

50376
1975
142
N° d'ordre: 557

50376
1975
142

THESE

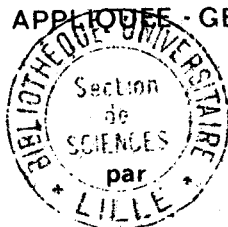
présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE - GEOLOGIE STRUCTURALE



Christian BECK

**ETUDE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS ALLOCHTONES
DU SYNCLINORIUM EST-ETOLIQUE (Grèce Continentale)**

Soutenue le 3 Octobre 1975, devant la COMMISSION D'EXAMEN

MM.	Ch. DELATTRE,	Président
	P. CELET,	Rapporteur
	J. DERCOURT,	Examineur
	I. GODFRIAUX,	Invité

AVANT - PROPOS

C'est à Monsieur le Professeur Paul CELET que je dois d'avoir pu entreprendre cette étude. Il me fit profiter, sur le terrain, de sa longue expérience de la géologie de la Grèce continentale et c'est avec beaucoup de patience qu'il a relu et corrigé ce mémoire. De tout cela, je le remercie sincèrement.

Je remercie Monsieur le Professeur Ch. DELATTRE d'avoir bien voulu présider le Jury.

MM. Les Professeurs J. DERCOURT et I. GODFRIAUX ont accepté d'examiner ce mémoire. Je les en remercie.

Je remercie J.J. FLEURY qui a déterminé toutes les microfaunes Crétacé supérieur - Paléocène, A. BLONDEAU qui a examiné la microfaune éocène, et MM. KAUFFMANN et FISCHER qui ont déterminé les conodontes.

Je remercie J. TERRY qui a examiné mes lames minces de roches éruptives et fait profiter de son expérience des roches vertes.

Je remercie mes camarades J. FERRIERE, F. THIEBAULT, B. CLEMENT, F. LETHIERS, J.P. COLBEAUX, J. CHARVET qui m'ont fait profiter de leur expérience et conseillé dans ce travail.

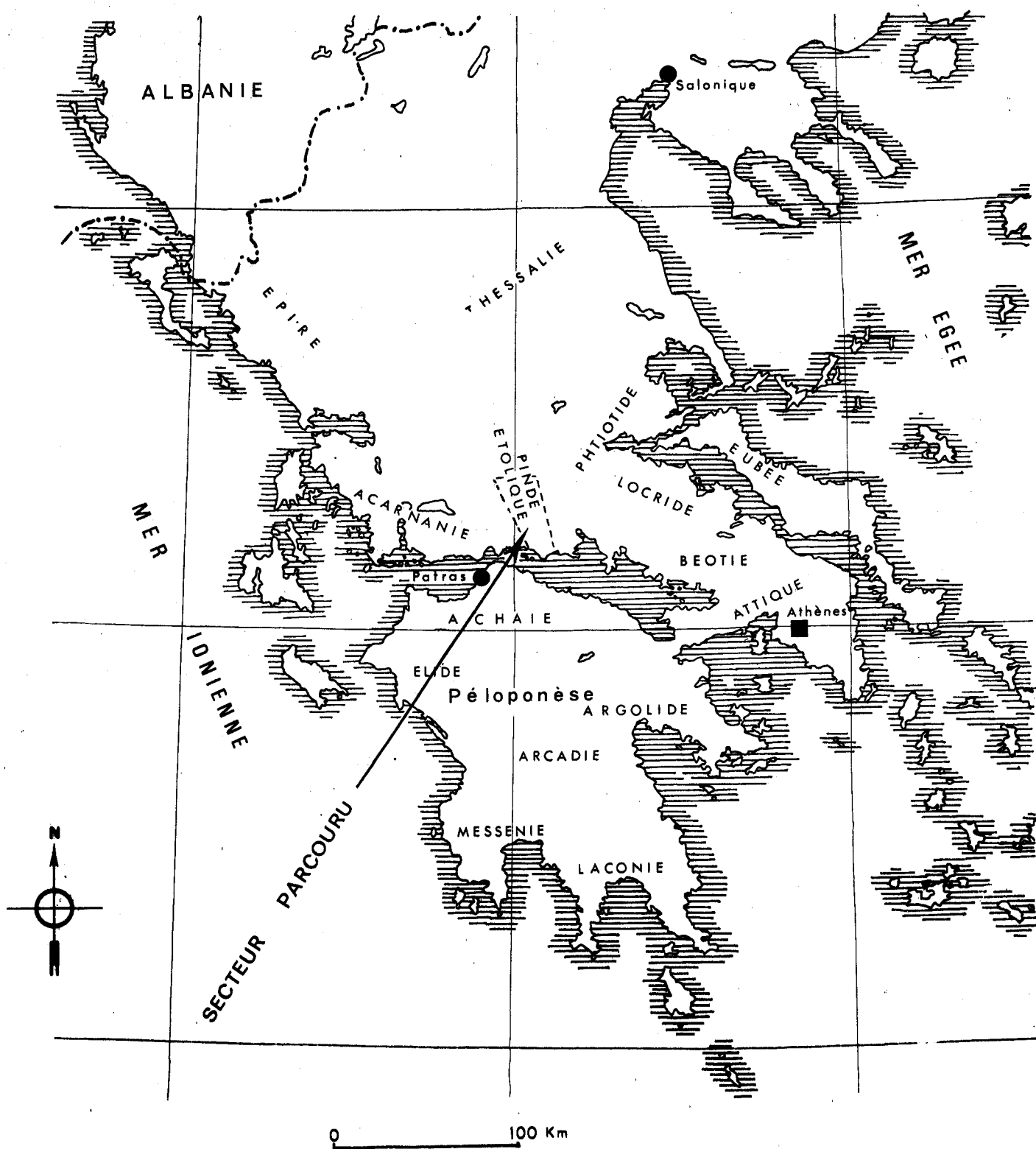
J'assure de ma gratitude tous ceux qui ont participé à la réalisation technique de cette étude :

MM. J. CARPENTIER, M. PROUVOST, M. PLUQUIN, P. DHORN, et L. ANDRIES.
MMES BREBION, SCHEERS, MIQUET, MASSINON.

Je remercie M. Basile AGELLIS qui m'a accueilli de nombreuses fois dans son village de Pendayiou.

M. et Mme HALKIAS, leur fils Dimitri et sa femme Dora, m'ont chaleureusement reçu dans le village de Kérassia et à Nafpaktos, je les en remercie.

Mes amis Jean-Luc Dehon et Jean-Emile Taverne m'ont accompagné sur le terrain et ce mémoire est pour moi l'occasion de les remercier bien sincèrement.



Localisation du secteur parcouru



Figure 1

CADRE GEOGRAPHIQUE

VOIES D'ACCES

Le "Pinde d'Etolie" ⁽¹⁾ est la partie méridionale de la chaîne du Pinde qui s'étend de la vallée du Sperchios au Golfe de Corinthe. La région étudiée est la portion du Pinde d'Etolie limitée à l'Ouest par les chaînons calcaires qui dominent la ville de Nafpaktos et à l'Est par la barrière montagneuse du Vardoussia qui culmine à plus de 2400 m. Le secteur étudié se termine au Nord du village d'Artotina. Il est traversé dans sa partie moyenne par le fleuve Mornos qui coule d'Est en Ouest.

La voie d'accès principale est la route nationale Amfissa-Nafpaktos qui traverse à mi-chemin la petite bourgade de Lidorikion et longe le fleuve Mornos. Cette route a pour substratum du flysch pendant une quarantaine de kilomètres. Ce dernier est en proie à une érosion intense et fréquemment, la route se fissure ou est recouverte en partie d'éboulis. Une nouvelle route relie, depuis 1974, Nafpaktos à Itea en longeant la côte Nord du golfe de Corinthe. Une piste routière constitue un axe de pénétration longitudinal au Nord du Mornos. Elle traverse les villages de Krokkilion, Pendayiyou et Artotina. Une autre dessert les villages de Tikhion, Péridiothissa, Stília et Milia, au Sud du Mornos.

Les levés cartographiques ont été effectués en deux missions pendant les étés 1973 et 1974.

(1) Terme dû à PHILIPPSON (1897).

REMARQUES TOPONYMIQUES

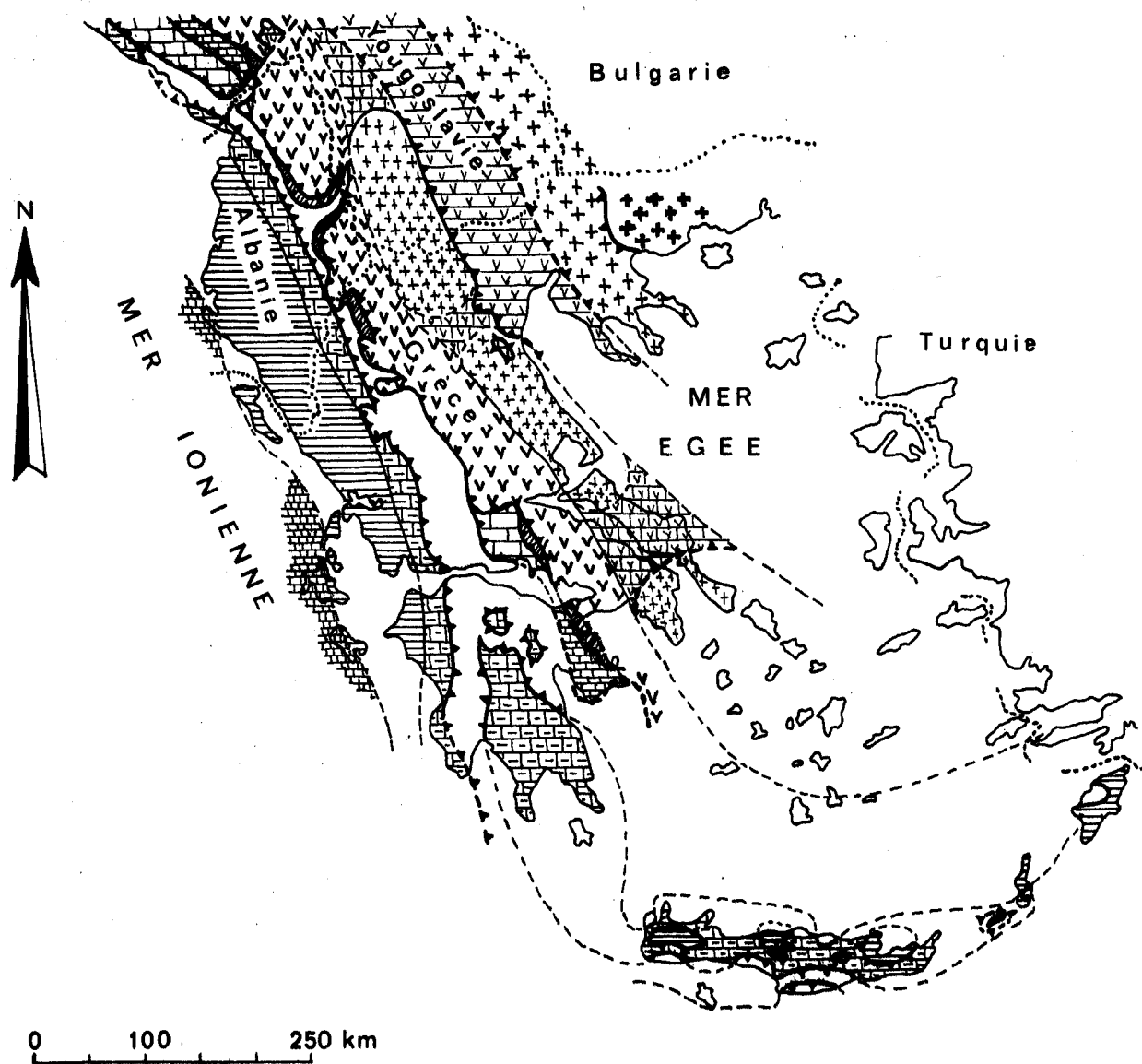
Des notes et des ouvrages anciens mentionnent sans localisation cartographique des noms de villages que je n'ai pas trouvés au début de mon séjour. C'est au hasard de conversations avec les habitants de cette région que j'ai pu apprendre un certain nombre de correspondances entre les noms anciens et nouveaux d'un même village.

Dans le Nord du secteur, le village de Kerassia est l'ancien "Souroutsí". Immédiatement au Sud du Mornos, "Ano Políaxari" est devenu "Potidania". Au Sud-Est, "Plessia" est devenue "Amigdalia".

Le petit village de Vélénikos perché sur les premières hauteurs en face de l'île de Trizonia s'appelait autrefois "Eléa".

FONDS TOPOGRAPHIQUES UTILISES

J'ai disposé pour mes deux missions (étés 1973 et 1974) de la reproduction allemande de la carte d'Etat-Major hellénique au 1/100 000 agrandie photographiquement au 1/50 000 (feuilles de Karpenission et de Patras).



ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES HELLENIDES

Figure 2



LEGENDE DE LA FIGURE 2



	YOUGOSLAVIE	ALBANIE	GRECE	ILE DE CRETE
		Z. de Sazan	Z. préapulienne	
		Z. ionienne	Z. ionienne	Z. ionienne
	Z. dalmate	Z. de Kruja	Z. du Gavrovo	Z. du Gavrovo-Tripolitsa
	Z ² de Budva	Z; de Cukali-Krasta	Z. du Pinde	Nappe du Pinde-Ethia
ZONES EXTERNES	Z. du Karst		Z. du Parnasse	
	s.Z. prékarstique		s.Z. du Trapézona	
ZONE INTERMEDIAIRE	Z. bosniaque		Z. béotienne	
	Z; serbe	Z. de la Mirdita	Z. subpélagonienne	
	Z. de Golija	Z. du Korab	Z. pélagonienne	
ZONES INTERNES	Z. du Vardar		Z. du Vardar	
	Massifs serbo-macédoniens		Massifs serbo-macédoniens	
			Massif du Rhodope	

CADRE STRUCTURAL ET HISTORIQUE DE LA REGION ETUDIEE

La figure 2 extraite d'un article de Jean AUBOUIN (1973) montre les principales subdivisions structurales et paléogéographiques de l'édifice dinaro-hellénique. Au Nord du Golfe de Corinthe (qui sépare la Grèce continentale du Péloponèse) apparaît la zone du Parnasse, comprise entre celle du Pinde et la zone Subpélagonienne (1) alors que plus au Nord, la nappe subpélagonienne chevauche directement celle du Pinde.

Regardons cette région méridionale de la Grèce continentale à une échelle plus petite.

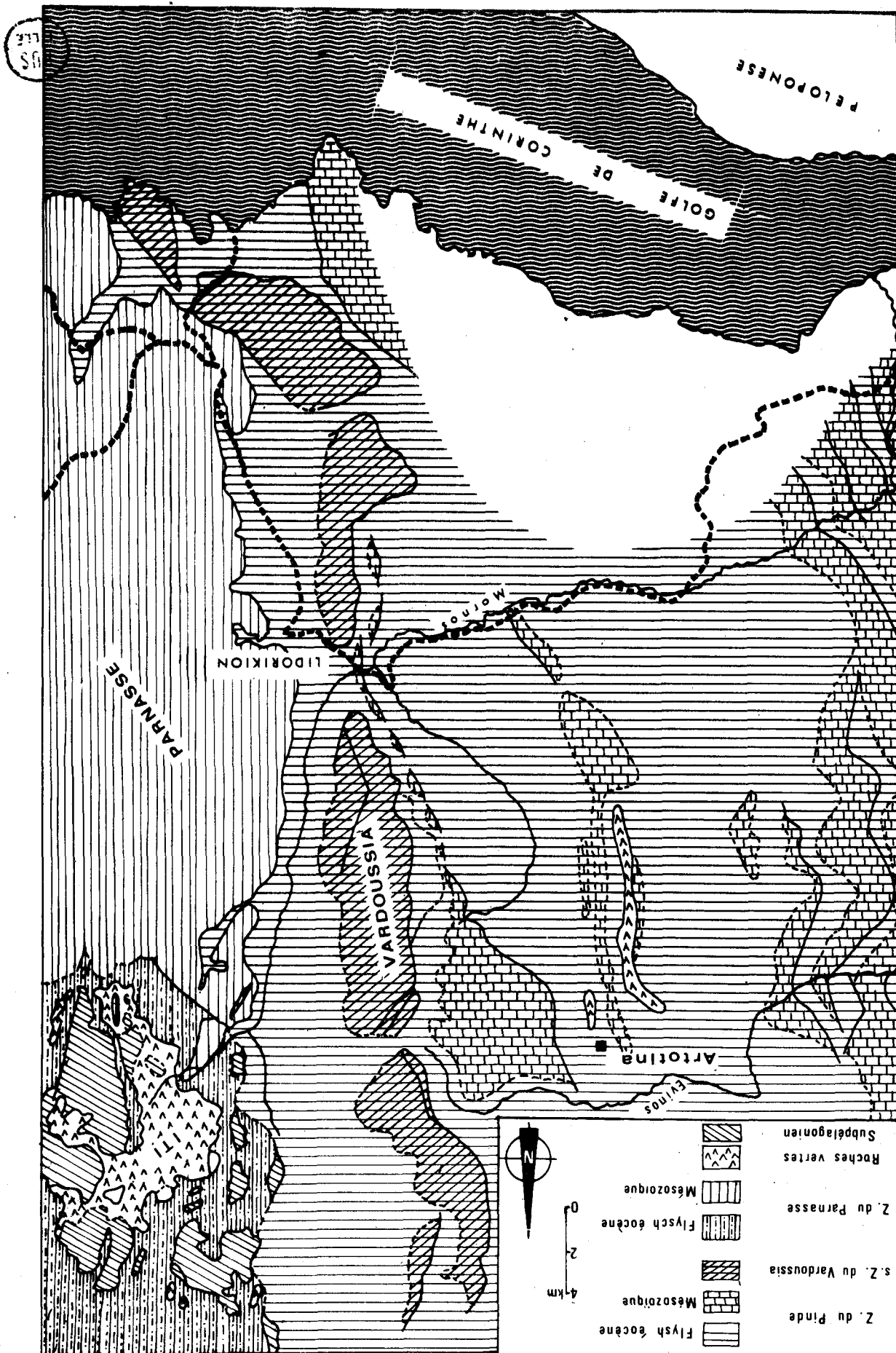
Paul CELET (1962) a étudié l'ensemble situé entre le Golfe de Corinthe et la vallée du fleuve Sperchios, prolongée vers l'Est par le Golfe Maliaque. Un extrait simplifié de la carte au 1/200 000 (fig. 3) publiée par cet auteur dans sa thèse (1962) montre le cadre structural du secteur étudié. La zone du Parnasse à l'Est, chevauche la sous-zone du Vardoussia (Pinde interne) qui, elle-même, chevauche le Pinde oriental étolique. Ce dernier est un vaste synclinorium écaillé de flysch tertiaire. Dans sa partie médiane affleurent une arête calcaire d'âge crétacé supérieur et des ophiolites, en particulier des serpentinites.

Ces roches vertes ont été signalées par C.A. KTENAS et Ph. NEGRIS en 1910 (2); ils parlent de "gabbros, spilites et porphyres" sans toutefois interpréter leur présence. C. RENZ en 1928, puis dans l'important recueil posthume de ses travaux, publié en 1955 - mentionne ces roches et les interprète comme provenant d'éruptions tardives tertiaires. Un petit affleurement ophiolitique est figuré au Sud du village d'Artotina, sur la carte géologique au 1/500000 due à cet auteur.

(1) Le contenu de cette appellation sera discuté ultérieurement.

(2) Historique in P. CELET (1962).

FIGURE 3



Dans sa thèse (1962), P. CELET décrit et cartographie ces "roches vertes du Pinde d'Etolie" (fig. 3). Il les compare avec celles du Massif de l'Iti et note une forte ressemblance pétrographique. Les ophiolites de l'Iti - étudiées également par cet auteur - "forment une klippe se rattachant au système éruptif de la zone subpélagonienne" (1962, p. 99).

P. CELET pense que ces roches vertes totalement isolées au milieu des formations gréseuses du flysch (p. 103) pourraient être des "lambeaux détachés du complexe ophiolitique et glissés sur le fond schisteux de la mer éocène lors du dépôt du flysch" (p. 104). A la page 373, l'auteur écrit encore : "leur situation et leur nature pétrographique nous obligent à écarter l'origine profonde de ces roches qui semblent avoir pris place à la manière de certaines klippes sédimentaires d'Algérie" faisant référence aux travaux d'A. CAIRE (1957, thèse). Cette hypothèse a été retenue par J. DERCOURT dans sa synthèse géotectonique de 1970 (p. 273, note infrapaginale).

En 1961-1962, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS ont étudié et cartographié (1) "le synclinal de flysch du Pinde Oriental d'Etolie" (P. CELET, 1962, p. 372) plus au Nord. Leur mémoire paru en 1969 mentionne "des olistholites et des olisthostromes (...) dérivant tous de calcaires mésozoïques".

Par ailleurs, la région Nord-Ouest de Nafpaktos a été cartographiée (2) par L.D. LOFTUS (1963-64) et P. TSOFLIAS (1966-67).

(1) Carte géologique grecque au 1/50 000 feuilles de Karpenision et du Sperchios ("Sperchias sheet"), 1970.

(2) Carte géologique grecque au 1/50 000, feuille de Nafpaktos, 1971.

OBJET DU MEMOIRE

Nous venons de voir l'existence de roches vertes dans la partie médiane du synclinorium du Pinde Oriental d'Etolie. Le but des études entreprises était de préciser la position structurale de ces ophiolites, d'essayer d'en déterminer l'origine et de chercher d'éventuels affleurements de même nature jusqu'à la côte septentrionale du Golfe de Corinthe.

Il apparaît que ces éléments éruptifs affleurent rarement seuls, directement au contact du flysch environnant; ils sont associés à des niveaux sédimentaires variés eux-mêmes différents de la série environnante. J'ai appelé "xénolithes" les éléments éruptifs et sédimentaires étrangers au contexte du synclinorium de flysch tandis que ce dernier et son soubassement constituent l'autochtone relatif ou para-autochtone.

J'ai cherché à distinguer les niveaux sédimentaires de cet autochtone relatif des sédiments étroitement associés aux roches éruptives. J'ai étudié l'autochtone relatif dans un premier temps, puis les sédiments associés aux roches éruptives pour les comparer aux niveaux du même âge des séries voisines. En même temps, j'ai essayé d'observer les rapports structuraux entre l'ensemble xénolithique et le flysch.

Pour ces raisons, je commencerai par l'étude de l'autochtone relatif pindique. De ces séries affleurent le plus souvent le Crétacé supérieur calcaire, le flysch éocène et les couches de transition entre les deux.

CHAPITRE PREMIER

L'autochtone relatif Pindique
et la sous-zone du
Vardoussia

CHAPITRE PREMIER

L'AUTOCHTONE RELATIF PINDIQUE

ET LA SOUS-ZONE DU VARDOUSSIA

I - INTRODUCTION

La série mésozoïque de la nappe du Pinde montre une assez grande homogénéité longitudinale, depuis le Nord de la Grèce continentale (J.H. BRUNN, 1955), la Thessalie (J. AUBOUIN, 1959) jusqu'en Etolie (P. CELET, 1962). Son prolongement en Péloponèse appelé Pinde-Olonos (J. DERCOURT, 1964) en diffère peu.

Nous envisagerons surtout le Crétacé supérieur calcaire et les couches de passage du flysch tertiaire, bien représentés dans le secteur étudié. Certaines particularités du flysch lui-même seront décrites dans le second chapitre.

P. CELET (1962) décrit au niveau du village de Psilo Chorio, des calcaires en plaquettes gris ou roses à faciès pélagique, contenant une association de *Globotruncana* du Sénonien. L'auteur retrouve les mêmes niveaux à l'Est, près du village de Dafnos, au pied du Vardoussia ainsi que dans les écailles occidentales. Les couches de passage du flysch de la série pindique ont été étudiées au Nord du Sperchios par J. AUBOUIN (1955); l'auteur décrit un passage progressif par intercalations marneuses et gréseuses entre les bancs de calcaires d'âge maestrichtien, avec une augmentation progressive des niveaux détritiques au Dano-Paléocène ("série fondamentale" calcaire et "série additionnée" déritique terrigène).

P. CELET (1962) a noté au niveau de la sous-zone du Vardoussia, un passage beaucoup plus rapide; au-dessus des calcaires apparaît une masse importante de marnes feuilletées roses d'âge danien, qui supportent le flysch gréso-pélite ocre.

