, 1964, p. 146-162.
- BARTON C.M. (1975).- Mount Olympos, a study in thrust belt tec-
tonics. Unpubl. ph. D. thesis. Univ. of Cambridge,
England.
- BARTON C.M. (1976).- The tectonic vector and emplacement age of
an allochthonous basement slice in the Olympos area, NE
Greece. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, n. 2, p. 253-
258.
- BARTON C.M. & ENGLAND P.C. (1979).- Shear heating at the Olym-
pos (Greece) thrust and deformation properties of car-
bonates at geological strain rates. *Geol. Soc. Am.
Bull.*, vol. 90, n. 5, p. 483-492.
- BLAKE M.C., BONNEAU M., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEPVRIER P.,
MALUSKI H. & PAPANIKOLAOU D. (1981).- A geologic recon-
naissance of the Cycladic Blueschist Belt (Greece).
Geol. Soc. Am. Bull., I, n. 92, p. 247-254.
- BONNEAU M. (1982).- Evolution géodynamique de l'arc égéen
depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bull
Soc. Géol. Fr.*, (VII), 24, p. 229-242.
- BONNEAU M., KIENAST J.R. (1982).- Subduction, collision et
schistes bleus : l'exemple de l'Egée (Grèce). *Bull. Soc.
géol. Fr.*, (7), 24, p. 785-791.
- BOUCHEZ J.L., LISTER G.S. & NICOLAS A. (1983).- Fabric asymme-
try and shear sense in movement zones. *Geologische
Rundschau*, 72, p. 401-419.
- BURG J.-P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE P. & RIBEIRO A.
(1981).- Variscan intracontinental deformation : the
Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tec-
tonophysics*, 78, p. 161-177.
- DESPRAIRIES A. (1977).- Etude sédimentologique de formations à
caractère flysch et molasse. Macédoine et Epire, Grèce.
Thèse Sci. Paris-Sud (Orsay), voir aussi (1979) *Mém.
Soc. géol. Fr.*, N.S. n° 136.
- DOUTSOS T. (1984).- Structural analysis of Central Hellenic
nappes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, 168, p. 1-22, Stutt-
gart.
- ENGLAND P.C., THOMPSON A.B. (1984).- Pressure-Temperature-Time
marks of regional metamorphism beat transfer during the
evolution of region of thickened continental crust.
Journ. of Petrol., 25, p. 881-928
- GODFRIAUX I. (1968).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce).
Thèse, Lille 1965, *Ann. géol. Pays Hell.* 19.
- GODFRIAUX I. & DERYCKE F. (1978a).- Découverte de microfaunes
paléogènes dans le flysch métamorphique de Spilia
(Ossa, Grèce). *C.R. Acad. Sc., Paris, (D)*, 286, p. 555-
558.
- GODFRIAUX I. & PICHON J.F. (1978b).- Sur quelques assemblages
minéralogiques dans les metabasaltes d'Ambelakia et de
Kalipefki (Unité tectonique de l'Ossa, Grèce). *VIE
R.A.S.T., Orsay*, p. 187.

- GODFRIAUX I. & PICHON J.F. (1979a).- Sur l'importance des événements tectoniques et métamorphiques d'âge tertiaire en Thessalie septentrionale (Olympe-Ossa-Flambouron). Ann. Soc. géol. Nord, XCIX, p. 367-376.
- GODFRIAUX I., LADURON D., PICHON J.F. & SCHMITT A. (1979b).- Analyse à la microsonde électronique de quelques assemblages minéralogiques des metabasites en Ossa (Thessalie septentrionale, Grèce). VIIe R.A.S.T., Lyon, p. 225.
- KATSIKATSOS G., MIGIROS G. & VIDAKIS M. (1982).- Structure géologique de la région de Thessalie orientale (Grèce). Ann. Soc. géol. Nord, CI, p. 147-148.
- KATSIKATSOS G. et al. (1985).- Carte géologique au 50.000e de Kondariotitsa. I.G.M.E., Athènes.
- KISCH H.J. (1981).- Burial diagenesis in tertiary "flysch" of the external zones of the Hellenides in central Greece and the Olympos region, and its significance. Eclogae geol. Helv., vol. 74, n. 3, p. 663-664 (?).
- MERCIER J. (1968).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine orientale (Grèce). Ann. géol. Pays Hell. 20.
- NANCE D. (1981).- Tectonic history of a segment of the Pelagonian zone, NE Greece. Can. J. Earth Sc., vol. 18, n. 7, p. 1111-1126.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1974).- Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. Schw. Min. Petr. M.H., 54, p. 641-662.
- PINGOT J.L. (1988).- Paragenèses métamorphiques et géochimie des "schistes bleus" du Bas-Olympe et de l'Ossa (Thessalie, Grèce). Thèse U.C.L., Louvain, 242 p.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987).- The techniques of modern structural geology, volume 2 : Folds and Fractures. Academic Press, Londres, 700 p.
- SCHERMER E.R., LUX D. et BURCHFIEL B.C. (1986).- Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. S.G. of Greece 1986, p. 101-102.
- SCHMITT A. (1981).- L'ensemble volcanique et sédimentaire de l'unité tectonique de l'Ossa (Thessalie orientale, Grèce). Ann. Soc. géol. Nord, CI, p. 23-28.
- SCHMITT A. (1983).- Nouvelles contributions à l'étude géologique des Pieria, de l'Olympe et de l'Ossa (Grèce du Nord). Thèse Sciences, Mons.
- SEIDEL E., KREUZER H., HARRE W. (1979).- K/Ar dates of the Cretan Phyllite-Quartzite series. VI Coll. Aegean Region. Athens 1977, I, p. 121-127.
- SIMPSON C. & SCHMID S. (1983).- Microstructural indicators of sense of shear in shear zones. Geological Society of America Bulletin, 94, p. 1281-1288.
- VERGELY P. (1984).- Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires). Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Thèse Sciences, Univ. Paris Sud, Centre d'Orsay, 2 vol.
- YARWOOD G.A. & AFTALION M. (1976).- Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). VI Coll. Aegean Region, Athens 1977 (Abst.).
- YARWOOD G.A. (1978).- The structure, metamorphism and geochronology of the High Pieria mountains, N. Greece. Unpubl. ph. D. Thesis, Univ. of Edinburgh, England.