Plus récemment, ces couches de passage ont été étudiées par J. J. FLEURY (1970) à l'Est et à l'Ouest de notre secteur, à l'aide de repères micropaléontologiques. Il précise la différenciation des couches de passage entre la série pindique d'Etolie et la série du Vardoussia.

Nous suivrons la subdivision : Pinde d'Etolie - Sous-zone du Vardoussia.

II - LES COUPES DANS LA SERIE PINDIQUE D'ETOLIE

Elles sont localisées sur la figure 4. Les coupes 4 A et 4 D appartiennent à la première écaille calcaire bordant à l'Ouest le synclinorium de flysch (zone des "écailles occidentales d'Etolie", P. CELET, 1962). Les deux autres (4 B et 4 C) se situent au niveau de l'arête médiane dont la structure sera discutée ultérieurement.

II-1. Coupe de Spilia (Coupe 4 A, fig. 5)

La nouvelle route nationale Nafpaktos-Eratini-Itea par la côte traverse au niveau de Glifada un cône de déjection torrentiel et immédiatement à l'Est un éperon calcaire orienté NNW-SSE. On peut y voir d'W en E (pendage moyen N - 150 40°E) :

- 1) un ensemble de teinte rouge lie de vin de 7-8 m d'épaisseur où alternent
• des lits pélitiques non consolidés très légèrement marneux,
• des niveaux durs de quelques centimètres d'épaisseur, manganésifères (surfaces d'aspect gris métallisé).

Certains de ces bancs sont des radiolarites franches (Ech. B 74-103) très imprégnées d'oxydes et presque opaques en lame mince;

- 2) une formation de teinte rouge rosé où alternent des bancs de radiolarites de 15 à 20 cm d'épaisseur (Ech. B 74-105, B 74-106) et des interlits pélitiques très minces;

- 3) une alternance de marnes rouges - calcaires - radiolarites où se répète la séquence suivante, de bas en haut :

• banc calcaire rose à fantômes de radiolaires de 30 cm avec un niveau de radiolarites dans sa partie médiane;

• trois ou quatre fines alternances de calcaires roses et de marnes roses (bancs de 1 à 2 cm). Ces calcaires fins, cryptocristallins (Ech. 73-74-100) ou microbréchiques bien classés (éléments de l'ordre de 0,2 à 0,5mm) à ciment microspartique. L'échantillon B 74-108 (second faciès) a fourni :

- des petits foraminifères benthiques,
- des Pithonelles, des Calcisphères,
- *Rotalipora* sp. remanié,

- des *Globotruncana* bicarénés indéterminables, ce qui indique le Turonien (limite Cénomanién-Turonien possible).

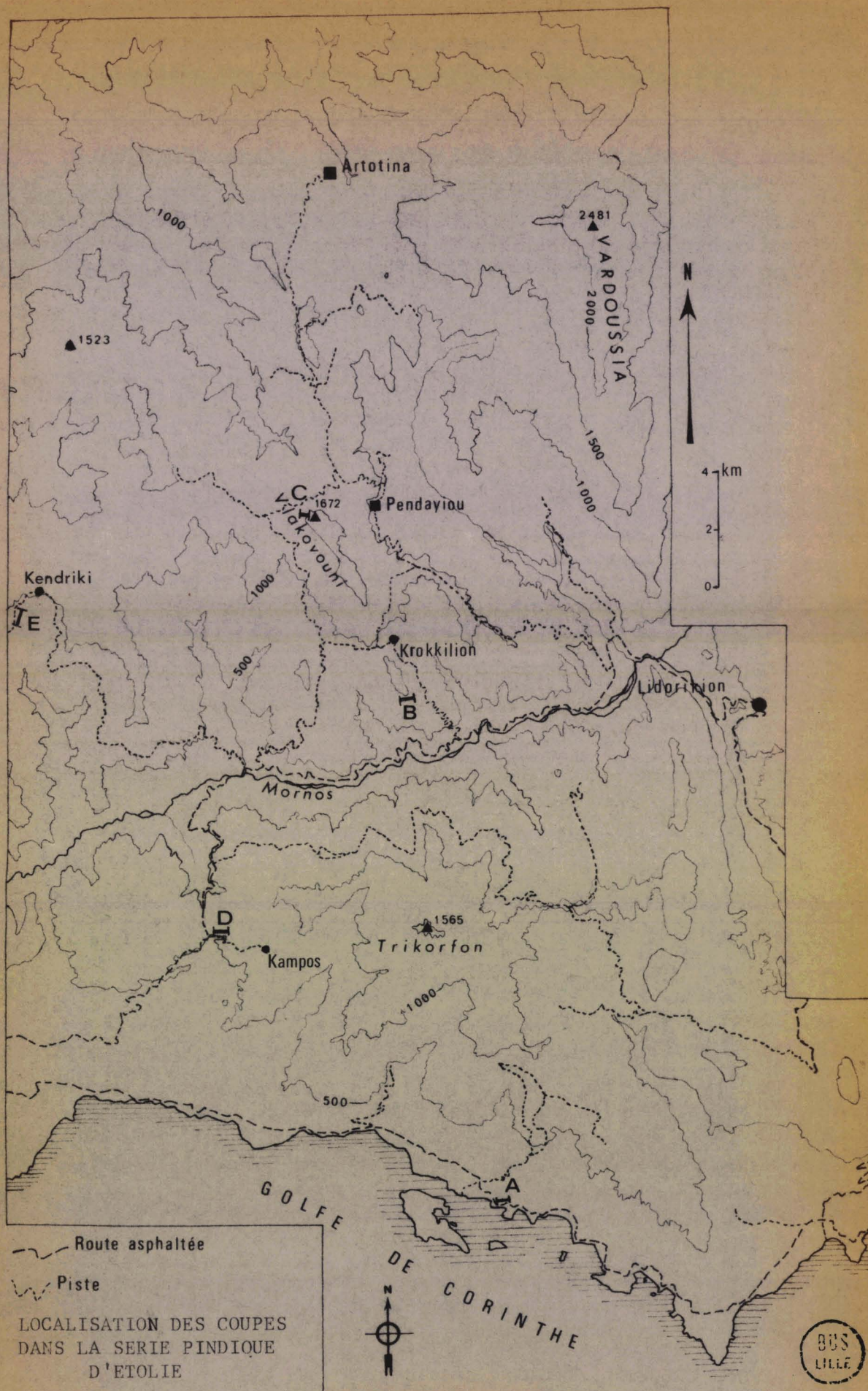


Figure 4

- 4) des calcaires gris en bancs minces (15-20 cm en moyenne) avec des lits siliceux gris foncé bleuté.

Les 20 premiers mètres observables sont riches en lits de silice. Les calcaires sont cryptocristallins (B 74-114, B 74-115) et présentent quelques interlits marneux fins et de nombreux joints stylolithiques parallèles à la stratification.

Dans les 50-60 m qui suivent tandis que les niveaux siliceux disparaissent presque totalement, apparaissent des bancs calcaires microbréchiques de 30 - 40 cm d'épaisseur. L'éch. B 74-116 montre quelques débris de Rudistes, de jaspe à radiolaires rouges; l'ensemble est bien classé (1 à 2 mm).

- 5) Le début des couches de passage du flysch : l'ensemble précédent se termine par des niveaux rubanés à *Globotruncana*. L'éch. B 74-117 a fourni :

. *Globotruncana fornicata* PLUMMER

. *Gl. gr. stuarti* (DE LAPPARENT)

indiquant le Campanien-Maestrichtien.

En même temps, apparaissent des interlits marneux de teinte jaune et des niveaux gréseux fins. L'éch. B 74-119 est un graywacke à ciment calcaire (quartz, biotite et muscovite chloritisés, feldspaths rares).

Les couches de passage au flysch montrent de nombreux contacts anormaux très légèrement obliques par rapport à la stratification. L'éch. B 74-123 (calcaire cryptocristallin) a livré :

. *Gl. cf. contusa* (CUSHMAN)

. *Gl. cf. gansseri* (BOLLI)

. *Gl. cf. rosetta* (CARSEY)

. *Gl. gr. stuarti* (DE LAPPARENT)

. *Rucemigümbellina fructicosa* EIGER

ce qui situe les niveaux dans le Maestrichtien.

L'absence de niveaux riches en lits siliceux et en *Globotruncana* du Coniacien-Santonien connus ailleurs, pourrait s'expliquer par l'existence dans l'ensemble 4 de contacts anormaux subparallèles à la stratification difficilement observables.

COUPE DE SPILIA

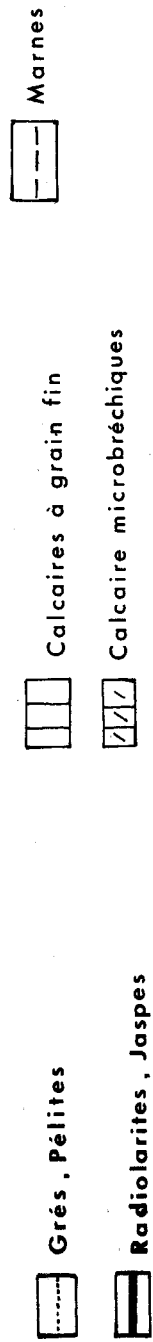
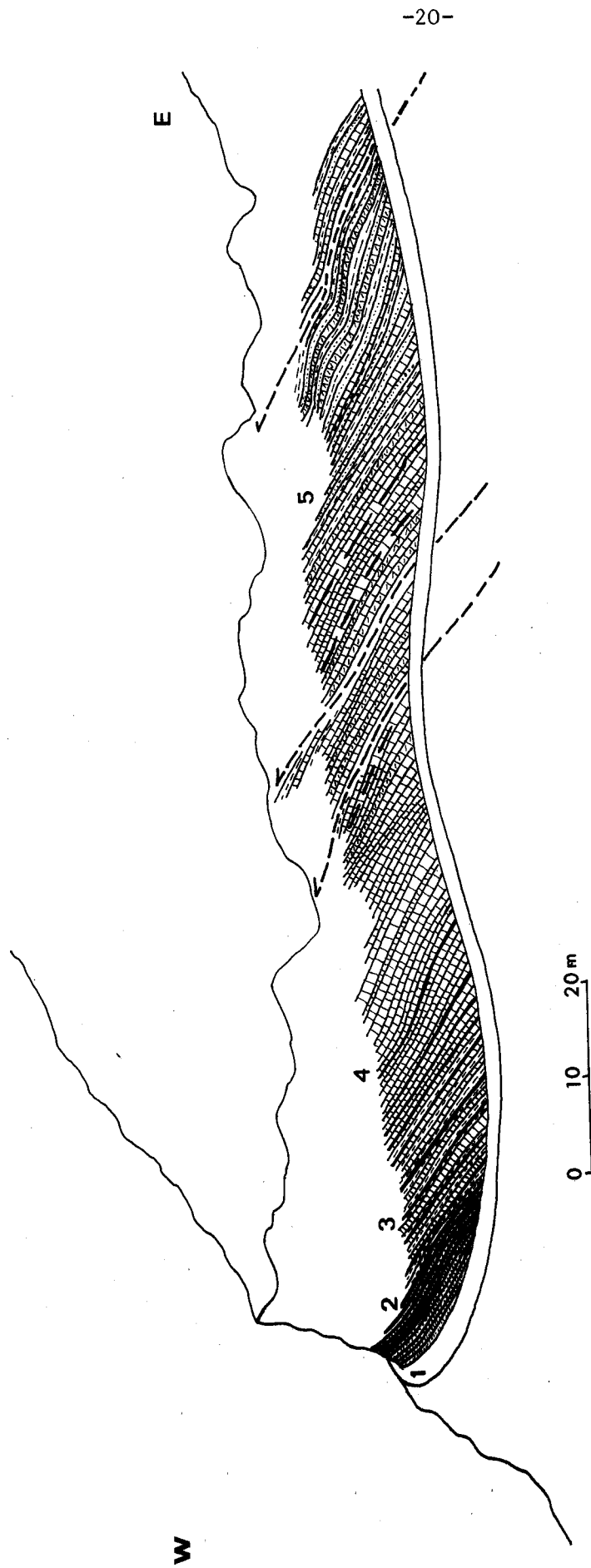


Figure 5
COUPE 4A

Remarque : Le niveau I correspond au sommet du "Premier flysch du Pinde" (J.AUBOUIN, 1959; P. CELET, 1962), limité à sa base par une passée calcaire récemment datée du Berriasien par des Calpionelles (J.J.FLEURY, 1974).

II - 2. Coupe de la route de Kampos (Coupe 4 D, fig. 6)

La route Nafpaktos-Lidorikion emprunte un col, environ 10 km après l'embranchement pour Evpalion. Au sommet, une petite route part vers l'Est en direction du village de Kampos. Environ 200 m après l'embranchement, on peut observer le sommet des calcaires en plaquettes et une transition avec le flysch.

Se succèdent, d'W en E :

- 1) une dizaine de mètres de calcaires à grain fin en bancs minces (10-15 cm) avec quelques bancs microbréchiques de 30 à 40 cm d'épaisseur;
- 2) cinq à six mètres de calcaires microbréchiques massifs de teinte gris sombre;

L'échantillon B 73-218, microbréchique bien classé, montre des débris de Rudistes, d'Echinodermes, des grains de quartz, de feldspaths plagioclases, des fragments de serpentine et de quartzite. La microfaune est remaniée; il s'agit d'*Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Cuneolina* sp., d'âge maestrichtien;

- 3) huit à dix mètres d'une alternance de calcaires marneux et calcaires durs à grain fin en bancs minces (10-15 cm);
- 4) quatre à cinq mètres d'une alternance en bancs minces de calcaires à grain fin et de grès fins.

L'échantillon calcaire B 73-216, micritique, a livré :

- . *Globotruncana* gr. *stuarti* (DE LAPPARENT)
- . " cf. *arca* (CUSHMAN)
- . " *gansseri* BOLLI

ce qui donne un âge maestrichtien.

- 5) trois à quatre mètres d'alternance de marnes et calcaires à grain fin;
- 6) le flysch; il débute par 30 à 40 m d'alternances de grès fins en bancs de 10 à 20 cm séparés par 30 à 40 cm de marnes.



COUPE DE LA ROUTE DE KAMPOS

E

W

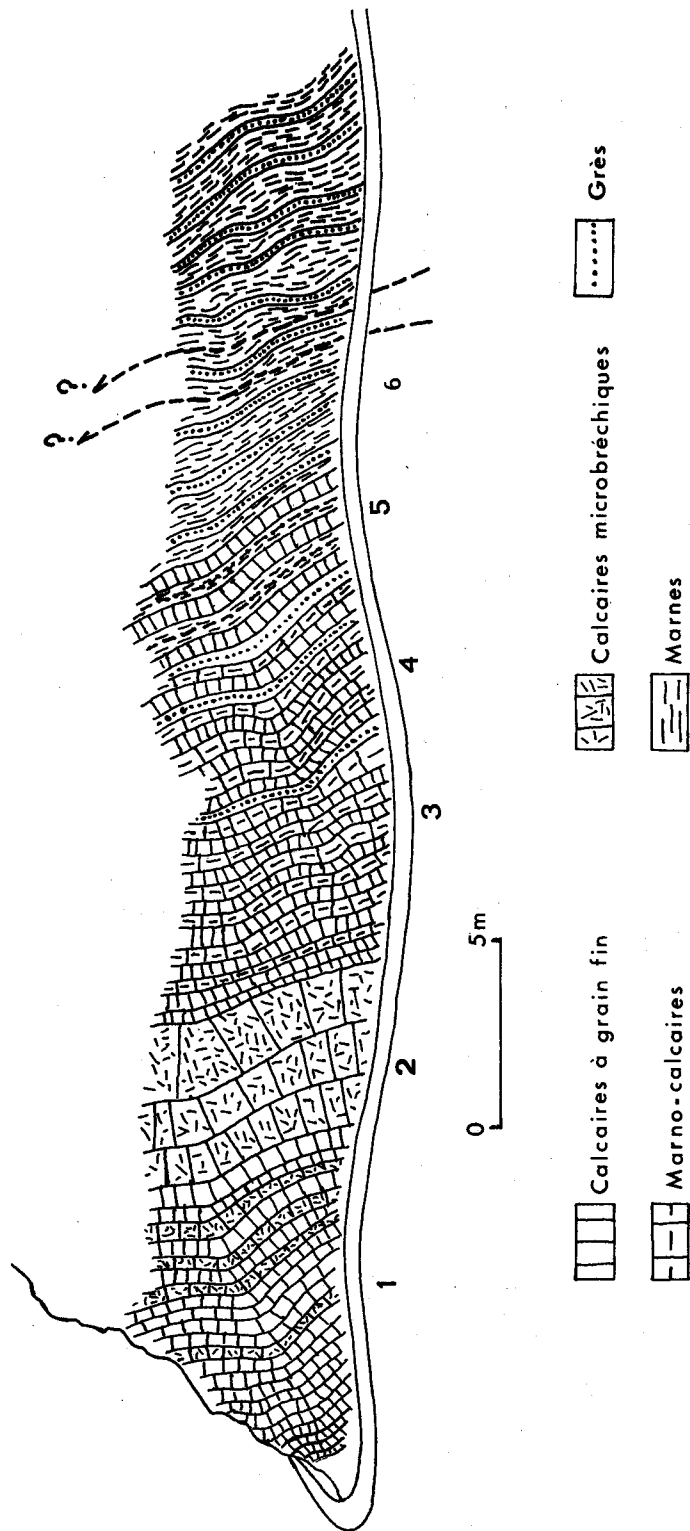


Figure 6 COUPE 4 D

Nous n'avons donc pas ici de niveaux marno-calcaires d'âge paléocène au sommet des couches de transition. On peut attribuer ce fait à la tectonisation; cependant J.J.FLEURY signale dans la région de Karpenision une passée calcaire d'âge paléocène moyen isolée dans le flysch à 70 m au-dessus du Maestrichtien (1968).

II - 3. Coupe de l'extrémité Sud de l'arête calcaire de Krokklion (Coupe 4 B, fig.7)

Elle montre, d'E en W, après une zone d'éboulis calcaire :

- 1) quelques mètres de calcaires microbréchiques alternant avec des grès fins siliceux à ciment calcaire et des calcaires fins marneux; l'échantillon B 73-85 prélevé dans ces derniers montre des débris chloriteux, des grains de quartz dispersés; il a livré des Globigérines tertiaires et *Globorotalia* sp.

Ces niveaux appartiennent donc au Paléocène-Eocène.

- 2) une dizaine de mètres de calcaires microbréchiques à bréchiques en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur. Les échantillons B 73-86 et B 73-87 montrent un ciment microcristallin; les éléments détritiques (de 1 mm à 1 cm environ) sont essentiellement des fragments de micrite à microfaune planctonique, des débris d'Algues (Lithothamniées) d'Echinodermes, de Bryozoaires, de Rudistes et des fragments de roches microlitiques et de serpentine. Ils ont livré la microfaune suivante :

- . *Orbitoides* sp.
- . *Lepidorbitoides* sp.
- . *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK
- . *Globotruncana* cf. *arca* (CUSHMAN)

Celle-ci est remaniée. Ces échantillons n'ont pas livré de microfossile franchement tertiaire .

- 3) Une dizaine de mètres de calcaires à grain fin et marno-calcaires roses en bancs minces; l'échantillon B 73-88 montre, en lame mince, un ciment microcristallin et les mêmes éléments que le B 73-87, bien classés et de taille inférieure au mm. Il a livré :

- . *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT
- . " *contusa* CUSHMAN
- . des débris d' *Orbitoides* sp.

mais aucun élément de microfaune tertiaire.

COUPE DE L'EXTREMITE SUD DE L'ARETE DE KROKKILION

W

E

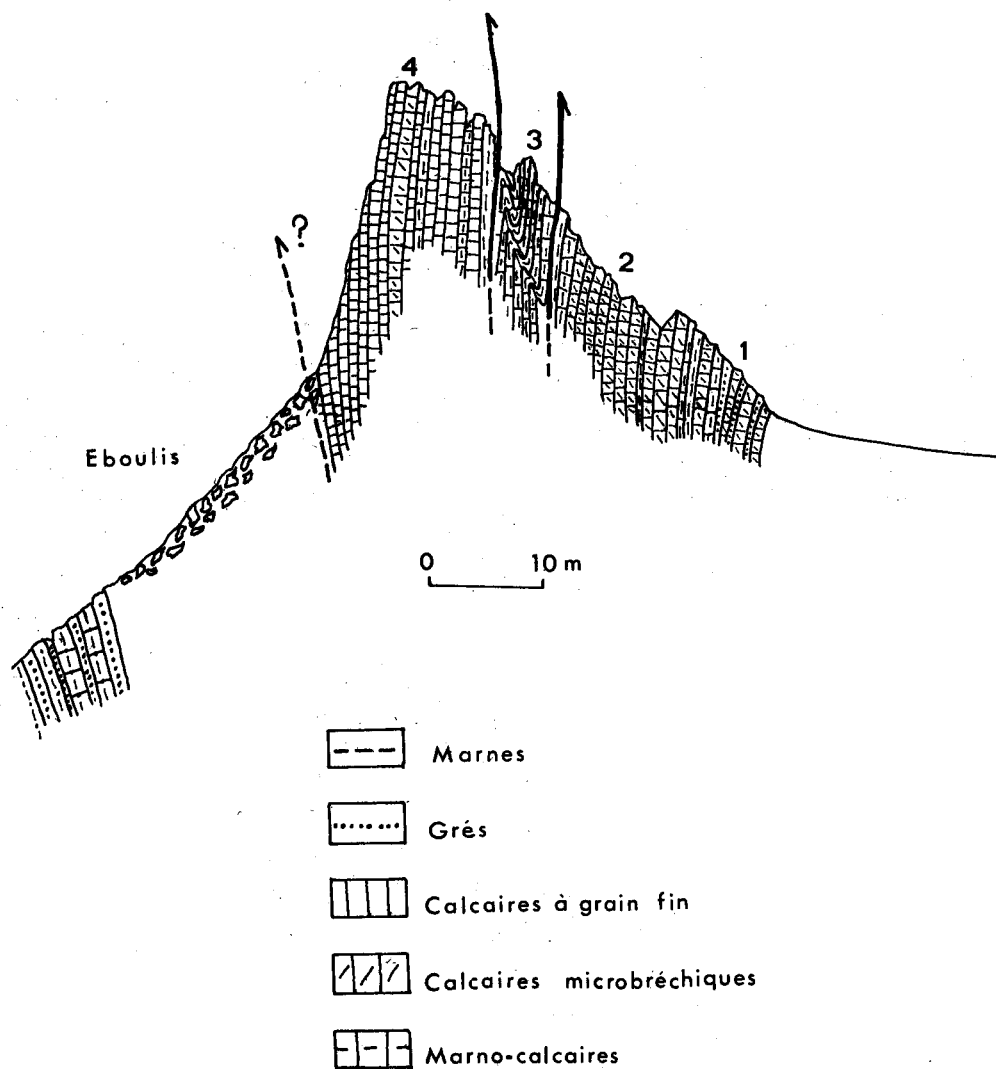


Figure 7

COUPE 4B



- 4) douze à quinze mètres de calcaires fins en bancs minces (10 cm environ) qui forment le sommet de l'arête. Ils sont cryptocristallins et riches en Globigérines et *Globotruncana unicarénés* et bicarénés (*Globotruncana gr. stuarti* (DE LAPPARENT) y a été reconnue). Ces niveaux appartiennent au Maestrichtien.

II - 4. Coupes des flancs Nord et Ouest du Mont Vlakovouni (Coupe 4 C, fig. 8)

Les deux coupes faites sur ces deux versants nous ont fourni exactement le même résultat. Les premières pentes à partir du sommet sont abruptes et correspondent aux couches de passage du flysch; ce dernier apparaît en contrebas après une zone d'éboulis et donne une pente topographique plus douce.

On observe au-dessus de la zone d'éboulis, de bas en haut :

- 1) une alternance de bancs minces de microbrèches calcaires, de grès fins jaunâtres identiques à ceux du flysch et de marnes souvent feuilletées, roses ou grises. Une dizaine de mètres de cette alternance sont visibles.

Les échantillons B 73-106 et B 73-107 (microbréchiques à ciment microcristallin souvent recristallisé) montrent des débris d'Algues (Lithothamniées) Bryozoaires, Echinodermes, des débris de serpentine et des cristaux d'albite authigène maclée.

La microfaune comprend :

- . *Lepidorbitorides* sp. en grande abondance (remaniés)
- . *Siderolites calcitrapoïdes* LAMARCK (remanié)
- . un débris de cf. *Discoclina*
- . des globigérines d'affinité tertiaire.

Elle permet de placer ces niveaux dans le Paléocène.

Dans le haut de ces niveaux, les bancs calcaires minces montrent un faciès fin marneux. Les bancs calcaires microbréchiques se raréfient. L'un d'eux a montré (Ech. B 73-119) :

- . *Hellenocyclina beotica* REICHEL (très peu remanié)
- . *Siderolites calcitropoïdes* LAMARK
- . *Omphalocyclus macroporus* LAMARK
- . *Globotruncana gr. stuarti* (DE LAPPARENT)
- . " *rosetta* WHITE

Il n'y a aucun élément paléocène dans cet échantillon.

COUPE DES FLANCS NORD ET OUEST DU MONT VLAKOVOUNI.

SE

NW

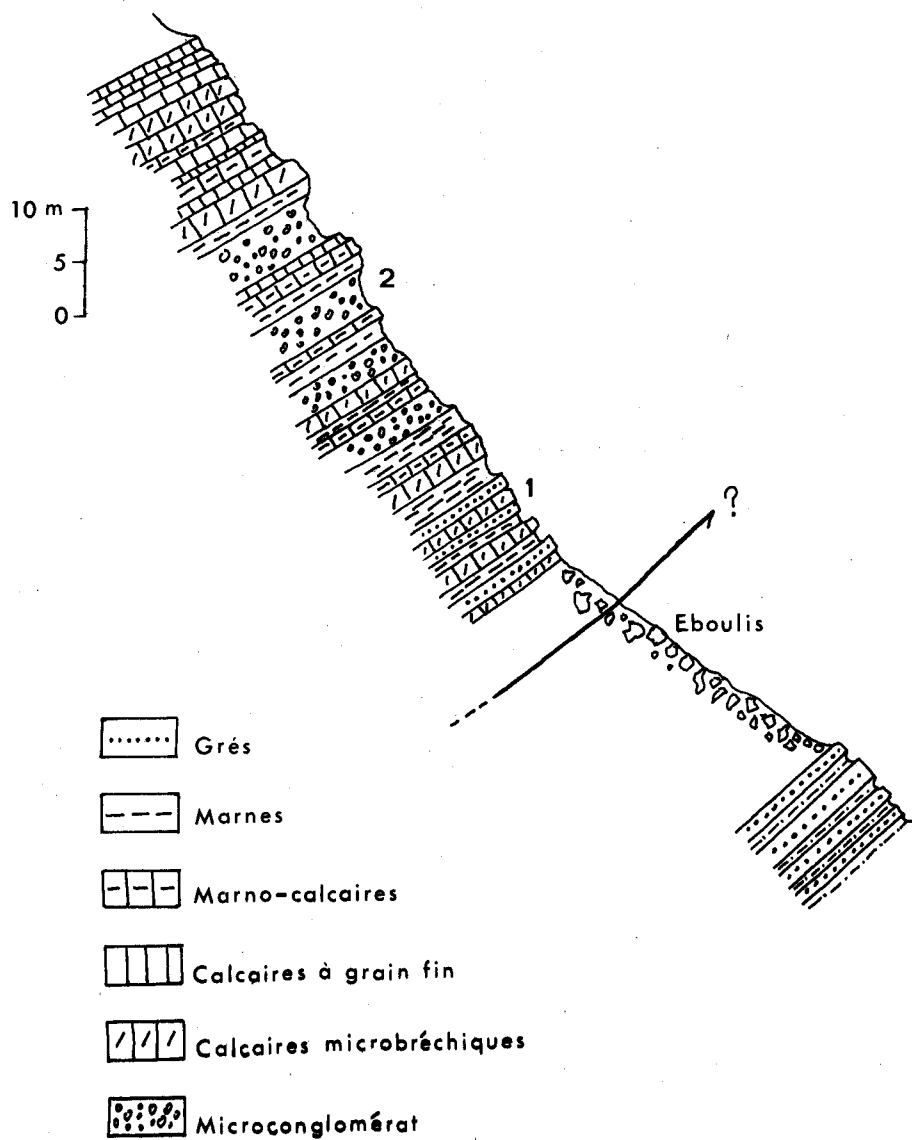


Figure 8

COUPE 4C



Le flanc W de cette arête est une falaise quasi-verticale. Au pied de cette falaise, environ 50 m plus bas, on trouve, avec un pendage de 70°NE des niveaux de calcaires et marno-calcaires en bancs minces alternant avec des bancs de grès fins. Ces niveaux sont identiques au niveau du flanc E; comme ils représentent des couches de passage des calcaires maestrichtiens au flysch éocène, l'arête serait donc un coeur anticlinal très pincé et cisailé au niveau du flanc inverse.

- 2) Une alternance de microconglomérats en bancs épais (1 à 2m), de calcaires marneux roses ou blancs et de marnes feuilletées de même teinte en bancs minces. Ces brèches contiennent des éléments anguleux et arrondis appartenant aux niveaux calcaires et marneux adjacents et des débris serpentineux. Le classement en est très mauvais (les plus gros éléments sont des galets marneux de 10 cm environ). Elles sont très friables; leur matrice essentiellement argileuse et peu consolidée. Les microfaunes suivantes proviennent des niveaux marno-calcaires (lame mince ou acétolyse) :

- Echantillon B 73-122 : *Globo truncana contusa* CUSHMAN
- " B 73-111 : " *gr. stuarti* (DE LAPPARENT)
- " *mayaroensis* BOLLI
- " *contusa*
- " *rosetta* CARSEY

des hétérohélicidés complexes.

- Echantillon B 73-120 : *Racemigümbellina fructicosa* (Hétérohélicidé)
- Globo truncana mayaroensis* BOLLI
- " *gr. stuarti*

Ces niveaux appartiennent donc au Maestrichtien supérieur.

Nous trouvons donc sur le flanc W du Mont Vlakovouni une série inverse qui peut correspondre au flanc inverse d'un anticlinal couché à coeur calcaire crétacé supérieur. Le flanc E de ce mont est couvert d'une épaisse forêt; les affleurements qui y sont disséminés montrent toujours des calcaires en bancs minces roses ou gris avec souvent des surfaces d'aspect métallisé manganésifères qui appartiennent à la base des calcaires en plaquettes. Ils correspondent au coeur de l'anticlinal couché, cisailé au niveau de son flanc inverse.

II - 5. Les écaillles basales du front du Vardoussia

La figure 3 extraite de la carte de P. CELET (1962) montre immédiatement à l'avant du Vardoussia un alignement d'écaillles calcaires ("écaillles frontales du Vardoussia"). Cette unité se développe considérablement au Nord où elle forme le massif du Korifi. P. CELET démontre son appartenance à la série pindique d'Etolie. J'ai pu moi-même compléter cette vérification plus au Sud, au niveau du village de Diakopi et dans la partie la plus méridionale du secteur étudié.

- 1) Au niveau du col qui sépare Stilia de Milia affleure sur le flysch un lambeau de dimension hectométrique de calcaire en plaques alternant avec des bancs épais microbréchiques. A sa base, on observe un niveau broyé.
- 2) Au niveau du village de Milia affleure 50 à 60 m de calcaires en plaquettes alternant avec des bancs de jaspes gris et des bancs épais (1 à 2 m) de calcaire microbréchique. Ces niveaux montrent des débris de Rudistes, lithothamnies, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides* sp. et des Orbitolines remaniées. Ils ont livré :

- . *Globotruncana arca* CUSHMAN
- . " *aff. contusa* CUSHMAN
- . " *cf. stuartiformis* (DE LAPPARENT)
- . " *fornicata* PLUMMER

et sont datés du Campanien-Maestrichtien (plutôt Campanien par l'absence de microfaune maestrichtienne).

Il est remarquable de noter dans la même lame des Orbitolines et des Orbitoïdés ramaniés (B 73-172).

- 3) Il existe deux autres écaillles appartenant aux mêmes niveaux de la même série, plus au Sud encore entre le Koutsouros et Microvouni.

On observe donc tout au long du Vardoussia et de son prolongement au Sud de Mornos, le jalon le plus interne visible de la série pindique d'Etolie. L'abondance de niveaux calcaires microbréchiques pourrait permettre de rapprocher ces écaillles des faciès observés au niveau de l'arête médiane. Ce jalon est de plus en plus réduit à l'affleurement vers le Sud pour des raisons tectoniques.

Au Nord, la carte au 1/50.000 de K.E. KOCH, H.J. NICOLAUS et G.A. KALLERGIS montre la disparition de cette unité, corrélativement à un élargissement du synclitorium de flysch. Les calcaires crétacés de la série du Vardoussia ("ultrapindique") viennent chevaucher directement le "flysch pindique oriental".

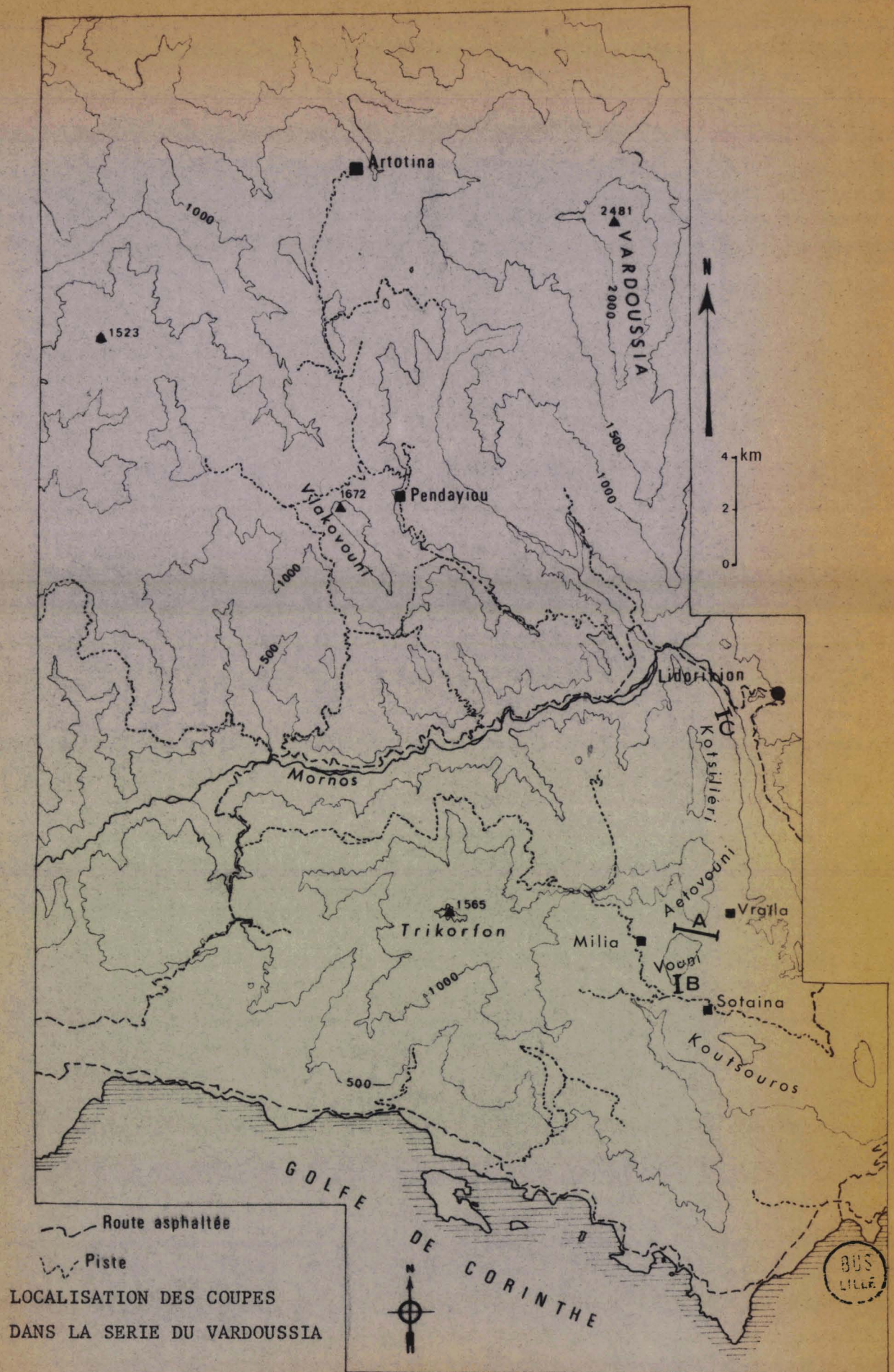


Figure 9

II - 6. Conclusion

Les coupes A, B, C et D nous ont montré des faciès pélagiques au Sénonien avec apparition de bancs microbréchiqques à éléments nérétiques remaniés au Maestrichtien. Au sommet de cet étage des marnes et grès fins en bancs minces se superposent progressivement à la série carbonatée. La coupe s'individualise par l'existence de microconglomérats mal classés en bancs épais et riches en débris de jaspes et serpentines traduisant des arrivées brutales à la fin du Maestrichtien. Nous verrons ce phénomène s'accroître dans les niveaux synchrones de la série plus orientale du Vardoussia. Il faut noter également que les coupes B et C, bien que partielles, montrent une richesse relative en marno-calcaires et marnes roses supérieure à celle des coupes A et D. Nous verrons également ce phénomène s'accroître fortement dans la série du Vardoussia.

Remarque : Une autre coupe effectuée au niveau de la première écaille occidentale, au SW du village de Kendriki (coupe 4 E) a donné sensiblement les mêmes résultats que les coupes 4 A et 4 D.

III - LA SOUS-ZONE DU VARDOUSSIA

Définie par P. CELET (1959), elle est représentée par la chaîne très escarpée du Vardoussia au Nord du Mornos. Au Sud de ce fleuve, elle se prolonge par quatre monts beaucoup plus modestes : Kotsilieri, Aetovouni, Vouni et Koutsouros. L'auteur a étudié cette série en détail, tout au long du Vardoussia lui-même, au Nord du Kotsilieri et au Sud, entre Amigdalia et Eratini.

Il résume la série :

- Trias supérieur-Lias : calcaires dolomitiques à Halobies, calcaires jaspeux et dolomies, puis calcaires et radiolarites;
- Jurassique moyen-supérieur : des radiolarites, puis des alternances de calcaires, jaspes et schistes;
- Jurassique terminal-Tithonique : calcaires microbréchiqques à silex suivis de calcaires oolithiques ou graveleux à Trocholines;
- Tithonique-Eocrétacé : calcaires bréchiqques à Ellipsactinies et mélange de radiolarites, calcaires pélagiques et calcaires biosclastiques;
- Mésocrétacé : grès, marnes et calcaires à débris d'orbitolines;
- Néocrétacé : calcaires pélagiques en plaquettes et calcaires microbréchiqques;
- Dano-Paléocène : marnes schisteuses roses à récurrences calcaires microbréchiqques formant la transition avec le flysch.

COUPE DES GORGES DE MILIA

-32-

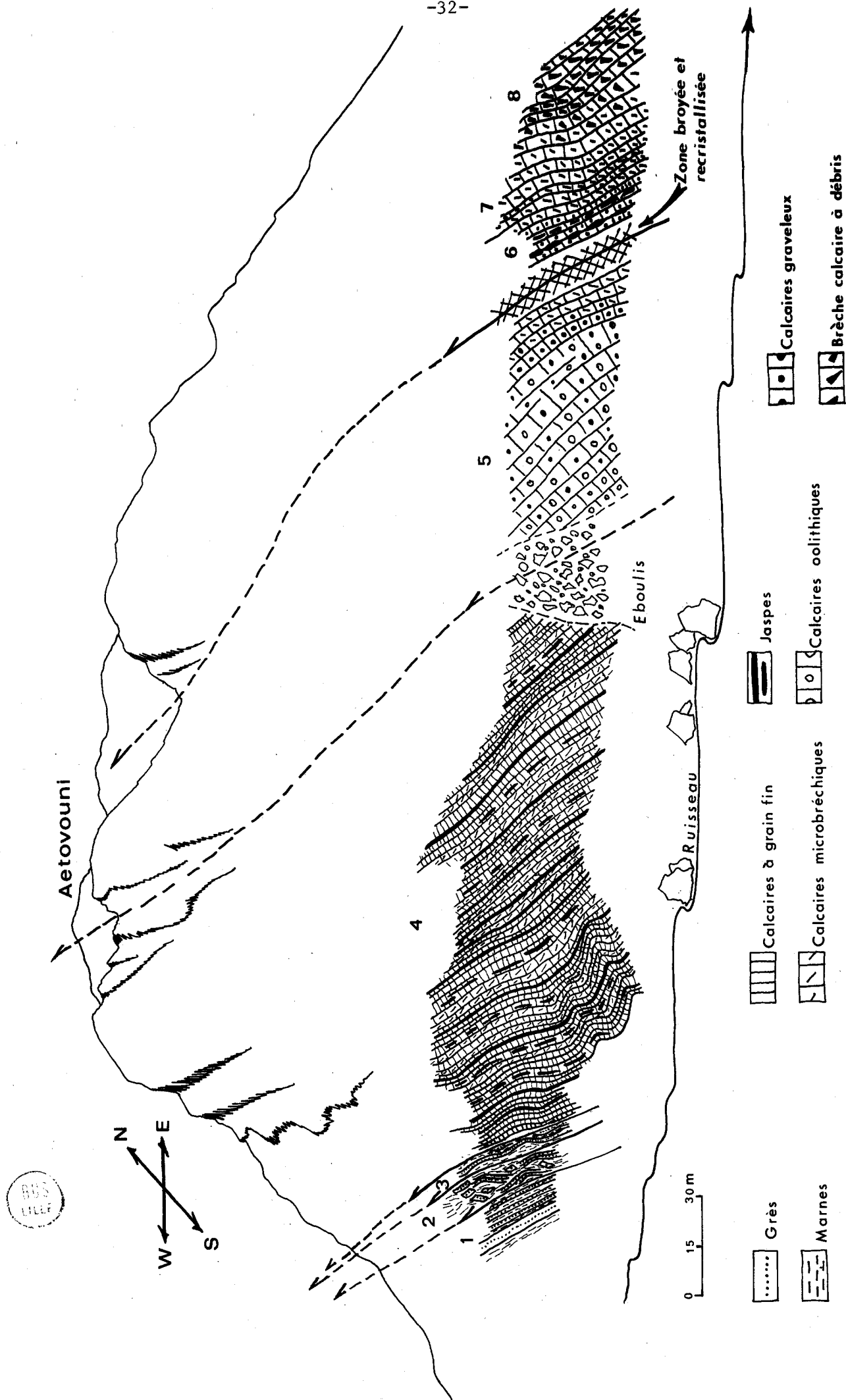


Figure 10
COUPE 9A

L'auteur souligne l'existence dans le Sud de "faciès aberrants" dans une zone où "les unités tectoniques s'affrontent et s'empilent dans une situation telle que toute tentative de séparation des zones de faciès est extrêmement délicate".

Notre étude de cette sous-zone bien connue s'est limitée à une coupe presque complète au Nord du village de Sotarina (voir fig. 9) et à l'étude des couches de passage au flysch au sud de Mornos.

III - 1. Coupe des gorges de Milia (Coupe 9 A, fig. 10)

- 1) A environ 1 km à l'Est de Milia, une petite rivière coulant vers l'Est a découpé un ravin profond et étroit entre les sommets Vouni et Aétovouni. On observe d'Ouest en Est en suivant un monopate qui relie Milia à Vraïla:

1° - du flysch dont les bancs de grès sont épais (2 à 3 m) et séparés par 5 à 6 m de fines alternances gréso-marneuses. Ceci se répète un grand nombre de fois;

2° - une zone de broyage, marquée par des blocs de grès provenant de la dissociation de bancs de type précédent englobés dans des marnes et des paquets de flysch fin très plissotés;

3° - Une quinzaine de mètres de flysch très légèrement plissoté mais sans cassure ni disharmonie; un nouveau contact anormal les sépare des niveaux suivants;

4° - des calcaires en plaquettes intercalés de jaspes plissotés où se succèdent :

- les premières dizaines de mètres sont à grain fin. L'échantillon B 74-187 montre une micrite à fantômes calcitiques de radiolaires et "filaments dispersés" (débris de petits Lamellibranches ?) droits ou courbes. Il n'a pas fourni de conodontes.
- les niveaux suivants sont de teinte plus noire et s'y intercalent des bancs épais (1 à 2 m) microbréchiques.

L'échantillon B 74-188 (calcaire fin) montre de nombreux liserés opaques d'oxydes métalliques. L'échantillon B 73-187 à B 73-188 n'ont pas livré de conodontes.

Les jaspes apparaissent disséminés dans toute cette formation, soit en lits continus, soit en rognons ou en lentilles effilochées.

Quatre échantillons pris dans les derniers cinquante mètres de cette formation ont livré des conodontes (B 74-191 à B 74-194). Il s'agit de micrites ou de calcaires graveleux à "filaments", débris d'échinodermes et rares radiolaires. Ils montrent une dolomitisation faible (environ 1%) mais nette en rhomboèdres de 1/2 mm environ. Une coloration sélective par le Magnésion II (SOUBIAS, 1974) a confirmé ce fait.

Les conodontes ont été étudiés par MM. R. FISCHER et G. KAUFFMANN de l'Université de Marburg (Allemagne). Je les en remercie. Leurs résultats sont les suivants :

B 74-191 : *Epigondolella nodosa* HAYASHI
Epigondolella postera KOSUR et MOSTLER

Cet échantillon a livré aussi des petites dents de poissons. Il est daté du Norien inférieur.

B 74-192 : *Epigondolella bidentata* MOSHER
Epigondolella permica HAYASHI
Neohindeodella sp.

L'échantillon contient également des petites dents de poissons. Il est d'âge Norien supérieur.

B 74-193 : *Epigondolella permica* HAYASHI
Neogondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV
Cela donne un âge carnien terminal-Norien.

B 74-194 : *Epigondolella* sp. (*E. bidentata* MOSHER ?)
Hindeodella (*Metaprioniodus-andrusovi* KOSUR et MOSTLER)
d'autres conodontes indéterminés.

Nous avons encore le Norien (probablement supérieur).

Une partie des calcaires à filaments (sommet présumé) couvre donc l'ensemble du Norien.

Ces calcaires à "filaments" et jaspes affleurent sur environ 400 m. Compte tenu du pendage et des plis, on peut évaluer l'épaisseur maximale présente à 200-250 m.

- 5) Des calcaires massifs de teinte très claire, séparés des précédents par un contact anormal (quelques mètres d'éboulis masquent la jonction au niveau du monopate; sur la paroi Nord du ravin, on observe une légère disharmonie.)

Ce sont des calcaires graveleux et oolithiques dont la taille des éléments varie rythmiquement (de 1/10 à 3 mm) ce qui permet de confirmer le pendage quand le litage, fruste, n'apparaît pas.

Les échantillons B 74-195 et B 74-202 montrent des oolithes et des gravelles dans un ciment microsparitique à sparitique. Une dolomitisation faible (environ 1 %) affecte ces niveaux sous forme de grands cristaux euhédriques, parfois concentrés suivant des joints stylolithiques parallèles à la stratification.

L'échantillon B 74-200 montre des fragments d'Orbitolines, ce qui indique au 2/3 supérieur de ces calcaires, un âge aptien-albien ou plus récent. L'échantillon B 74 -201 montre des Lenticulines et des embryons d'Ammonites. J'ai également trouvé un galet éboulé de calcaire blanc à Ellipsactinies.

Le sommet de ces niveaux est microbréchique à tâches noirs. En lame mince, on n'observe plus ni oolithes ni gravelles. Une dolomitisation y existe encore.

Une zone fortement recristallisée borde un contact anormal subparallèle à la stratification, il fait réapparaître des calcaires graveleux.

- 6) des calcaires graveleux à grain très fin contenant des lentilles de jaspes (10 à 15 m).
- 7) 20 à 30 m de brèches calcaires remaniant les faciès sous-jacents (brèche intraformationnelle) ainsi que des débris vermiculés (Algues ?). L'échantillon B 74-206 a livré *Labyrinthina mirabilis* WEYNCHENK situant ces niveaux dans le Jurassique supérieur.
- 8) des brèches calcaires à débris de Rudistes. Le versant E est une surface structurale de ces niveaux dont nous verrons une coupe ailleurs. L'échantillon B 74-205 montre beaucoup de débris d'Echinodermes, des Miliolidés, des petits Foraminifères benthiques.

II.2. Coupe de la route Sotaina-Milia (Coupe 8 B, fig. 11)

Cette coupe termine pratiquement en continuité la coupe A, dans un secteur où les calcaires bréchiques du Crétacé supérieur reprennent un pendage nettement supérieur à la pente topographique.

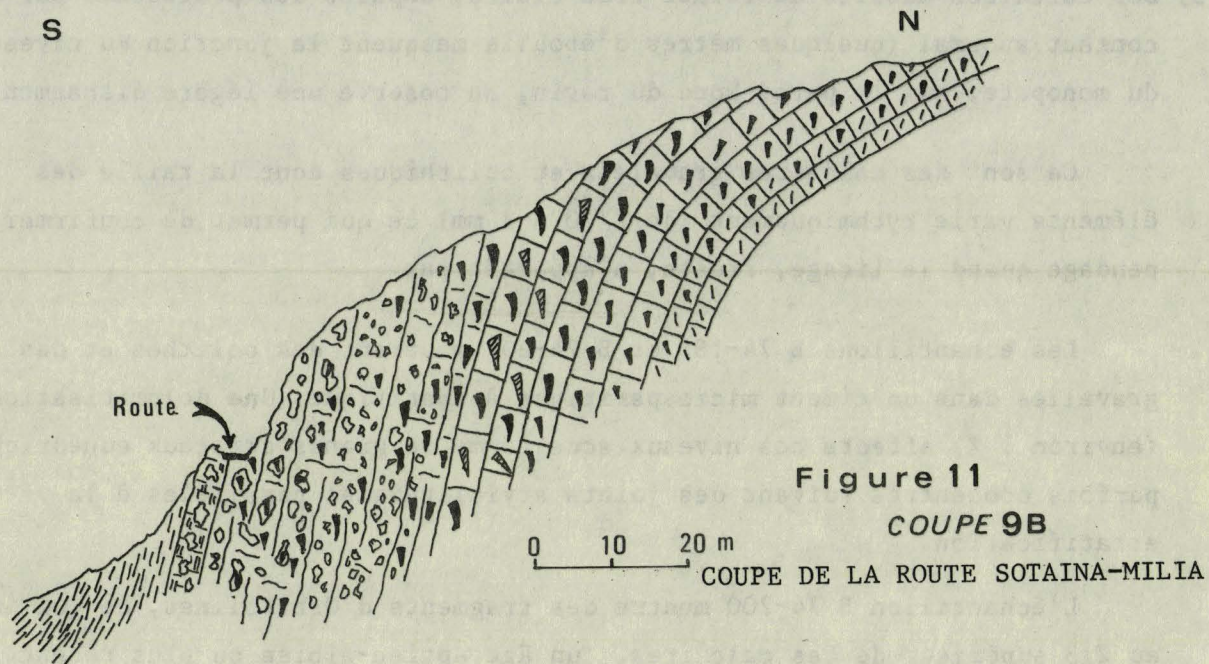


Figure 11

COUPE 9B

COUPE DE LA ROUTE SOTAINÀ-MILIA

- | | | | |
|---|---------------------------|---|--|
|  | Marnes roses feuilletées |  | Brèche calcaire à débris de Rudistes et Nerinées |
|  | Calcaires microbréchiques |  | Mégabrèche calcaire |
|  | Marno-calcaires roses | | |

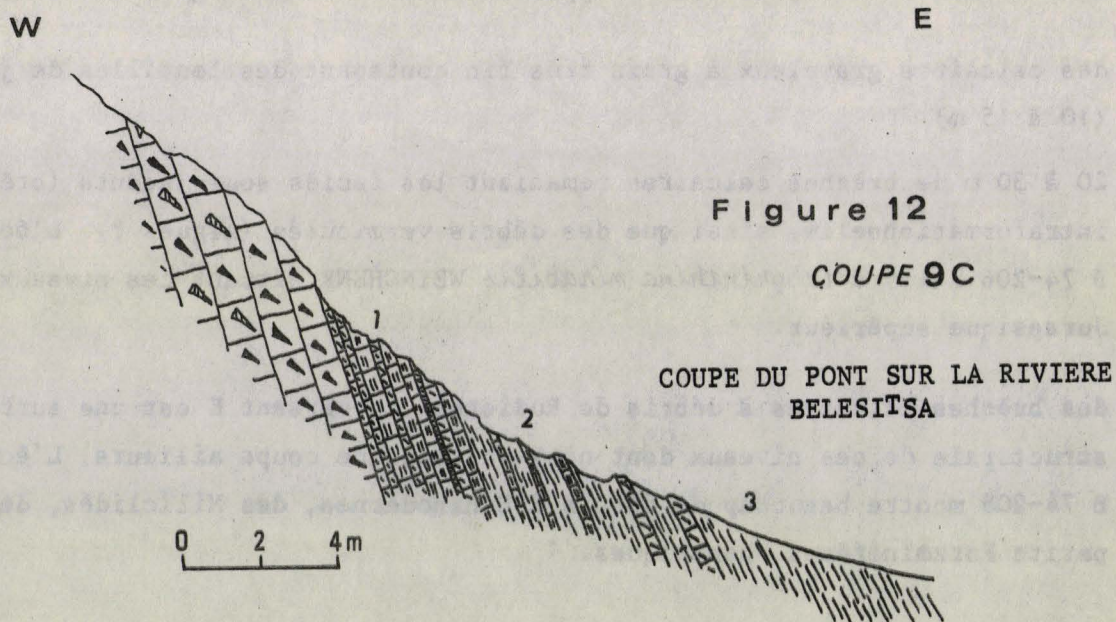


Figure 12

COUPE 9C

COUPE DU PONT SUR LA RIVIERE
BELESITSA

Elle montre du Nord au Sud, (après les faciès du niveau 7 de la coupe A) :

- 1) une masse de 80 à 120 m d'épaisseur de calcaires d'abord microbréchiques. Les éléments sont des débris du Rudistes, de Nérinées et des fragments de calcaires contenant ces mêmes fossiles, ce qui traduit un double remaniement. Vers le Sud, les éléments de la brèche deviennent de plus en plus gros.
- 2) 10 à 15 m d'un "mégabrèche" calcaire dont les blocs peuvent atteindre 2 m; ceci est très bien visible sur le bord même de la route Sotaina-Milia. Certains de ces blocs montrent en lame mince (B 74-185) de nombreux Orbitolinidés roulés et remaniés ainsi que des calcaires oolithiques. Nous avons pu observer de gros blocs de calcaires très marmoréens à débris de Lamellibranches pachydontes indéterminables. Un autre élément de cette brèche (B 74-178) a montré une micrite à Ostracodes à test fin, Bryozoaires, Algues Dascycladacées et nombreux Orbitolinidés roulés.

L'échantillon B 74-186 prélevé dans le ciment de la brèche au sommet montre une micrite contenant des débris d'Echinodermes, des "prismes" d'Inocérames et des *Globotruncana* remaniés qui appartiennent au Campanien-Maestrichtien.

Les trois à quatre derniers mètres de cette brèche ont une matrice rose marno-calcaire, puis l'on passe brutalement à des marnes roses feuilletées qui forment les couches de passage au flysch.

III - 3. Coupe 9 C (fig. 12)

Elle se situe au niveau du petit pont franchissant la rivière Bélésitsa à 1 km de Likorikion; elle intéresse les couches de passage au flysch.

La série calcaire sénonienne se termine par des calcaires bréchiques mais dont les éléments ne dépassent pas la dizaine de centimètres. Puis on observe:

- 1) deux mètres d'une alternance de marno-calcaires roses et de calcaires microbréchiques gris, le tout en bancs minces (10 à 20 cm).

L'échantillon B 73-240 montre, en lame mince, une micrite à débris de Globigérines et *Globotruncana* très abîmés. L'échantillon B 73-241 est une microbrèche calcaire à éléments de 3 à 4 mm au maximum et ciment microcristallins. Parmi ceux-ci, j'ai pu observer :

- des fragments de micrite à Globigérines,
- des fragments de calcaire oolithique et graveleux,
- des débris de Rudistes, Echinodermes,
- des fragments de micrite à *Cuneolina* sp. et Miliolidés.

Dans le ciment, J.J. FLEURY a reconnu des Globigérines tertiaires, situant donc la base de ces couches dans le Paléocène-Eocène.

- 2) Quatre à cinq mètres de marnes roses feuilletées avec de fins niveaux marno-calcaires indurés. Des échantillons de ces micrites roses (B 73-242, 243 et 244) ont montré de rares grains de quartz anguleux, des joints stylolithiques tapissés d'oxydes métalliques. Ils montrent encore des *Globotruncana* du Sénonien supérieur remaniés, associés à des Globigérines tertiaires.
- 3) 20 m de marnes roses feuilletées contenant, au début, quelques récurrences de calcaires microbréchiques gris. La végétation couvre la suite de la coupe vers l'Est mais si l'on se fie à la teinte de la terre cultivée, il faut se déplacer d'au moins 100 m vers l'Est pour trouver un sol ayant la teinte ocre du flysch.

III - 4. CONCLUSION

En plus de l'absence de l'épais niveau radiolaritique du Jurassique inférieur d'origine tectonique (P.CELET, 1962, p. 142), il faut noter sur la coupe A l'épaisseur importante des niveaux calcaires graveleux et oolithiques qui ne contiennent pas de jaspes. L'apparition, au Crétacé terminal, de brèches calcaires à éléments de grande taille, semble caractériser le sud de cette unité.

Par ailleurs le Trias supérieur est riche en faciès à filaments et en silice. La remarque la plus importante pour la suite de notre étude concerne la nature et l'âge des couches de transition avec le flysch. Le passage est brutal entre les calcaires microbréchiques ou bréchiques à débris de Rudistes et *Globotruncana* et les marnes roses feuilletées à minces bancs calcaires d'âge paléocène-éocène.

Cette transition différencie nettement le Crétacé supérieur-Paléocène de la sous-zone du Vardoussia, des niveaux synchrones de la zone du Pinde d'Etolie. L'absence de véritables couches de passage et la présence des marnes feuilletées roses est observable également dans la zone plus interne du Parnasse-Kiona (P. CELET, 1962). Il en est de même pour les couches de passage de la série subpélagonienne que j'ai pu moi-même étudier en Othrys (C.BECK, 1972).

Remarque : Deux datations effectuées par P.CELET (1962) à l'aide de macro-fossiles ont été confirmées par des microfossiles : le Trias supérieur à Conodontes, et le Jurassique supérieur à *Labyrinthina mirabilis* WEYNCHENK.

IV - CONCLUSION DU PREMIER CHAPITRE

L'étude des affleurements de type pindique et de type Vardoussia m'était nécessaire pour différencier de ce para-autochtone la fraction sédimentaire des éléments xénolithiques. Toutefois, une partie des coupes a été choisie de manière à pouvoir compléter et préciser l'étude à plus grande échelle réalisée par P. CELET (1962). Mes modestes observations vont dans le sens des conclusions et interprétations données par l'auteur. Je reprendrai donc et résumerai une partie de ces dernières.

1) Remarques d'ordre général

P. CELET montre que la série mésozoïque du Vardoussia a des caractères de transition entre les séries mésozoïques du Pinde étolique et du Parnasse-Kiona (1959a et 1962). Plus précisément, "au Crétacé (....) elle constituait une aire de passage entre les régions émergées (Parnasse) et les calcaires pélagiques du Pinde à l'Ouest (1962, p. 349).

Il montre la différence entre la série du Vardoussia et la série ultrapindique telle qu'elle fut établie par J. AUBOUIN (1959) dans le Koziakas (Thessalie). Cette série s'intercale entre celles du Pinde et du Subpélagonien. J. FERRIERE (1974a) a montré que la série du Koziakas pouvait être considérée - pro parte - comme subpélagonienne. Des affleurements à faciès semblables à ceux du Vardoussia prolonge ce dernier au Nord (région de Marmara). Ils sont appelés "ultrapindiques" par K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969); cette appellation nous paraît inexacte si l'on s'en tient à la définition originale de ce terme. Par ailleurs, ces deux auteurs rangent également dans la sous-zone ultrapindique les niveaux jurassiques et crétacés du Massif de l'Iti, dans lesquels ils intercalent des ophiolithes. P. CELET (1962), puis E. WIGNIOLLE (1975) ont montré l'appartenance de ces niveaux à la zone subpélagonienne (plutôt "pélagonienne" en regard des résultats obtenus par J. FERRIERE en Othrys, (1974b)

2) Le Crétacé supérieur

Le Maestrichtien voit s'intercaler dans les calcaires pélagiques en plaquettes du Pinde, des minces niveaux calcaires microbréchiques à microfaune néritique remaniée. Ce phénomène est beaucoup plus accentué dans la série du Vardoussia avec d'épais niveaux franchement bréchiques (et même mégabréchi-ques). La provenance parnassienne des éléments est nette au niveau du Vardoussia.

Ces formations sont interprétées par P. CELET comme des "brèches de flanc" notion due à J. AUBOUIN (1959). Ce dernier appelle la fraction holopélagique du Crétacé supérieur du Pinde "série fondamentale" à laquelle se superpose dans la partie orientale une "série additionnée" à éléments néritiques. La sous-zone du Vardoussia correspondrait à la pente ou talus séparant le bassin ou sillon pindique de la plateforme ou ride surélevée du Parnasse-Kiona. La présence de minces niveaux-microbréchiqes dans une série holopélagique (Pinde) serait un témoin lointain du rôle du talus "Vardoussia", lieu de genèse de courants de turbidité (KUENEN, 1948).

J'ai pour ma part, à l'échelle de la région étudiée, observé une augmentation dans la richesse en microbrèches calcaires vers l'Est. De plus, le Crétacé supérieur de la série du Vardoussia présente une augmentation de la taille des éléments vers le Sud (région d'Amigdalía).

3) Les couches de passage du flysch

a) Pour la série pindique d'Etolie, des bancs de grès fins et de marno-calcaires ou marnes roses viennent s'intercaler entre les calcaires en plaquettes. Ceci semble débiter au Maestrichtien (terminal ?) et se poursuivre au Paléocène (paragraphe II.2 et II.3). Les intercalations annonçant le flysch peuvent se faire en même temps mais indépendamment des intercalations de calcaires microbréchiqes néritiques. Il faut dissocier, semble-t-il, les arrivées terrigènes des phénomènes de "microbrèches de flancs" (proximité du talus "Vardoussia"). A cet égard, P. CELET écrit (p. 304) : "les éléments détritiques contournent l'immense plate-forme subpélagonienne et parnassienne puis viennent s'accumuler dans la région du "Pinde étolique actuel".

Ce problème d'une alimentation longitudinale a été soulevé et étudié par J.J. FLEURY. En étudiant la répartition des éléments calcaires (microbréchiqes, pélagiques) et terrigènes (grès, pélites, marno-calcaires) du Pinde méridional au Pinde-Olonos (Péloponèse), l'auteur admet "une provenance longitudinale pour les éléments détritiques qui l'ont envahi (le sillon du Pinde) du sommet du Maestrichtien à la base du Danien-Paléocène.

b) La sous-zone du Vardoussia

Le passage au flysch est ici brutal et nettement différent de celui du Pinde étolique. Tout au plus, une légère augmentation des niveaux de marnes roses dans les unités du Pinde peut annoncer le développement de ce faciès

dans la série du Vardoussia. La datation de ces niveaux est délicate; les niveaux calcaires microbréchiqes à bréchiqes massifs ne contiennent pas de microfaune plus récente que le Maestrichtien, puis dans les marnes roses qui leur font suite, on trouve cote à cote des niveaux marno-calcaires à *Globotruncana* remaniés et des microbrèches à Globigérines tertiaires elles-mêmes remaniées. Une éventuelle sédimentation condensée (voire une absence de sédimentation) n'est pas impossible; en effet, ce type de couches de passage est nettement plus "interne" par rapport à celles du Pinde : on en rencontre dans le Parnasse et le Subpélagonien, et P. CELET signale des surfaces durcies encroûtées entre du calcaire du Maestrichtien terminal et les marnes feuilletées roses (1962, p. 296-297). A cette époque, la zone isopique du Vardoussia se comporterait comme celle du Parnasse, tandis que le Pinde étolique le plus oriental serait déprimé.

Remarque : Vers le Sud, le passage aux marnes feuilletées roses est encore plus brutal; là encore, nous avons un indice de différenciation longitudinale (axiale).

CHAPITRE SECOND

La Formation de Kèrassia-MILIA



Figure 13

SCHEMA STRUCTURAL

LA FORMATION DE KERASSIA - MILIAINTRODUCTION

Depuis le Nord du village d'Artotina jusqu'au village de Milia, j'ai pu observer, dans la partie médiane du synclinorium de flysch pindique tertiaire, une série d'affleurements éruptifs et sédimentaires étrangers à l'autochtone relatif. Ces "xénolithes" apparaissent le plus souvent intercalés dans du flysch riche en niveaux marneux et microconglomératiques calcaires, qui se distingue de celui qui affleure dans l'ensemble du synclinorium. Les xénolithes et le flysch particulier qui les emballent ont été appelés "formation de Kérassia-Milia"; celle-ci affleure en une bande orientée NNW-SSE depuis la région d'Artotina-Kérassia jusqu'au village de Milia situé au Sud du Mornos, comme le montrent le schéma structural donné par la figure 13 et la carte qui accompagne ce mémoire. Sur les coupes qui figurent dans ce second chapitre, les contacts limitant les xénolithes et le flysch qui les accompagne sont figurés en pointillés; leur nature sédimentaire ou tectonique sera discutée à la fin du chapitre.

Nous examinerons les principaux affleurements de la formation de Kérassia-Milia du Nord au Sud. La fraction éruptive des xénolithes a été étudiée conjointement aux roches sédimentaires et montre un grand éventail de types pétrographiques décrits sommairement au fur et à mesure dans le texte. Dans un but de simplification, les roches à structures doléritique ophitique ou intersertale (faciès hypovolcaniques) et les "pillow-lavas" ont été réunies sous le vocable "dolérites"; les roches ultramafiques et les gabbros ont été regroupées sous l'appellation "péridotites-serpentinées".

Je remercie J. TERRY qui a bien voulu examiner mes lames minces et conseillé dans l'étude de celles-ci. Beaucoup de ces roches présentent une mésostase non analysable au microscope et leur place dans une classification (STRECKEISEN, 1967) est problématique. En particulier, je n'ai pas utilisé le terme "spilite" pour certaines roches à structure grenue ou microgrenue interstales à plagioclases "squelettiques" et albitiques (albitisés ?). Certaines d'entre elles contiennent des clinopyroxènes en proportion notable (40%) tandis que d'autres ne montrent - en dehors des plagioclases - que des agrégats chloriteux et des grains opaques. Le terme "albitophyre" a été choisi, utilisé dans un sens purement descriptif.

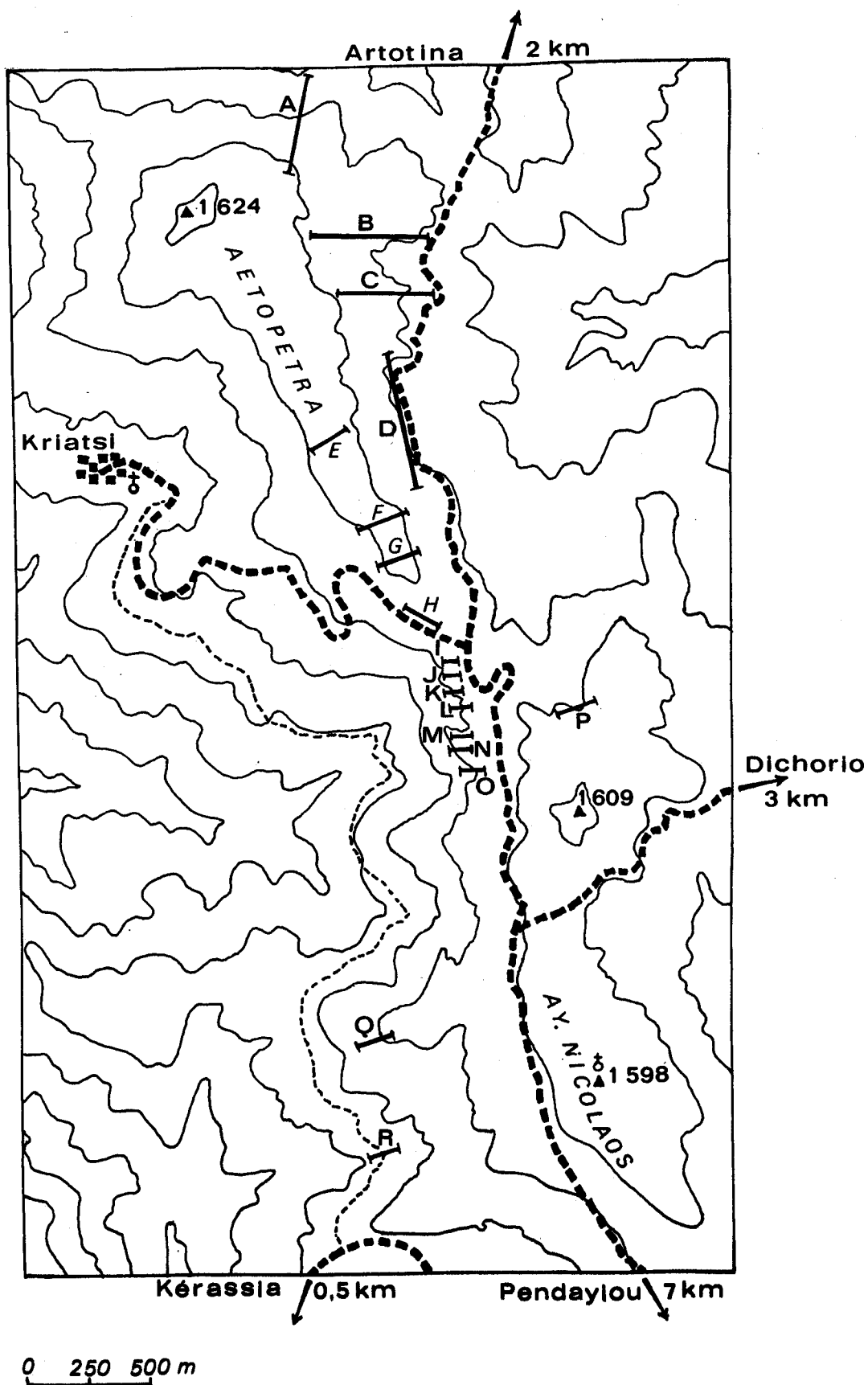


Figure 14

LOCALISATION DES COUPES DES MONTS AETOPETRA
ET AYOS NICOLAOS

I - LE MONT AETOPETRA

A) Description des coupes

(Elles sont localisées sur la figure 14).

I° - Coupe du flanc Nord (Coupe A, fig. 15)

Au pied du sommet principal (côte 1624) la route d'Artotina passe un petit col et se dirige vers le Nord-Est. A ce niveau, un monoplate permet d'atteindre le versant Nord du massif.

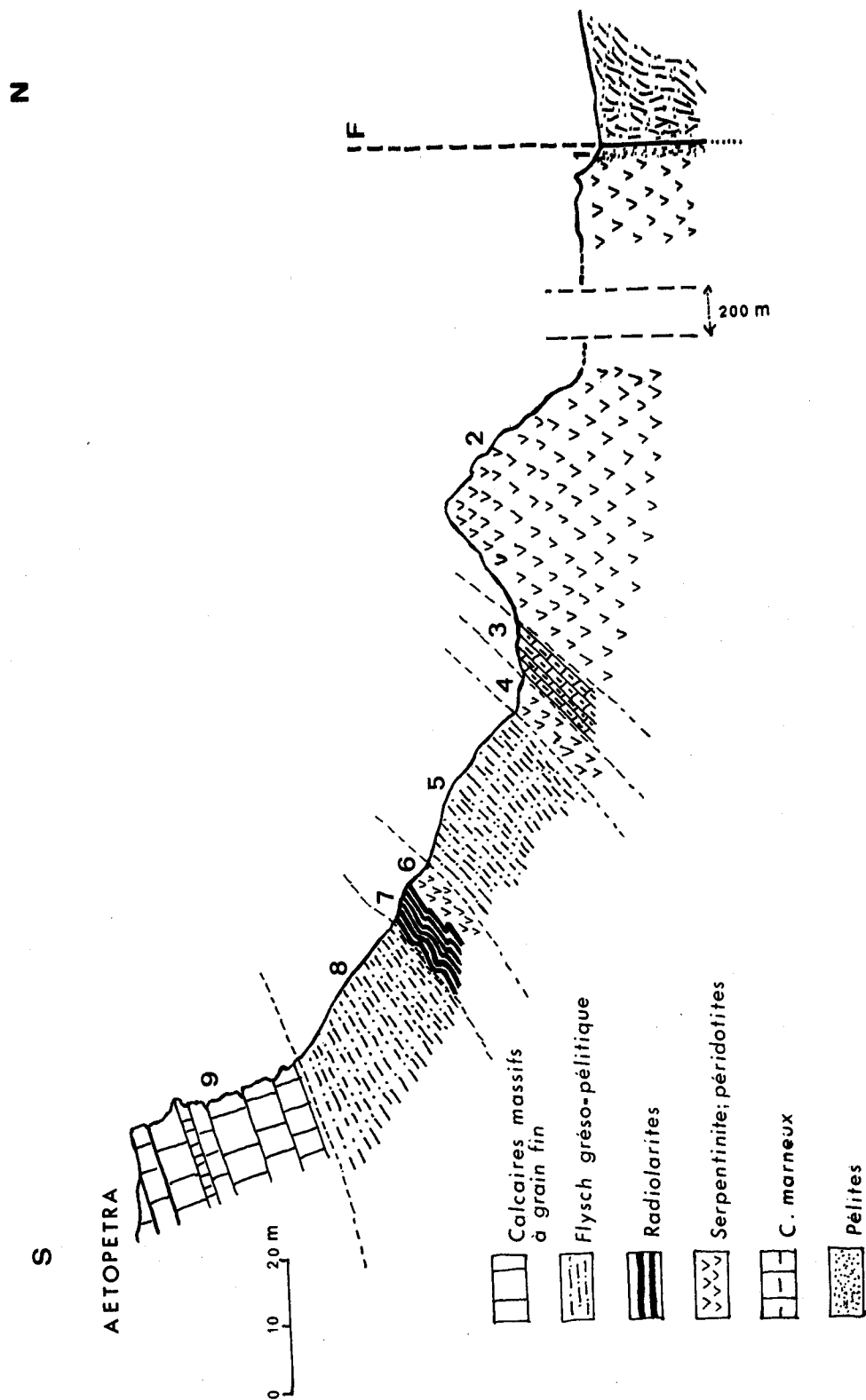
La coupe est limitée au Nord par une faille verticale qui met en contact du flysch grésopélitique et des roches éruptives très altérées. Ce contact est bien visible sur le talus W de la route.

On observe du Nord au Sud :

- 1) quelques mètres de pélites rouge sombre non marneuses, contenant des débris altérés des roches éruptives qui leur font suite;
- 2) deux à trois cents mètres de roches grenues ultra basiques (et ultra mafiques) et basiques :
 - péridotites à pyroxène (harzburgite-lherzolite) à olivine en partie serpentinisée (antigorite), clinopyroxène, "phénocristaux" d'orthopyroxènes à clivages courbes et extinction "roulante";
 - pyroxénolites à structure pegmatoïde contenant essentiellement des orthopyroxènes (incluant parfois des sections d'amphibole pleochroïques vert pâle) et une proportion faible de clinopyroxène.
 - gabbros à structure grenue fine, à cristaux tous xénomorphes et contenant : des clinopyroxènes incolores, des plagioclases à An 60-70 (labrador) parfois à extinction "roulante", une faible proportion d'amphiboles brunes, des chlorites. Ce type de gabbros (ici mésocrate) est fréquemment observable dans la partie ultrabasique des cortèges ophiolitiques (J. TERRY, communication orale);
- 3) 7 à 8 m de calcaires marneux roses en bancs minces (40-50 cm). Ils montrent des *Globo truncana* abîmés, indéterminables, beaucoup d'oxyde métallique opaque. Leur âge pourrait être sénéonien-Maestrichtien mais le paragraphe III du premier chapitre nous a montré des possibilités de remaniements de *Globo truncana* dans des marnes roses d'âge paléocène;
- 4) 4 à 5 m de serpentinites feuilletées, écrasées et altérées;
- 5) 30 à 40 m de flysch grésopélitique ocre;
- 6) 4 à 5 m de serpentinites feuilletées, écrasées et altérées;

COUPE DU FLANC NORD DU MONT AETOPETRA

Figure 15



- 7) 10 m de jaspes à radiolaires de teinte rouge foncé à interlits pélitiques très réduits;
- 8) 30 à 40 m de flysch gréso-pélitique ocre;
- 9) 30 à 35 m de calcaires roses et blancs massifs qui forment une falaise très abrupte et qui ont été échantillonnés dans d'autres conditions.

Les niveaux calcaires, marno-calcaires, radiolaritiques et le flysch présentent pratiquement le même pendage.

2* - Coupes du flanc Est (Coupes B et C, figures 16 et 17)

Ces deux coupes montrent les mêmes éléments que ceux de la figure 15 mais deux termes nouveaux apparaissent :

- a) des roches éruptives sombres disposées souvent en coussins, à surface pustuleuse ; il s'agit essentiellement d'albitophyres :
 - à la périphérie des coussins, on observe des pyroxènes de petite taille disposés en "plumes" (croissance dendroïde) dans une mésostase très faiblement biréfringente;
 - au coeur des coussins, on observe une structure doléritique intersertale, des plagioclases squelettiques à An ₅₋₁₀ et des chlorites.
- b) un passage entre serpentinites et calcaires massifs roses et blancs se faisant par l'intermédiaire d'une brèche d'abord grossière puis fine. Les échantillons B 74-51 à 54 montrent des débris de serpentine (antigorite) et de gros pyroxènes (aux clivages microfracturés et plissés), des débris de micrite et une grande abondance d'oxydes métalliques opaques en grains très fins ou en lits d'imprégnation. Le ciment est microcristallin parfois très recristallisé.

L'échantillon B 74-55, prélevé plus près des calcaires, montre un microbrèche bien classé où le ciment devient interstitiel. Il contient beaucoup de débris de radiolarites comportant des cristaux de dolomite. Dans cet échantillon, apparaissent des débris de micrite à Globigérines; les débris de serpentine sont rares. L'échantillon B 74-56 pris à la base des calcaires est une micrite à Globigérines et *Globotruncana* riche en oxydes métalliques et joints stylolitiques. La lame mince montre par ailleurs des remaniements intraformationnels. J'y ai observé également un fragment de jaspes à dolomite.

W

E

Figure 16

-  Marnes
-  Calcaires marneux
-  C. massifs à grain fin
-  Brèche calcaire
-  Serpentine

0 10 20 m



-  Pélites
-  Flysch
-  Radiolarites
-  Laves massives et en oreillers

Route

a

W

E

Route

Figure 17

COUPES DU FLANC EST DU MONT AETOPETRA

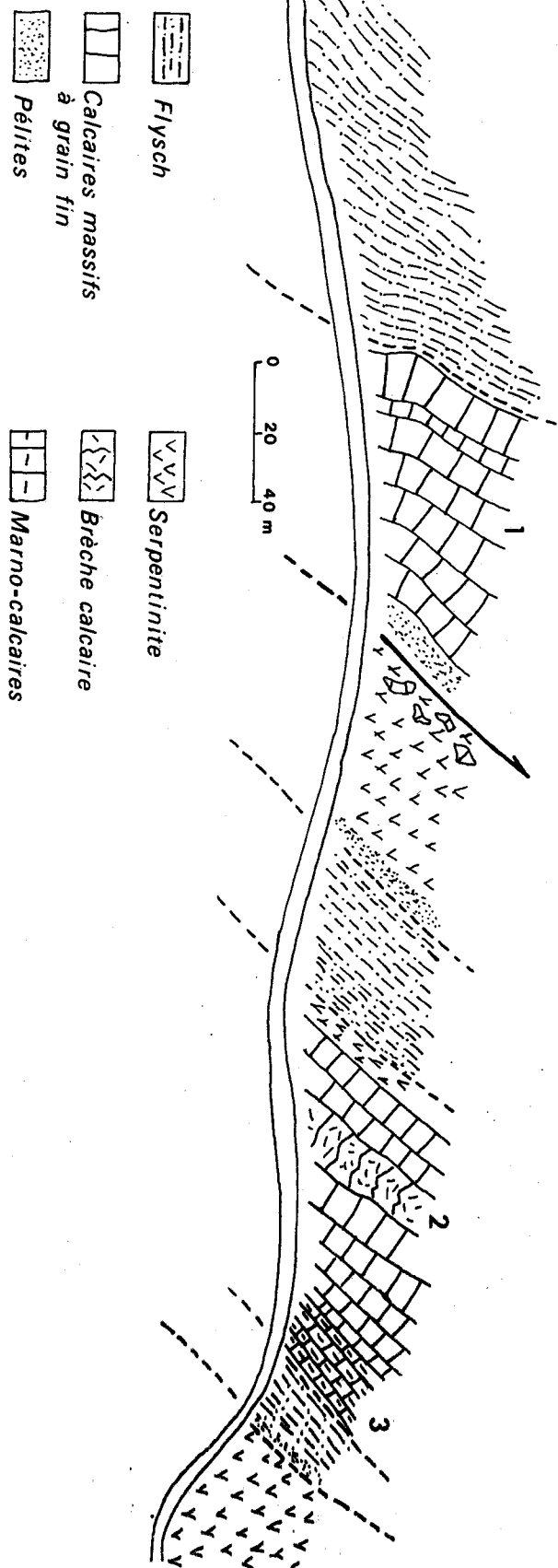


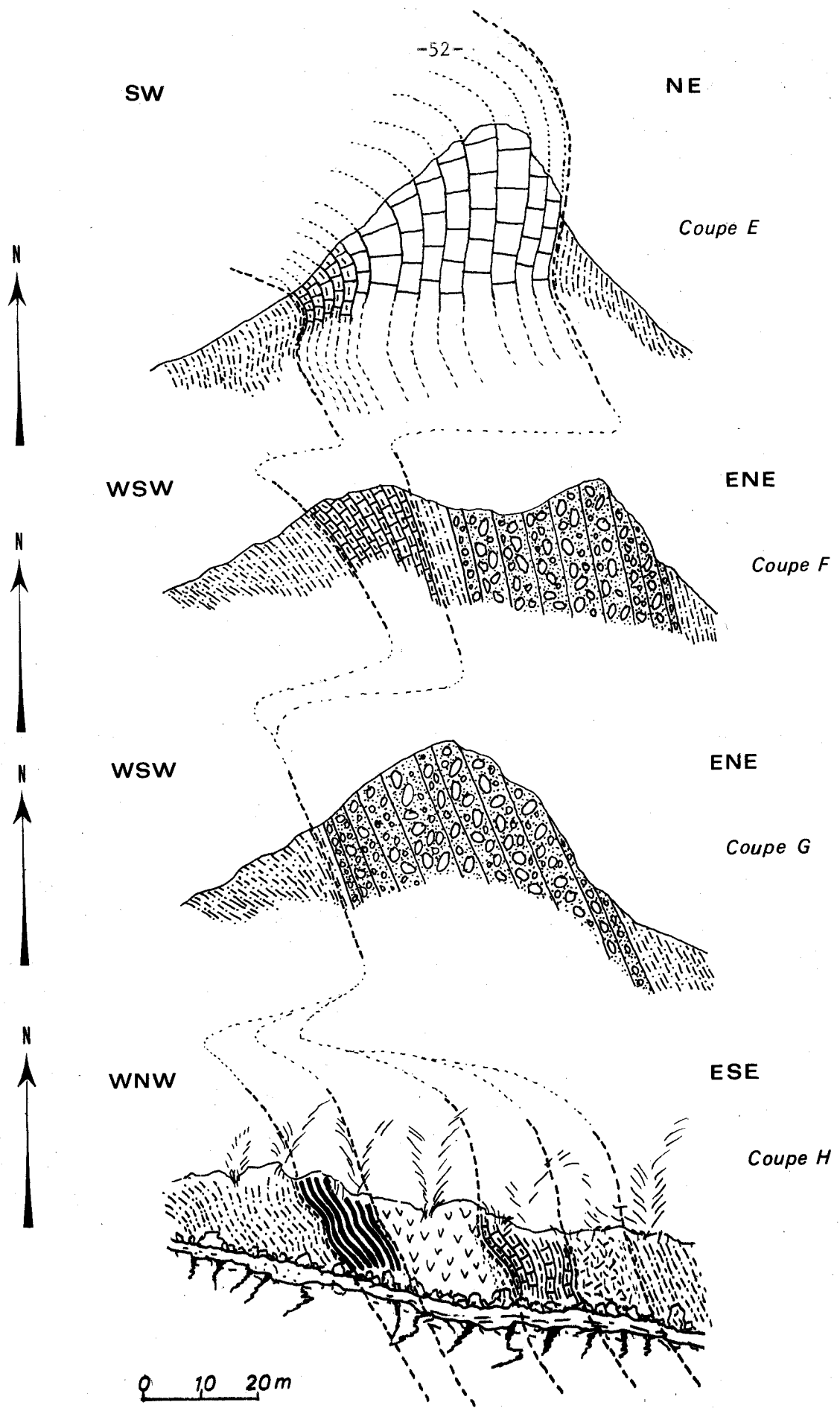


Figure 18

S

N





BUS
LILLE

- | | | |
|-----------------------|--------------|--------------|
| Flysch grés-pélitique | Conglomerate | Serpentinite |
| Marno-calcaires | Radiolarites | Laves |

Figure 19

COUPE DE L'ARETE SUD DU MONT AETOPETRA

Une lame mince a livré :

. *Globotruncana* cf. *forficata* (PLUMMER)

. " *angusticarinata* GANDOLFI

d'âge coniacien-santonien.

Des marnes roses viennent en continuité, semble-t-il, des marno-calcaires du sommet. Elles contiennent (comme celles de la coupe A) des débris remaniés de *Globotruncana* indéterminables.

La coupe C (fig. 17) montre l'imbrication complexe des lambeaux calcaires et des serpentinites.

3° - Coupe de la route (Coupe D, fig. 18)

Elle recoupe deux fois (du S au N) les calcaires massifs roses et blancs à grain fin.

- 1) les échantillons B 73-161, 162 et 163 montrent une micrite à zones recristallisées. De nombreux débris et microfossiles apparaissent, par lits granoclassés. Ils contiennent des Globigérines et *Globotruncana* abîmés et des prismes d'Inocérames. J.J. FLEURY y a reconnu un fragment de *Globotruncana concavata* BROTZEN et situe ces niveaux dans le Coniacien-Santonien.
- 2) nous remarquons l'intercalation d'un niveau bréchique à débris de serpentines et de radiolarites.
- 3) les marnes calcaires roses montrent des débris de Globigérines tertiaires, ce qui place ces niveaux au moins dans le Paléocène inférieur.

4° - Coupe de l'arête Sud (Coupes E à H, fig. 19)

Ces coupes, sériées du N au S, montrent l'intercalation dans cette zone complexe d'un élément nouveau : conglomérat à éléments calcaires appartenant au flysch. Au sein de ce niveau épais d'environ 50 m, la taille des éléments est très variable : de 1 mm à 30 cm. La matrice est gréseuse, fine, de teinte ocre, identique aux grès du flysch adjacent. Les calcaires sont en galets subarrondis, tandis que les éléments éruptifs et jaspeux, beaucoup plus rares, sont plus anguleux. Parmi ces éléments, j'ai pu reconnaître des faciès néritiques à Ostracodes du Trias supérieur (détermination de F. LETHIERS) et des calcaires microbréchiques à débris d'Orbitoïdes et de Rudistes (Campanien-Maestrichtien).

La coupe F montre l'intercalation en continuité dans le flysch de marno-calcaires roses.

Au niveau du premier profil, un échantillon (B 73-196) prélevé dans les calcaires roses et blancs, a livré :

- des calcisphères
- *Globotruncana coronata* BOLLI
- " *augusticarinata* GANDOLFI (probable)

Quelques échantillons de calcaires microbréchiques intercalés dans les jaspes n'ont pas fourni de conodontes.

5° - Limite occidentale du massif de roches ultrabasiques

On observe d'Ouest en Est une succession complexe d'environ trente mètres d'épaisseur :

- du flysch gréso-pélitique fin
- des roches grenues et microgrenues intersertales altérées (diabases, dolérites)
- des marnes roses feuilletées
- un mélange de serpentinites et de diabases-dolérites accompagnées de blocs de roches pyroclastiques silicifiées; il s'agit de tuffite à éléments allogènes (débris à structure doléritique) et de composition andésitique (très peu de quartz et plagioclase à An_{40-50})

6° - Les calcaires dolomitiques d'Artotina

Ils sont localisés sur la figure 20 en A_1 et A_2 et représentés sur la figure 21. Leurs rapports avec le flysch environnant sont problématiques : à la différence de la plupart des xénolithes décrits précédemment, ils semblent reposer sur le flysch et présentent une "semelle" de radiolarites et serpentinites à leur base; par ailleurs, le flysch environnant ne présente pas de niveaux particuliers.

a) Affleurement A_1 :

Parmi les 15 à 20 m de calcaires, on distingue, de haut en bas :

- 1) des niveaux gris montrant en lame mince (B 73-204) une accumulation d'éléments ovoïdes ou contournés, dont les limites apparaissent en micrite sombre et l'intérieur microcristallin ou fortement recristallisé. L'ensemble a un aspect vermiculé. Il pourrait s'agir d'Algues et d'Ostracodes recristallisés;

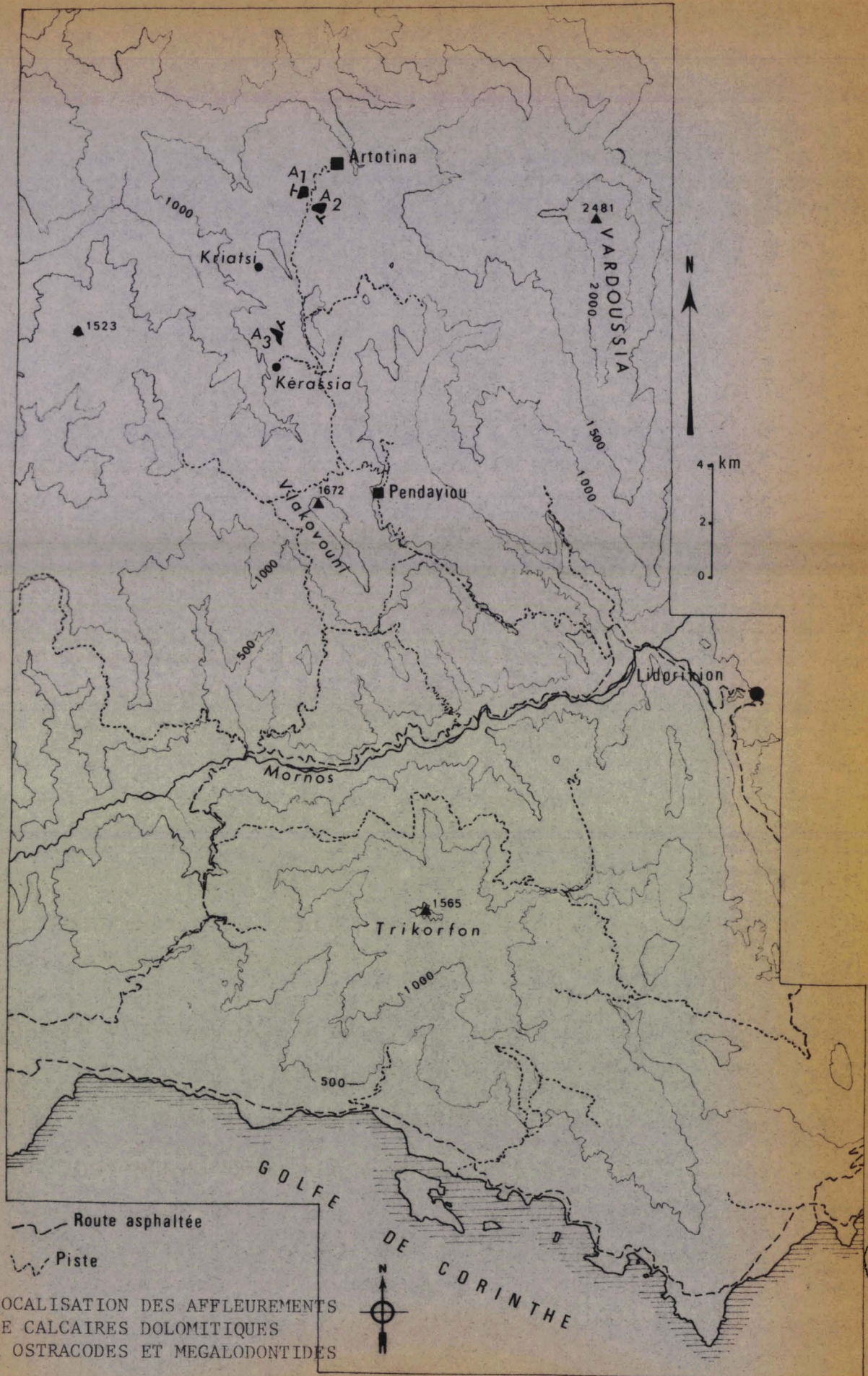


Figure 20

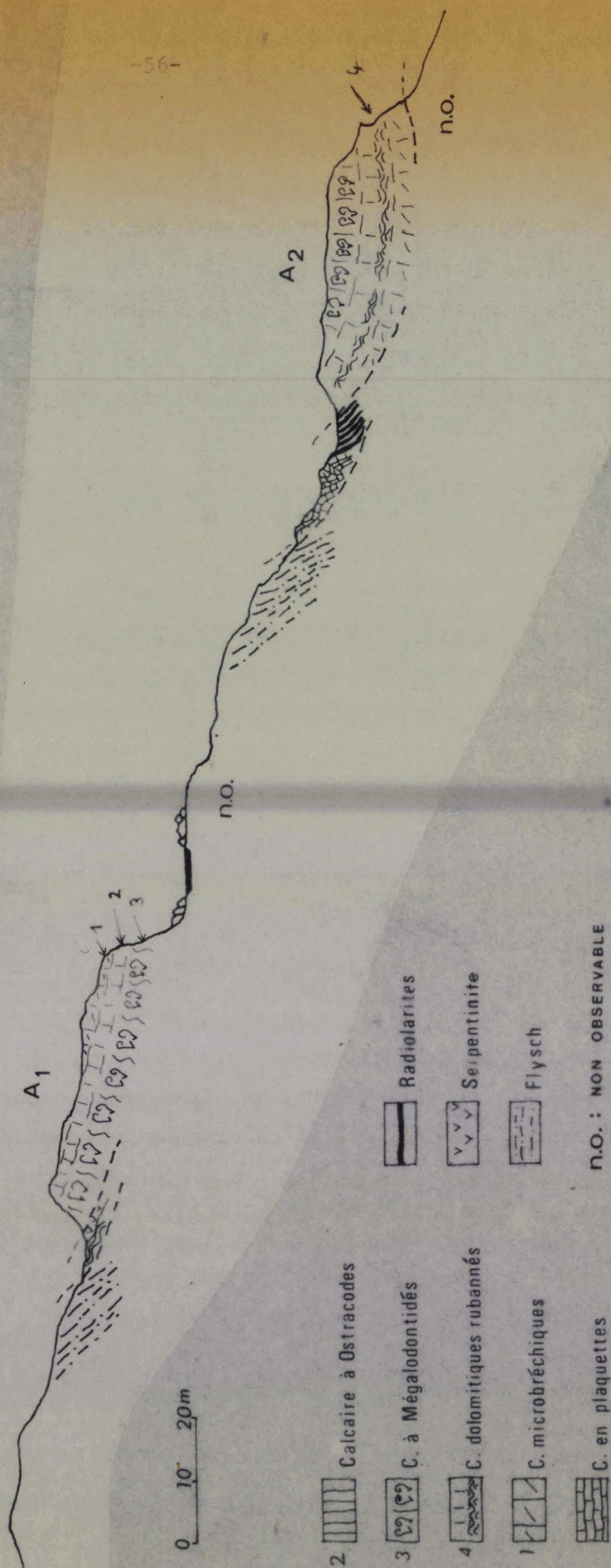


LES CALCAIRES DOLOMITIQUES D'ARTOTINA

Figure 21

NW

SE



- 2) des niveaux blancs montrant en lame mince (B 73-206) une micrite très riche en Ostracodes (ostracodite) à coquille très fine. La lame montre une rythmicité dans l'accumulation des débris. On peut observer différents stades de recristallisation des valves d'Ostracodes. Une coloration au Magnésion II montre dans ces niveaux une dolomitisation partielle (1 à 5 %) en cristaux très petits dispersés ou rassemblés en lentilles. Les tests que j'ai pu extraire ont été étudiés par F. LETHIERS. Il y a reconnu "de nombreux petits ostracodes à test fin et lisse de la superfamille des *Cypridacea*", du Trias supérieur. Par ailleurs, F. LETHIERS m'a indiqué que cette microfaune caractérise un milieu saumâtre voire non salé (fresh water). Ceci peut être en accord avec la dolomitisation.
- 3) des niveaux à nombreux Lamellibranches à section cordiforme du type Mégalodontidés, ce qui est en accord avec un âge triasique récent ou liasique. Ces coquilles sont de taille moyenne (5 à 10 cm) et très fines, la recristallisation n'a pas permis de les extraire.

b) Affleurement A₂ :

Il se situe en contrebas de la route. Il est associé à une semelle de calcaires à Radiolaires en plaquettes et des interlits manganésifères rougeâtres très plissotés, et des jaspes rouges à radiolaires. En plus des caractères observés dans la masse 1, on observe ici des niveaux très dolomitiques (4). La dolomitisation se présente en plages et lits à grains très fins représentant plus de 50 % de total. Elle donne à l'affleurement un aspect rubané. D'autre part, des niveaux microbréchiques remaniant des éléments clairs et sombres s'intercalent. Une coloration sélective montre que ces éléments sont dolomitiques, traduisant un remaniement intraformationnel.

On trouve également des Mégalodontidés et de rares Ostracodes. Dans les niveaux à Lamellibranches, les coquilles sont indemnes de dolomitisation.

Remarque : Aucun échantillon des affleurements 1 et 2 n'a fourni de conodontes.

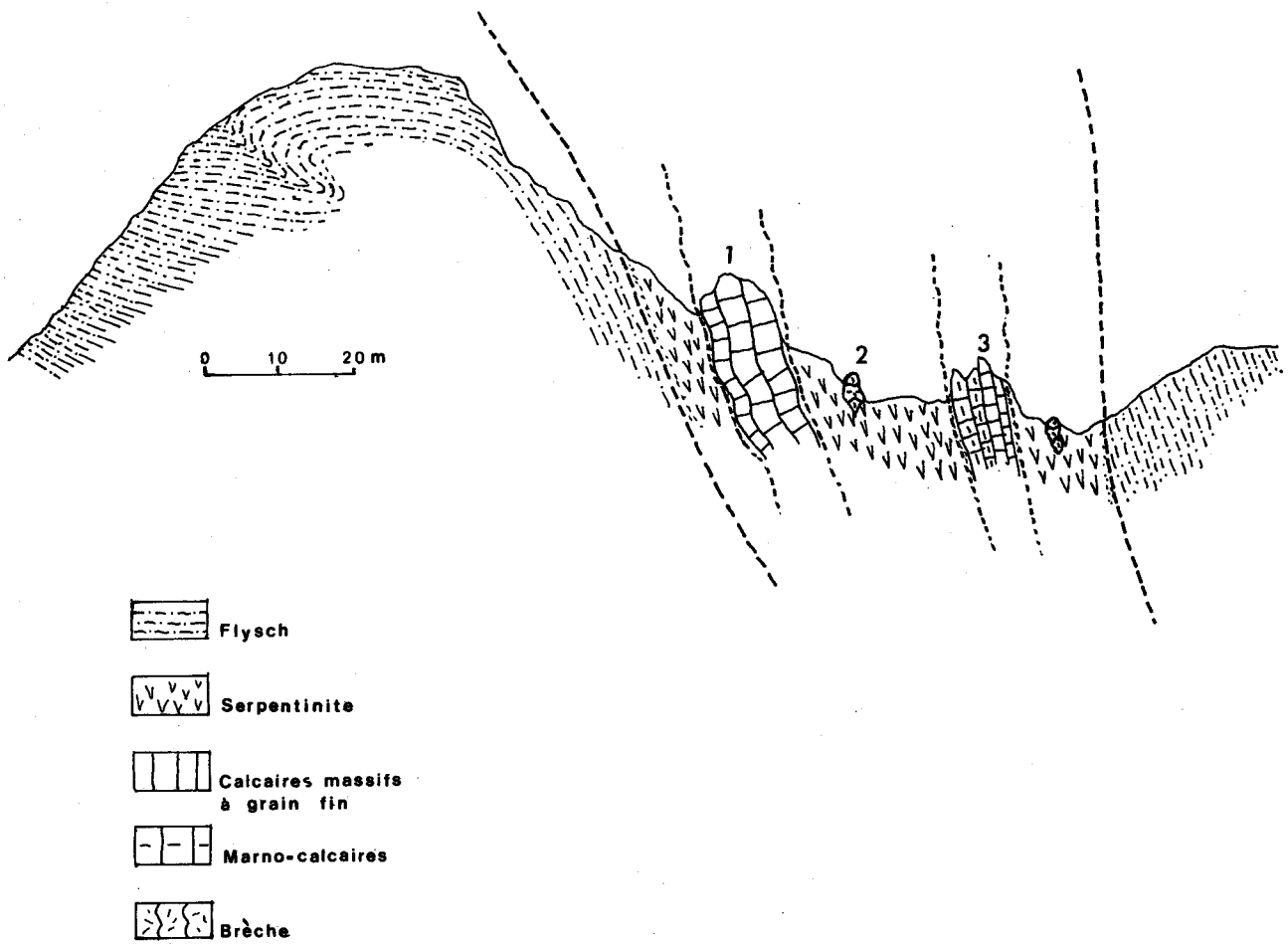
B) Conclusions

L'étude du Mont Aetopetra nous montre l'imbrication complexe entre des éléments sédimentaires éruptifs et du flysch gréso-pélitique et conglomératique.

FIGURE 22

WSW

ENE



COUPE AU NORD DE LA COTE 1609

Retenons l'existence :

- 1) de calcaires fins, peu lités, sans accidents siliceux, dont la base recouvre sédimentairement des serpentinites. Leur sommet passe à des marno-calcaires et marnes roses. Les différentes datations ont montré des associations de *Globo truncana*, du Coniacien-Santonien dans la partie basale et moyenne. Par ailleurs, les marno-calcaires qui apparaissent en continuité au-dessus montrent un âge paléocène (au moins inférieur). Cette masse peut donc représenter tout le Sénonien-Maestrichtien;
- 2) de roches éruptives grenues ultrabasiques, des roches basiques à structure doléritique disposées souvent en oreillers. Elles sont associées à des radiolarites;
- 3) d'une puissante lentille conglomératique mal classée à matrice gréseuse et à éléments essentiellement calcaires variés.

II - LE MONT AYOS NICOLAOS

A. Description des coupes (localisées sur la figure 14)

1° - Coupe au Nord de la côte 1609 (coupe P, fig. 22)

Elle montre l'intercalation - dans du flysch grésopélitique en bancs minces - d'une association entre des serpentinites feuilletées altérées et des marno-calcaires et calcaires de teinte rose.

En plus des deux lambeaux principaux représentés sur la coupe, on trouve des blocs de taille décimétrique ou métrique de même nature, dispersés dans les serpentinites. Ces calcaires et marno-calcaires sont identiques à ceux du Mont Aétopétra, mais ont un aspect bréchique dû à une très forte recristallisation.

Affleurement 1 :

Les échantillons B 73-141, 142 et 143 montrent en lame mince une micrite à Globigérines et *Globo truncana*. La recristallisation se marque par des fins filonnets microcristallins, des gros filonnets et plages cristallines (dismicrite). Ces échantillons montrent des joints stylolithiques tapissés d'oxydes métalliques opaques et quelques rares grains de quartz.

COUPES :

COUPE DU FLANC OUEST DE

LA COTE 1609

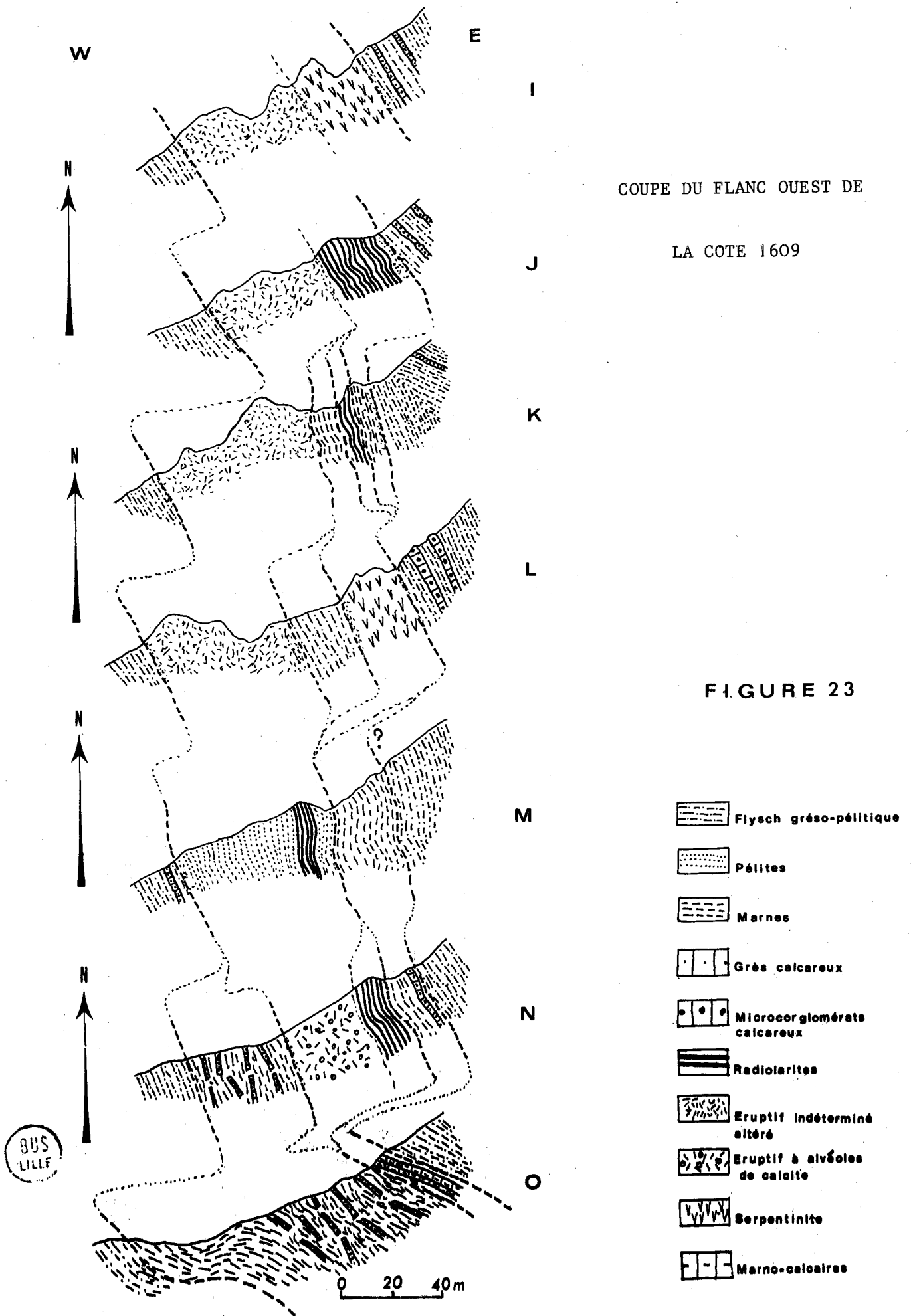


FIGURE 23

L'échantillon B 73-141 a livré :

- des Pithonelles
 - des Calcisphères
 - des débris de *Globo truncana helvetica* BOLLI et *Gl. coronata* DALBIEZ probables.
- Ces niveaux seraient d'âge turonien-sénonien inférieur (J.J. FLEURY).

Affleurement 2 :

Les échantillons B 73-144 et B 73-146 appartiennent à des blocs bréchiques. Ils montrent un ciment microcristallin à cristallin contenant des grains opaques. Les éléments détritiques ne montrent aucun classement et sont composés de serpentine (antigorite), de pyroxènes altérés à clivages microplissés et de feldspaths plagioclases. L'existence de zones cryptocristallines permet de voir dans ces roches une brèche sédimentaire originelle très mal classée ayant subi une recristallisation. Elles sont comparables à la base des calcaires du Mont Aétopétra.

Affleurement 3 :

L'échantillon B 73-147 a montré une micrite du Campanien-Maestrichtien (*Globo truncana elevata* BROTZEN). Cette micrite est traversée par deux directions de fins filonnets microcristallins; de gros filonnets cristallins suivent une 3ème direction, l'ensemble recoupe des joints stylolithiques tapissés d'oxydes métalliques parallèles à la stratification. Ceci traduit plusieurs phases de remaniements successifs.

2° - Coupes du flanc Ouest de la côte 1609 (Coupes 1 à 0, fig. 23)

Au Nord de la coupe 14 I :

Une petite carrière abandonnée a été taillée dans des serpentinites. Celles-ci sont en contact direct (au-dessus et en dessous) avec du flysch en bancs très minces. Le contact est souligné - dans le flysch - par un à deux mètres de pélites; les alternances gréso-pélitiques qui viennent ensuite ne sont pas perturbées. D'autre part, le pendage du flysch concorde avec la limite de la lentille de serpentinites épaisse d'environ 10 à 15 m.

Au niveau de la coupe 14 J apparaissent des roches éruptives de teinte vert sombre, à grain fin, et très altérées; elles sont associées à des Radiolarites. Il s'agit de diabases à structure ophitique (intersertale ou poecilitique).

Dans le flysch qui vient immédiatement au-dessus apparaissent quelques bancs microconglomératiques riches en éléments calcaires. En lame mince, l'échantillon B 73-173 a montré un ciment micritique et des débris de taille très variable (1/10 mm à 5 mm) :

- des grains de quartz anguleux,
- des fragments de grès quartzitique,
- des débris de grès fins micassés et de jaspes à radiolaires,
- des fragments de serpentine et de roches microlitiques,
- des éléments calcaires.

Ces derniers - plus nombreux - sont des fragments de micrite à Globigérines et *Globotruncana* du Maestrichtien, des fragments de Rudistes, d'Algues (Lithothamnées). Un élément calcaire a livré *Planorbulina cf. cretae* MARSSON, du Sénonien supérieur-Paléocène; ce microfossile est abondant dans le Subpélagonien et rarissime dans le Pinde (communication orale de J.J. FLEURY).

Cet échantillon (B 73-173) a livré aussi une microfaune benthique remaniée étudiée par A. BLONDEAU. Il y a déterminé : *Nummulites aff. globulus* voire une espèce plus primitive encore : *Nummulites aff. deserti* DE LA HARPE ... Il y a reconnu d'autres *Nummulites* du groupe *N. globulus*, très primitives. Cette microfaune est d'âge ilerdien (Eocène inférieur).

Au niveau de la coupe 14 K, les radiolarites s'intercalent dans des marnes roses non datées. On observe des bancs microconglomératiques à éléments calcaires dans le flysch. L'échantillon B 73-178 a montré des éléments calcaires semblables à ceux du Trias supérieur d'Artotina.

La coupe 14 M montre l'apparition d'une grande épaisseur de marnes feuilletées roses en continuité avec le flysch susjacent. Dans le flysch sous-jacent, un échantillon (B 73-182) a montré - en lame mince - un grès fin à rares débris de plagioclases; dans son ciment calcaire cryptocristallin, j'ai observé des débris de Globigérines tertiaires (âge paléocène ou éocène inférieur).

A 1° Est de l'affleurement 14 M, au bord de la route, on trouve dans le flysch des niveaux calcaires microbréchiqes à bréchiqes. Ils diffèrent des faciès B 73-173 et B 73-182, car il s'agit de brèche calcaire à ciment calcaire, contenant peu de grains de quartz et n'ayant pas la pigmentation ocre du flysch. L'échantillon B 74-84 a livré des débris d'Echinodermes, Algues (Lithothamniées), Bryozoaires, des débris d'Orbitoides, de *Globorotalia* et des Globigérines tertiaires. Ce faciès se rapproche de celui des dernières récurrences calcaires micro-bréchiqes de la base du flysch dans la série du Vardoussia.

On y retrouve encore des éléments de calcaire identique à celui du Trias supérieur néritique d'Artotina.

Au niveau des coupes N et O, apparaissent des niveaux pélitiques légèrement marneux en continuité avec le flysch sous-jacent ; ils contiennent des bancs minces de grès fin à éléments en partie calcaires. Ces bancs sont disloqués et disharmoniques au sein de la masse pélitique. L'échantillon B 73-187 prélevé dans ces grès, montre des débris d'Orbitoides et d'Orthophragminidés, ce qui donne un âge minimum paléocène-éocène inférieur.

Les marno-calcaires situés à la partie supérieure de la coupe O ont livré :

- *Globorotalia pseudomenardi* BOLLI
- " *angulata* (WHITE)
- " *conicotruncata* SUBBOTINA

Ceci correspond au Paléocène moyen élevé (zone à *Gl. pseudomenardi*).

Ces niveaux ont des caractères semblables à ceux des couches de base du flysch observables dans la série du Vardoussia et dans les séries plus internes (Parnasse-Subpélagonien).

3° - Coupes du flanc Ouest de la cote 1598

A) La coupe R (fig. 25) montre l'intercalation - dans du flysch grés-pélitique fin - d'éléments uniquement calcaires et marno-calcaires de deux types :

1. des calcaires massifs comportant des niveaux dolomitisés rubanés gris et noirs. En lame mince, les échantillons B 73-69 et B 73-70 ont montré des faciès identiques à ceux des calcaires du Trias supérieur-Lias d'Artotina. En particulier, on y retrouve les mêmes Ostracodes à test fin. Il s'agit de l'affleurement A 3 de la figure 12. Contrairement aux affleurements A 1 et A 2, celui-ci est en contact direct avec du flysch grés-pélitique en bancs minces et les pendages respectifs concordent.

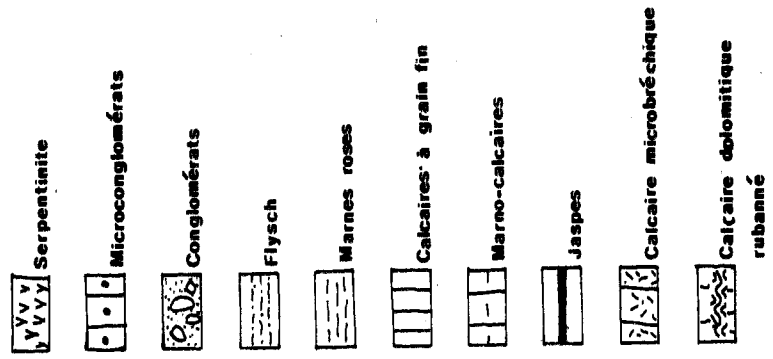
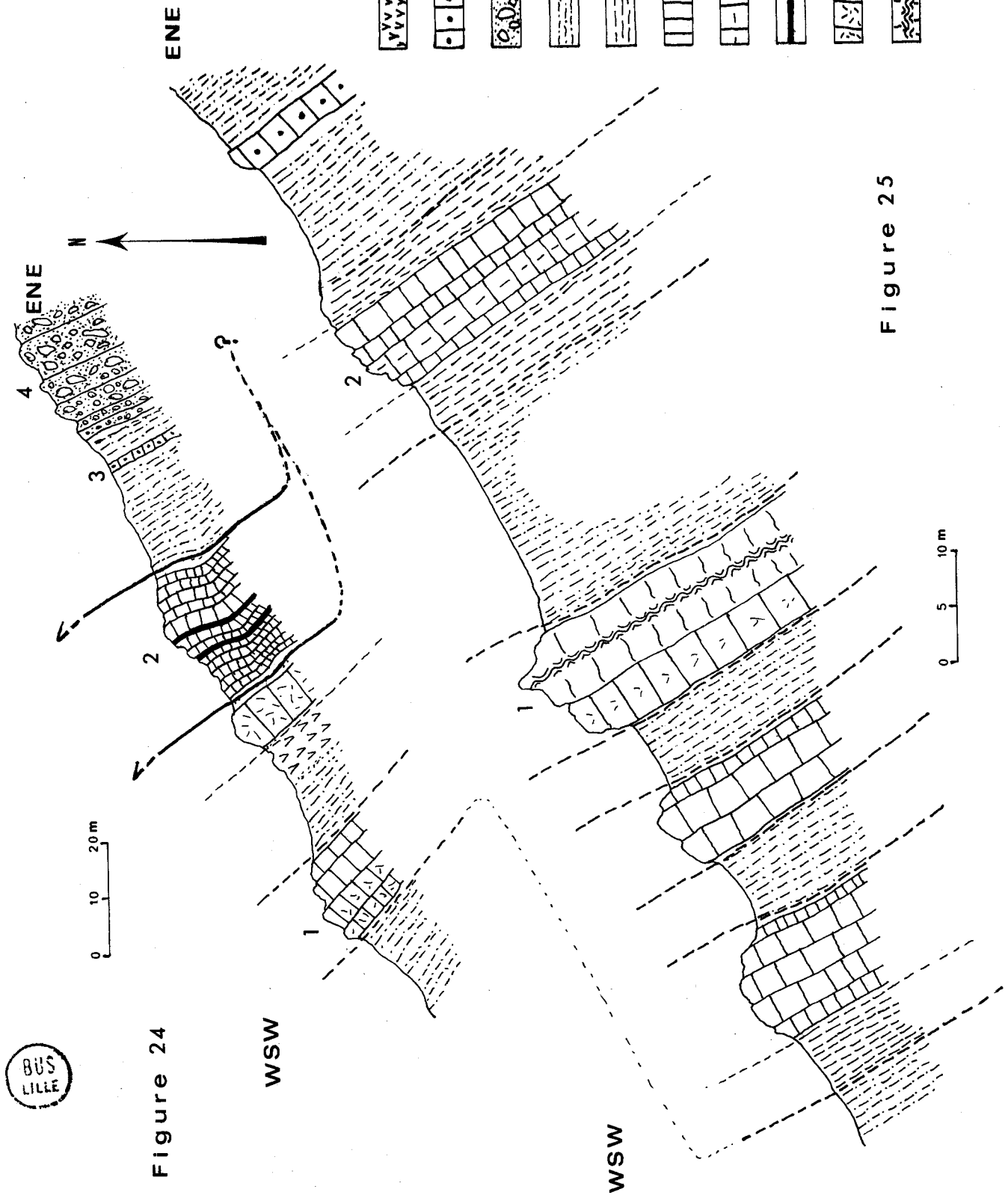


Figure 25

2. des marnes et marno-calcaires roses à Globigérines et *Globotruncana*, riches en oxydes métalliques responsables de leur pigmentation, et en joints stylolithiques parallèles à la stratification. Ils présentent des zones et filaments de recristallisation (dismicrite). Dans certains niveaux s'ajoutent des débris de jaspes et de serpentines. Les microfossiles sont fortement abîmés et de nombreuses figures de remaniements intraformationnels sont visibles dans les niveaux les plus marneux. On peut avancer un âge campanien-maestrichtien pour ces niveaux. L'échantillon B 74-73 a livré :

- *Globotruncana* gr. *stuarti* (DE LAPPARENT)
- " *arca* CUSHMAN

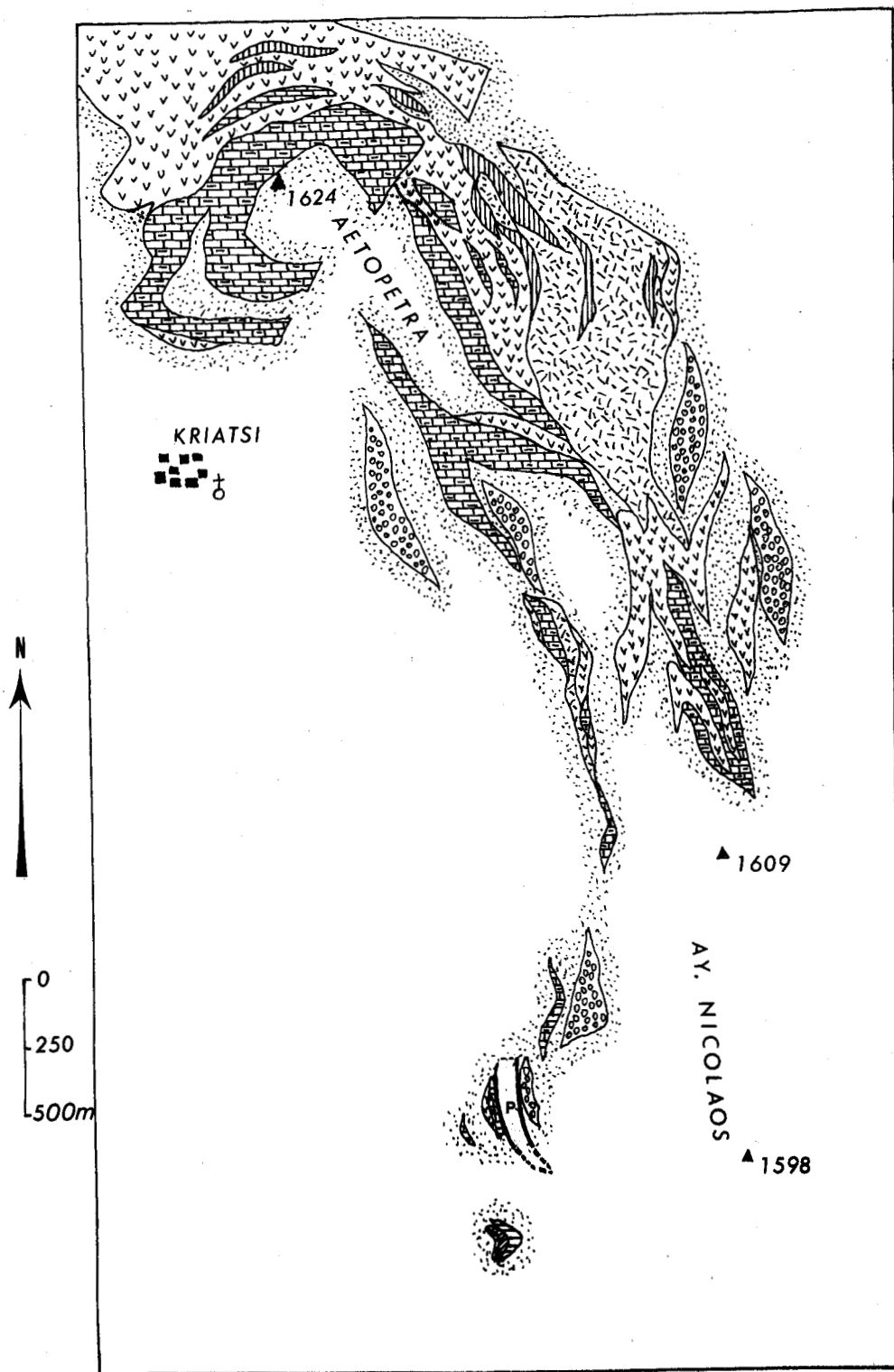
B) La coupe Q (fig. 24) nous montre, en 1, un épais niveau microbréchiq. calcaire de teinte rouge. Les échantillons B 74-80 et B 74-81 ont montré un ciment microcristallin et une abondance de débris de radiolarites associés à des fragments de micrite à *Globotruncana* et Globigérines (contenant eux-mêmes des fragments de serpentines). Quelques rares débris de Rudistes sont visibles. Ces niveaux peuvent être comparés à la base des calcaires roses du Mont Agtópétra. Nous observons, d'autre part, en 2, un lambeau de calcaires en plaquettes à jaspes gris (silexites). Les échantillons B 74-82 et B 74-83 ont montré des faciès microbréchiq. à débris de Globigérines, *Globotruncana* et Orbitoïdes associés à des fragments de radiolarites et de roches éruptives. D'autres échantillons montrent un faciès très fin souvent azoïque. Ces calcaires sont d'âge campanien-maestrichtien probable et se rattachent au Crétacé supérieur de l'autochtone relatif pindique.

On observe de nouveau dans le flysch, en 3, des bancs microconglomératiques riches en débris calcaires. L'échantillon B 74-79 est très comparable au B 73-173 décrit précédemment. En plus des débris de quartz et d'éruptif, il a montré des fragments :

- de micrite à *Globotruncana* du Campanien-Maestrichtien,
- de calcaire graveleux et oolithique,
- de calcaire microbréchiq. à Orbitolinidés roulées.

Dans le conglomérat du flysch, en 4, qui vient au-dessus, de nombreux éléments calcaires montrent des faciès à Algues, débris échinodermiques et Ostracodes tout à fait identiques à ceux du Trias supérieur-Lias d'Artotina.

CARTE D'AFFLEUREMENT DES XENOLITHES
DES MONTS AETOPETRA ET AY. NICOLAOS



BUS
LILLE

- | | |
|---|--|
|  FLYSCH |  CONGLOMERATS |
|  MARNO-CALCAIRES |  LAVES ET ROCHES GRENUES
INTERSERTALES ET OPHITIQUES |
|  RADIOLARITES |  SERPENTINITES ET
PERIDOTITES |
- Et Calcaires en plaquettes de
l'autochtone relatif pindique s.s.

Figure 26

CONCLUSIONS

L'ensemble des observations est résumé sur la figure 26, qui traduit l'imbrication des différents éléments de la formation. Trois idées essentielles peuvent être dégagées :

- 1) Nous retrouvons un complexe éruptif grenu et doléritique, de composition ultrabasique et basiques (serpentinites, diabases à alvéoles de calcite, gabbros); ces roches sont associées à des radiolarites et des pélites radiolaritiques.
- 2) Des pélites marneuses et des marno-calcaires roses apparaissent dans le flysch grésopélitique qui emballé les xénolithes. Certains affleurements marno-calcaires roses à *Globorotalia* peuvent être rattachés au sommet des calcaires du Mont Aëtropétra, ils viennent souvent au contact direct des xénolithes éruptifs. Par contre, d'autres affleurements, pélitiques marneux, intercalés de microbrèches calcaires à Globigérines tertiaires sont en continuité stratigraphique avec le flysch sous-jacent ou sus-jacent. Ces niveaux seront comparés aux couches de base du flysch de la série du Vardoussia dans le Chapitre troisième.
- 3) Le flysch qui environne les xénolithes présente de nombreuses intercalations microbréchiques à bréchiques riches en éléments calcaires. Certains contiennent des débris de Globigérines tertiaires et des *Globorotalia*; d'autres contiennent une microfaune benthique remaniée d'âge éocène inférieur.

III - LE SECTEUR DE KERASSIA

A. Description de coupes (fig. 28, 29, 30) [Localisation sur la Figure 27]

Du village de Kérassia au flanc nord du Mont Viakovouni, affleurent différents xénolithes identiques à ceux que nous avons vus jusqu'ici, mais de plus, l'association entre des serpentinites et des marno-calcaires roses prend l'allure d'un "mélange" très intime. Le paysage au sud de Kérassia montre une multitude de lanières de teinte rose sombre ou vert sombre, ces affleurements étant en proie à une vive érosion car très peu recouverts de végétation.

1. Les coupes A et B (fig. 28 et 29)

Elles figurent deux exemples de successions observables. Les calcaires et marno-calcaires sont semblables à ceux des Monts Aëtropétra et Ayos Nicolaos.

Certains lambeaux ont fourni des Globigérines tertiaires (en 1). L'échantillon B 73-10 (prélevé en 2) a fourni :

- *Globotruncana carinata* DALBIEZ
- " *gr. stuarti* (DE LAPPARENT)
- " *gr. fornicata* (PLUMMER)
- " *linneiana* D'ORBIGNY
- " *arca* CUSHMAN

et se situe à la limite Santonien-Campanien (base du Campanien). J'ai observé également des calcaires gris ou roses à grain fin mais englobant de gros fragments (centimétriques) de serpentine. Les échantillons B 73-20 et B 73-160 (en 3) montrent des débris de pyroxènes altérés et de serpentine (antigorite). Ces derniers portent des traces de tectonisation antérieure, microfractures et microplissement des clivages. L'un de ces échantillon a livré :

- *Globotruncana cf. ventricosa* (WHITE)
- " *elevata* BROTZEN

et appartient probablement au Campanien.

Dans le flysch sus-jacent, au niveau de la coupe 27 A, apparaissent des bancs de microbrèches calcaires à débris d'Orbitoïdes et d'Orthophragminidés, d'âge paléocène-éocène inférieur.

2) La coupe C (fig. 30)

Elle se situe près de la terminaison méridionale de l'affleurement complexe de Kérassia. Il s'agit, comme au Mont Aétopétra, d'une masse importante de périclites en voie de serpentinitisation, suivie d'une masse de dolérites et laves en oreillers. La serpentinitisation qui s'effectue grosso-modo suivant un réseau quadrillé, donne un aspect de brèche à l'affleurement. Au niveau des laves, on observe des surfaces pustuleuses caractéristiques de coulées sous-marines(?). Dans la masse de laves et roches grenues ophitiques, s'intercalent des niveaux de radiolarites rouges et de jaspes gris. Parmi eux, (en 4), j'ai pu observer quelques bancs calcaires microbréchiques en partie bioclastiques. L'échantillon B 73-126 a montré en lame mince de nombreux fragments de *Protopenoplis striata* WEYNSCHENK d'âge Dogger-Malm. D'autre part, cet échantillon montre de nombreux petits cristaux authigènes de plagioclases albitiques comportant parfois quelques macles. On retrouve ces mêmes minéraux authigènes dans des petits lambeaux calcaires azoïques englobés dans les pélites radiolaritiques (Est de la coupe).

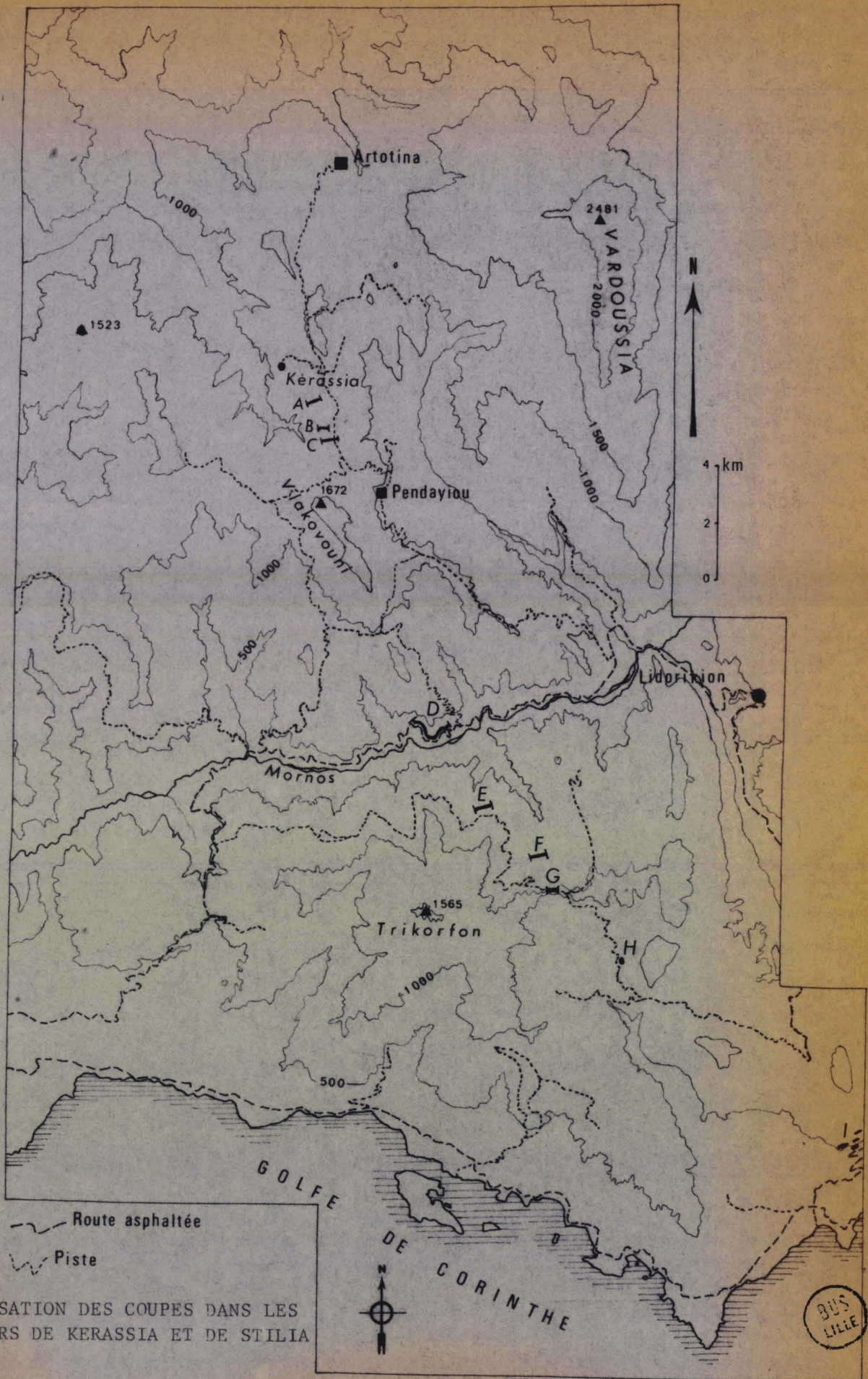


Figure 27

Figure 28

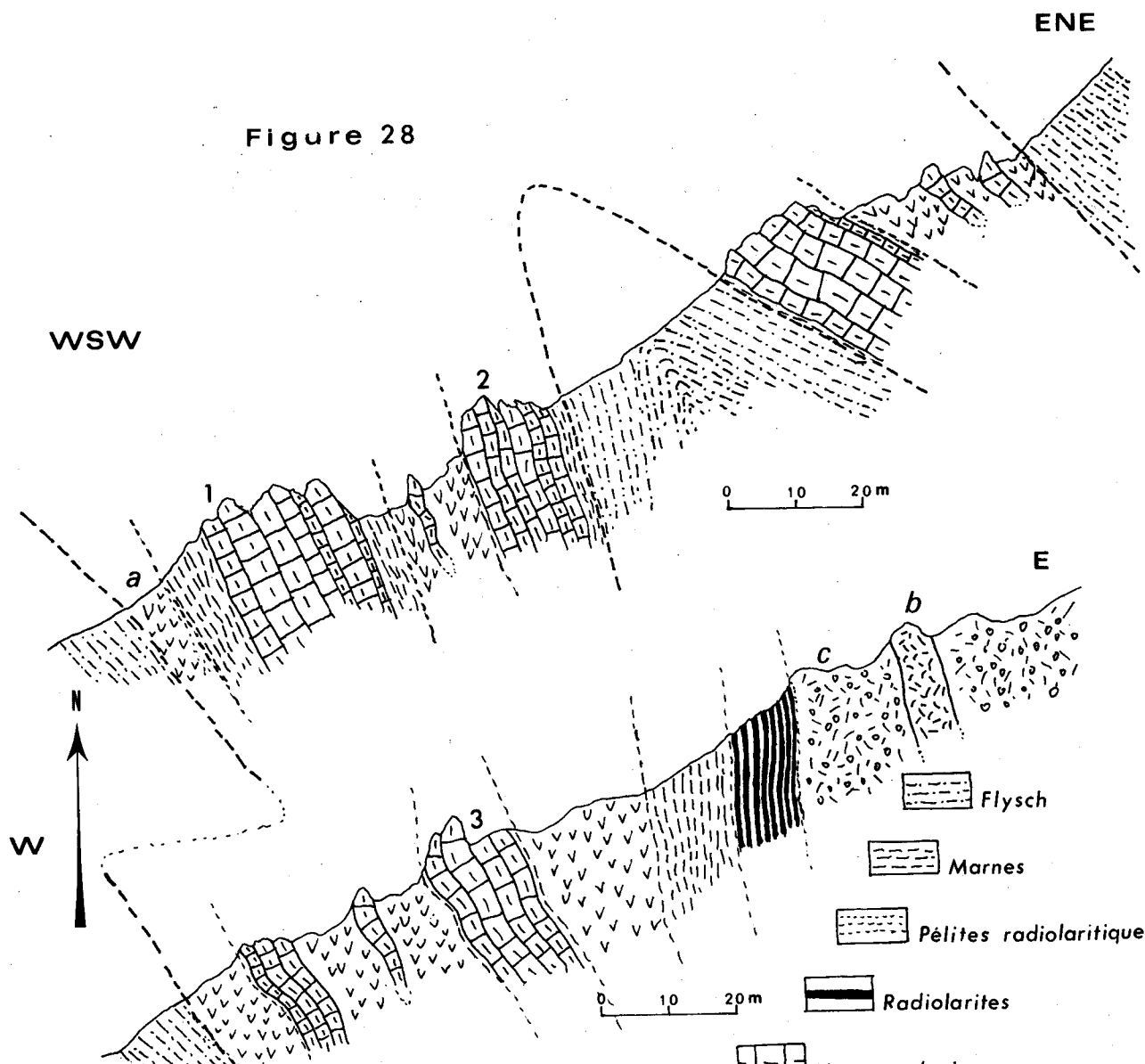


Figure 29

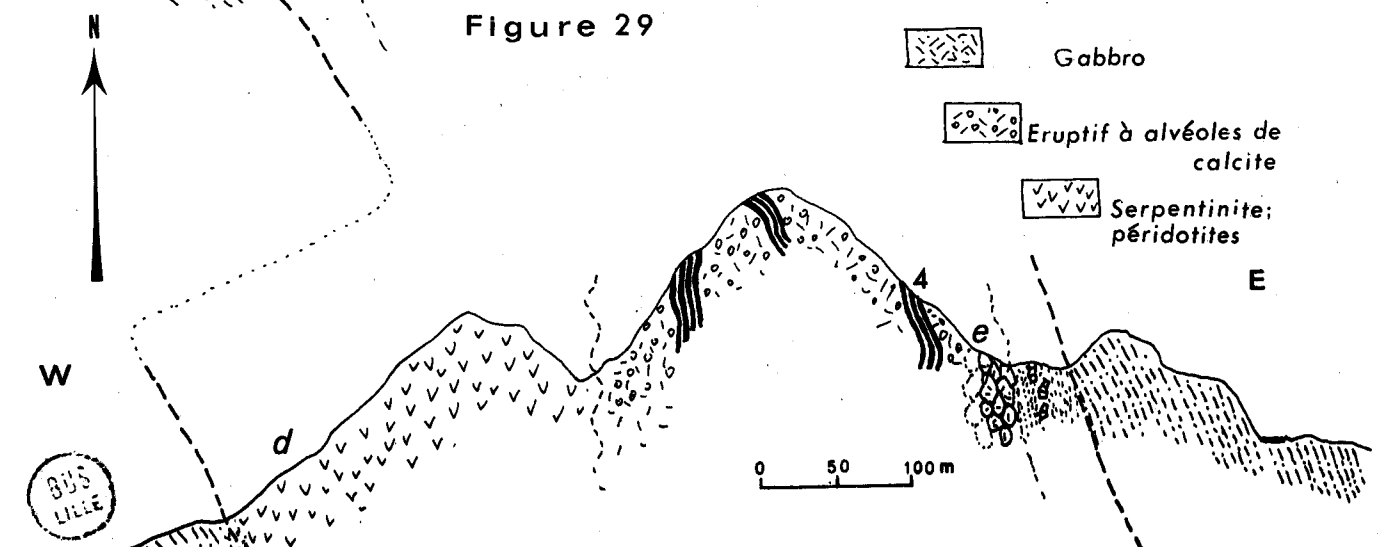


Figure 30

COUPES AU SUD DE KERASSIA.

3) Principales roches éruptives observées dans ce secteur

a) Coupe A : On y observe des serpentinites feuilletées et des blocs durs de teinte sombre y sont mêlés qui montrent en lame mince des restes de sections allongées et orientées d'amphibole pléochroïque vert pâle, dans un fond de paillettes biréfringentes et de calcite (altération de plagioclases); il s'agirait d'une amphibolite altérée.

b) Coupe B : Un prélèvement effectué en b a livré :

- un gabbro à plagioclases trapus (An_{50-60}), clinopyroxènes à altération serpentinisée et cristaux opaques automorphes d'ilménite;
- une diorite (possible) à structure grenue, contenant des plagioclases entièrement altérés, des amphiboles vertes pléochroïques très saines et mâclées, des restes de clinopyroxène entourés d'agrégats chloriteux.

Un prélèvement effectué en C a livré :

- un gabbros à structure doléritique intersertale à grain fin, contenant des clinopyroxènes, des plagioclases à An_{55-65} ;
- un albitophyre à alvéole de calcite contenant des plagioclases albitiques squelettiques, de l'épidote granuleuse, de l'hématite et des rares reliques de clinopyroxène.

c) Coupe C : on observe des péridotites à pyroxène (harzburgites-herzolites) à olivine en partie serpentinisée et "phénocristaux" d'orthopyroxène.

En E, affleurent des lambeaux d'une roche pyroclastique silicifiée à éléments allogènes; des quartz à golfe de corrosion et des cristaux fracturés et recourbés d'andésine indiquent une composition plutôt dacitique.

4) Existence de lambeaux de croûte ferralitique de serpentinites

Par endroits, on observe des serpentinites complètement altérées et oxydées (teinte rouille) avec des fragments de croûte ferralitique ("chapeau de fer") de quelques centimètres d'épaisseur. Ces formations sont ici très réduites et ponctuelles; elles peuvent être comparées à celles de Locride (J.-M. DEGARDIN, 1971). Ces dernières, beaucoup plus importantes, interviennent quand le Crétacé supérieur subpélagonien transgresse directement sur des

roches vertes. Ceci est interprété dans la zone subpélagonienne par une émer-sion ayant précédé la transgression du Crétacé supérieur.

5) Le flanc Ouest du Mont Vlakovouni

Au-dessus du village d'Alpochorio, au pied du sommet de Vlakovouni, on observe de nombreux petits affleurements de serpentinite, de taille métrique, disséminés parmi du flysch grés-pélitique. Quelques rares débris de radiolarites les accompagnent. Ces observations sont faites au niveau d'une pente d'éboulis et les rapports entre le flysch environnant et les xénolithes ultrabasiques n'ont pu être déterminés à cet endroit. Toutefois, à la faveur d'une ravine, j'ai pu observer une dizaine de mètres d'un mélange de débris calcaires, grès ocre, serpentinites, emballés dans des pélites légèrement marneuses ocres identiques à celles du flysch environnant.

B. CONCLUSIONS

La partie Nord du secteur de Kérassia est constituée essentiellement d'une association entre roches ultrabasiques et marno-calcaires roses sénoniens, maestrichtiens et paléocènes. Les affleurements sont allongés, se terminent en biseaux et sont parallèles au pendage moyen du flysch qui les environne.

Nous avons vu dans le secteur du Mont Aétopétrà que des calcaires et marno-calcaires roses d'âge sénonien-maestrichtien-paléocène constituaient une couverture stratigraphique des serpentinites affleurant en-dessous. Dans le secteur de Kérassia - de même qu'au Nord de la cote 1609 - on peut penser que l'on a un mélange entre les roches ultrabasiques et les sédiments qui les recouvraient. Le mode de formation de cette association complexe sera envisagé plus loin.

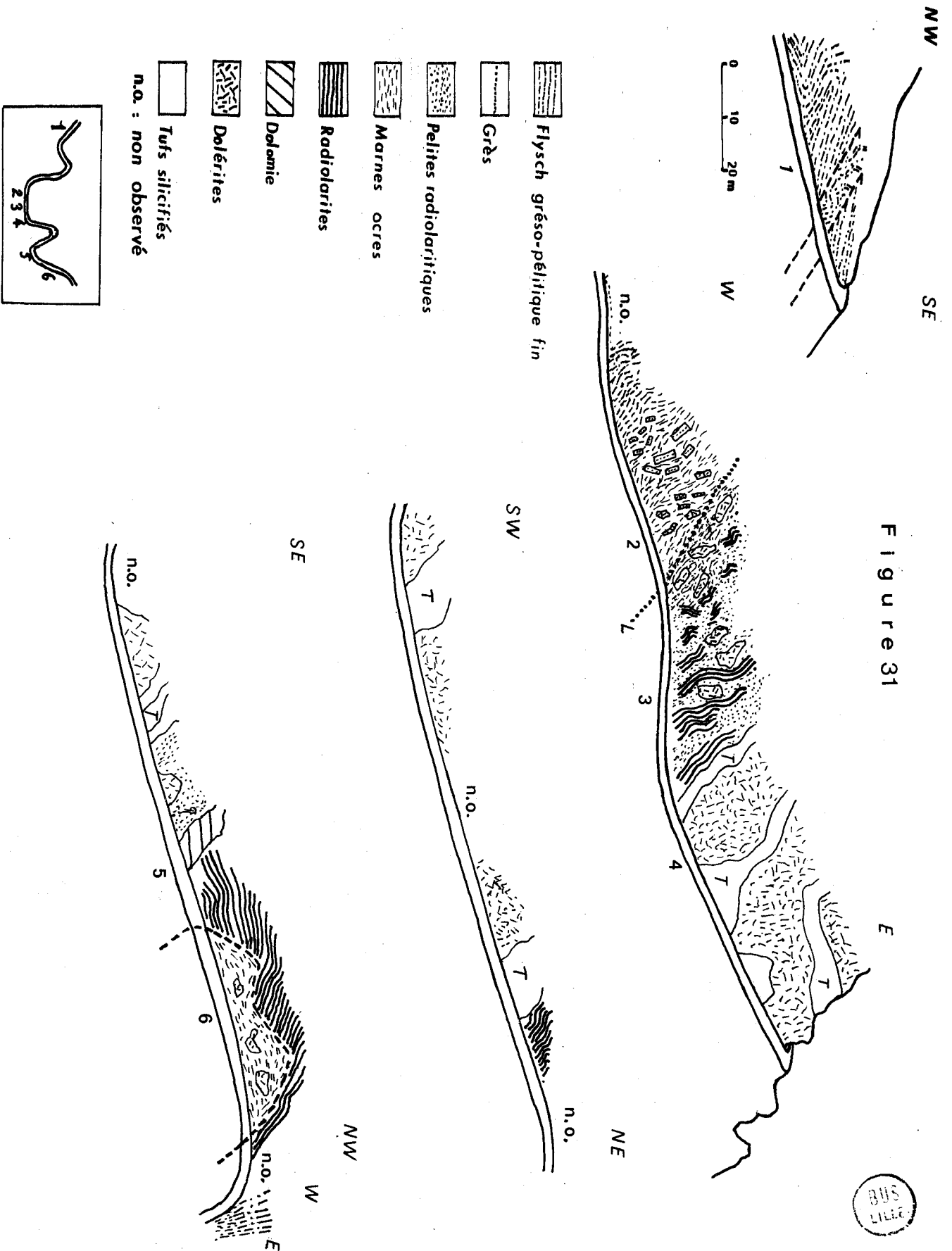
IV - DE LA VALLEE DU MORNOS AU VILLAGE DE MILIA

Au niveau de Kérassia affleurent des roches grenues ultramafiques, des dolérites et des pillow-lavas.

Au Sud du Mont Vlakovouni, les premières disparaissent et l'on n'observe plus que des dolérites et des pillow-lavas; ces roches de type hypovolcanique sont accompagnées essentiellement de radiolarites.

COUPE DE LA ROUTE NATIONALE NAFPAKTOS-LIDORIKION

Figure 31



A) Description des coupes (localisées sur la figure 27)

1. Coupe de la route nationale Naftaktos-Likorikion (Coupe D, fig. 31)

En 1 : On observe du flysch grés-pélitique en bancs minces qui montre des contacts anormaux obliques. Puis vient une zone déprimée où aucun affleurement n'est visible, qui correspond sans doute à une zone essentiellement pélitique.

En 2 : On observe environ 30 à 40 m de pélites marneuses de teinte ocre identique à celles du flysch environnant. Dans ces pélites, apparaissent de nombreux fragments de grès (de 40 à 50 cm d'épaisseur) et de nombreux blocs calcaires (centimétriques ou décimétriques). Parmi ces derniers, j'ai observé :

- des fragments de calcaire marneux à grain fin. L'échantillon B 73-70 - micritique - contient des débris dispersés de Globigérines et des Calcoisphères. L'échantillon B 73-250 est une micrite à Globigérines et *Globotruncana*, ayant subi une recristallisation partielle (dismicrite); il contient des débris de microfaune épigénisés par de la silice. Il a livré :
 - *Globotruncana* gr. *stuarti* (DE LAPPARENT)
 - " cf. *contusa* (CUSHMAN)
 - une *Globotruncana calcarata* probable

Il appartient au Campanien-Maestrichtien (plutôt au Campanien supérieur par *Globotruncana calcarata*).

- des fragments de calcaires microbréchique à grain fin et bien classés. Les échantillons B 74-2, B 73-69 et B 74-6 ont montré des débris de micrite à *Globotruncana*, d'Algues, de Bryozoaires, de Rudistes, de serpentines, de roches microlitiques et de radiolarites. L'échantillon B 74-6 contient beaucoup de débris calcaires à Miliolles, des fragments de *Planorbulina* sp., d'*Helle-nocyclina* sp. Ces faciès ne sont pas connus dans le Crétacé supérieur du Pinde, mais fréquents dans le Subpélagonien (J.J. FLEURY, communication orale). L'échantillon B 74-2 contient une fraction faible de quartz et une microfaune benthique remaniée du Maestrichtien terminal (*Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoïdes* LAMARCK). L'échantillon B 74-3 est un calcaire à entroques contenant une microfaune benthique de petite taille et un fragment possible de *Cuneolina* sp. J'ai observé également une brèche calcaire à éléments identiques au calcaire du Trias supérieur-Lias d'Artotina (mêmes Ostracodes à test fin et dolomitisation légère). Les échantillons B 74-5 et B 74-4 ont montré des débris de calcaires à polypiers, Bryozoaires et débris de Rudistes

associés à des Orbitolinidés fortement remaniés. Ces faciès se retrouvent dans le Crétacé moyen-supérieur de l'unité de Vardoussia et de la zone du Parnasse.

En 3 : La limite L est marquée par un changement de teinte. On passe d'un ensemble ocre à un ensemble rouge sombre peu marneux puis entièrement siliceux, de pélites radiolaritiques. Celles-ci emballent des fragments, de taille décimétriques à métrique, de radiolarites et de roches éruptives altérées vert sombre.

En 4 : vient une masse éruptive à deux constituants principaux :

- a) des diabases-dolérites de composition gabbroïque ou dioritique (plagioclases de An_{40} à An_{65} ; clinopyroxènes souvent relictuels, chlorites et ilménite) et des albitophyres (plagioclases albitiques squelettiques, chlorites et restes de pyroxène).
- b) des roches pyroclastiques silicifiées parmi lesquelles j'ai pu observer trois faciès différents de composition dacitique-andésitique.
 - des niveaux sans éléments allogènes, composés d'une matrice siliceuse cryptocristalline pure intercalés de lits dévitrifiés à cristaux xénomorphes vermiculés de quartz et surtout d'andésine (An_{40-50});
 - des niveaux à cristaux d'andésine (An_{30-40}) et quartz anguleux (allogène) dispersés dans une matrice siliceuse contenant des radiolaires;
 - des niveaux à éléments allogènes variés (quartz anguleux, fragments de muscovite et de grenat); les éléments pyroclastiques sont des quartz arrondis à golfe de corrosion et de l'andésine (An_{40}), la matrice présente localement des fluidalités.

En 5 : La masse éruptive et pyroclastique vient au contact de pélites radiolaritiques et d'un bloc de dolomie rouge. Il s'agit de dolomie euhédrique presque pure dans un fond siliceux jaspeux (calcaire jaspeux dolomitisé ?).

En 6 : viennent des radiolarites en bancs minces reposant sur une masse de pélites rouges englobant des débris éruptifs.

Cette quatrième coupe est parallèle à la direction des structures. Elle s'interrompt au niveau d'un ruisseau et quelques mètres séparent la masse radiolaritique de flysch fin; en remontant le ruisseau on n'observe pas la masse marneuse ocre à débris calcaires mais seulement quelques mètres de débris mêlés de jaspes et de flysch.



WSW

ENE

Ayos Antonios

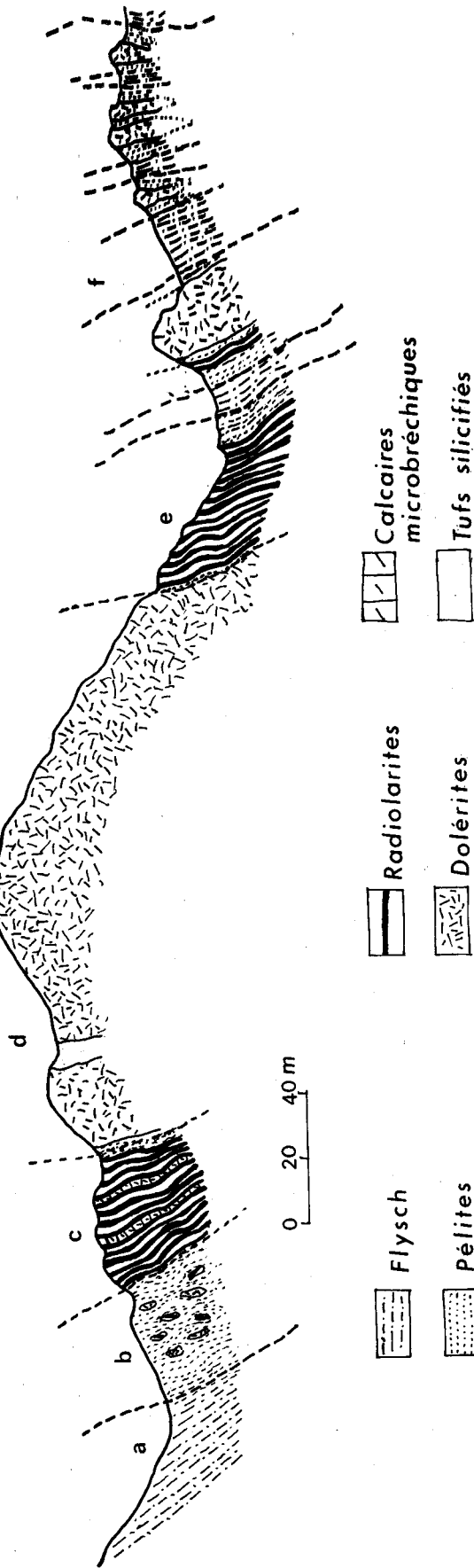


Figure 32

COUPE D'AYOS ANTONIOS

A la verticale de la seconde coupe, au fond de la vallée, on observe une masse de dolomie rouge légèrement calcaire, associée à des radiolarites rouges en bancs minces. Ces niveaux sont en contact avec des pillow-lavas à surface pustuleuse caractéristique. Celles-ci passent à des diabases-dolérites massives, puis viennent un à deux mètres de pélites à lambeaux d'éruptif et du flysch très gréseux.

2. Coupe d'Ayos Antonios (Coupe E-Fig. 32)

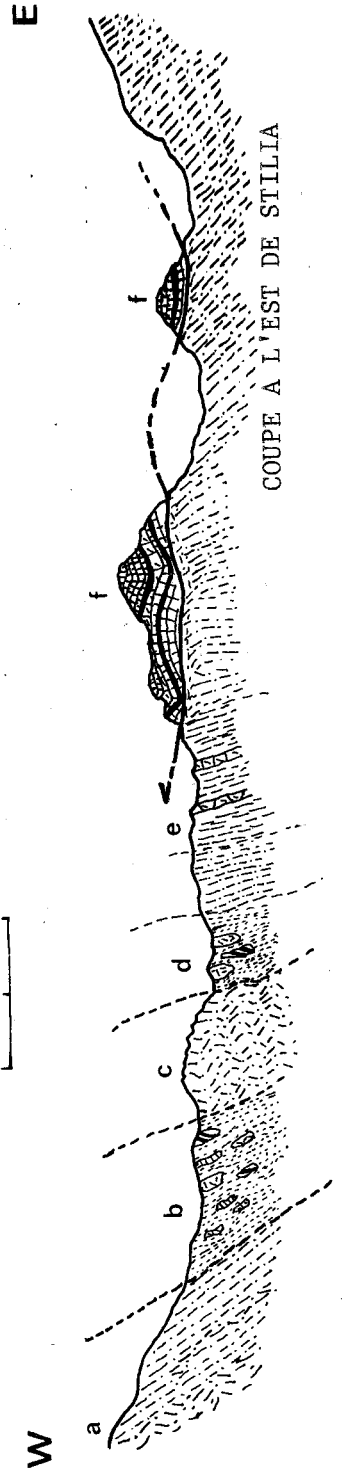
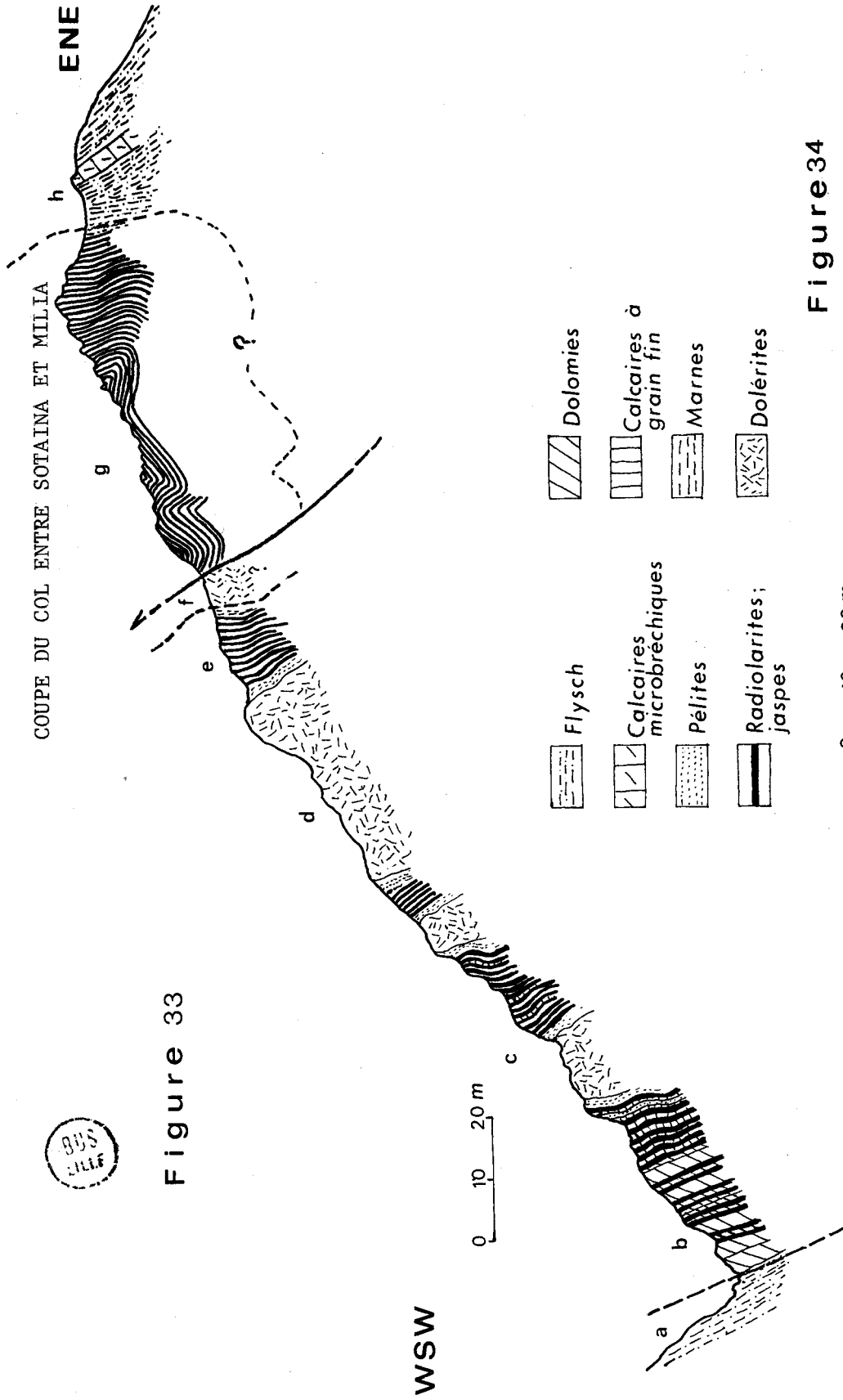
D'Ouest en Est, on observe :

- a) du flysch gréso-pélitique en bancs minces
- b) un mélange à matrice pélitique et éléments de tufs silicifiés, diabases, dolérites et albitophyres, identiques aux roches de la vallée du Mornos
- c) un épais niveau de radiolarites avec quelques intercalations de calcaires graveleux n'ayant pas livré de microfaune (en particulier pas de conodontes)
- d) quelques mètres de pélites rouges radiolaritiques et une masse éruptive (dolérites et tufs silicifiés)
- e) des radiolarites
- f) une série de petits affleurements éruptifs radiolaritiques et pélitiques rouges séparés par des bandes de flysch.

3. Coupe en contrebas de Stilia : (Coupe F, fig. 33)

On observe en partant du fond du ravin en contrebas de Stilia :

- a) du flysch gréso-pélitique fin
- b) environ 20 m de dolomies rouges et de jaspes. Les échantillons B-151, 152, 153 et 154 montrent une dolomie euhédrique presque pure dans un fond siliceux jaspeux. Elle présente une pigmentation ferrugineuse. Certains niveaux contiennent une légère fraction micritique. Ils n'ont pas livré de conodontes. L'échantillon B-74-155 montre le passage dolomie-jaspe; il s'agit probablement de calcaire à radiolaires et jaspes dolomitisés secondairement (communication orale de F. THIEBAULT qui a examiné ces lames).
- c) une centaine de mètres de radiolarites de teinte rouge sombre intercalées de petites masses éruptives. De rares bancs calcaires microbréchiques s'y intercalent ainsi que de rares bancs gréseux. Parmi ces calcaires, les échantillons B 74-256, 157 et 158 montrent des micrites riches en filaments et fantômes de radiolaires dispersés. Ils présentent une dolomitisation légère (1 à 5%) en rhomboèdres de 1/10 de mm environ. Aucun n'a livré de conodontes. Les échantillons B 73-157 et 156 montrent une authigénèse de plagioclases albitiques. La présence de nombreux filaments indique un âge triasique supérieur-liasique probable.



- d) une masse éruptive altérée (50 m environ) composée d'olbitophyres à alvéoles de calcite et de diabases à composition dioritique ou gabbroïque.
- e) des radiolarites (20 m)
- f) 10 m de flysch grésopélitique en bancs minces à pendage non visible
- g) de nouveau des radiolarites (150 m environ)
- h) du flysch grésopélitique fin dans lequel s'intercalent des bancs calcaires microbréchiques à bréchiques. Les échantillons B 74-138 et 139 contiennent des débris de Rudistes, de jaspes, de serpentines et des Globigérines et *Globotruncana* remaniés. Ils ne contiennent ni quartz, ni oxyde métallique.

Ces bancs ne renferment pas d'éléments de microfaune tertiaire. Ils sont identiques à des niveaux calcaires des couches de passage du flysch du Nord du Mont Vlakovouni, mais ils sont isolés dans le flysch.

4. Coupe du col entre Stilia et Milia (Coupe G; figure 34)

D'Ouest en Est, on observe :

- a) du flysch fait d'épais bancs de grès et d'épais interlits marneux (plusieurs mètres), puis du flysch grésopélitique fin présentant de nombreuses disharmonies et failles inclinées
- b) un mélange à matrice pélitique rouge légèrement marneuse contenant des blocs de radiolarites, de diabases-dolérites et de tufs silicifiés, des blocs calcaires (micrite à globigérines et *Globotruncana*; micrite à fantômes de Radiolaires, n'ayant pas livré de conodontes)
- c) 20 m de flysch fin fortement tectonisé
- d) quelques mètres de radiolarites, diabases, pélites rouges radiolaritiques
- e) flysch grésopélitique fin dans lequel s'intercalent des niveaux marneux roses intercalés de quelques bancs de calcaires microbréchiques.

L'échantillon 74-147 a livré *Alveolina aff. pasticillata* de l'Ilerdien inférieur à moyen. Il contient également des fragments de Rudistes. Un niveau induré (B 74-144) dans les marnes rouges montre des débris de *Globotruncana* et Globigérines, beaucoup d'oxyde de fer et de très nombreuses figures du remaniement synsédimentaire ("Wash-out"). L'échantillon B 74-147 remanie des éléments de B 74-144.

f) On observe au-dessus de ce flysch, en position de klippe tectonique, deux masses de calcaires en plaquettes à lits siliceux et intercalés de bancs microbréchiques. L'échantillon B 74-145 a livré :

- *Globo truncana arca* CUSHMAN
- " *ventricosa* WHITE
- " *cf. stuartiformis* (DE LAPPARENT)
- " *fornicata* PLUMMER

d'âge campanien. Ces niveaux se rattachent aux calcaires en plaquettes des unités orientales du Pinde étolique.

5. Les xénolithes de la base de l'écaille de Milia (localisée en H sur la figure 27)

A la base de l'écaille de calcaires en plaquettes pindique qui affleure à la sortie Sud du village de Milia, on observe des blocs enveloppés dans une matrice pélitique rouge légèrement marneuse.

Parmi ces blocs, j'ai pu observer :

- un calcaire graveleux et oolithique (B 74-175);
- un calcaire microbréchique (B 74-177) bien classé (éléments à 2 mm) à débris de Rudistes, d'Echinodermes, débris de micrite à *Coneolina* sp. Les éléments sont cimentés par une micrite interstitielle imprégnée d'oxyde métallique opaque donnant une teinte rouille à la roche (indice de remaniement sédimentaire);
- des blocs éruptifs : phéno-andésite riche en chlorites et calcite

Ces roches ont une structure microlitique porphyrique et contiennent des phénocristaux de plagioclase (jusque 4 ou 5 mm) souvent pseudomorphosés par de la calcite. D'autres phénocristaux remplacés par de la calcite et de la chlorite vert pâle ont des contours et des clivages de pyroxène. La mésostase est un verre à microlithes, riche en granules opaques donnant une teinte rouille à la roche; ce verre est interstitiel entre des alvéoles très nombreuses presque isotropes (opale probable). Les microlithes sont à An 45-55°.

Remarque : A 7 km environ au Nord-Est d'Eratini (affleurement I de la fig. 27), la route qui monte en lacets vers Amigdalía et Lidorikion coupe plusieurs affleurements de teinte lie de vin. Il s'agit de lambeaux de roches éruptives indéterminées très altérées, écrasées, traversées de filonnets de calcite; la taille de ces divers affleurements xénolithiques est très

variable (50 m à quelques centimètres). Ils sont emballés dans des pélites marneuses ocre identiques à celles du flysch environnant. Les lambeaux éruptifs de petite taille montrent une stratification grossière parallèle à celle du flysch environnant.

Ces roches ont été considérées comme appartenant à la formation de Kérassia-Milia et indiquées sur la carte jointe au mémoire.

B) CONCLUSIONS

Du Mornos à Milia, affleurent de nombreux lambeaux éruptifs et radiolaritiques associés également à des dolomies rouges siliceuses. L'ensemble peut se présenter en lentilles épaisses de quelques centaines de mètres ou aussi en petits affleurements de taille métrique qui forment des "chapelets" allongés suivant la direction du pendage moyen du flysch.

Ces xénolithes sont identiques aux laves et radiolarites observées au Sud de Kérassia et à l'Est du Mont Aétopétria. Toutefois, deux termes nouveaux sont apparus : des dolomies rouges siliceuses, des calcaires à filaments qui font supposer un âge triasique supérieur-liasique alors qu'au Nord, nous avons observé des radiolarites d'âge jurassique moyen-supérieur.

La coupe du col entre Stilia et Milia montre nettement que la "formation de Kérassia-Milia" s'est constituée avant la phase tectonique qui a écaillé le synclinorium ou tout au moins sa bordure orientale à une période post-ilerdienne ou plus récente.

V. -- LES PRINCIPALES LENTILLES CONGLOMERATIQUES DU FLYSCH D'ETOLIE

I. Situation

Des conglomérats qui, géographiquement, ne sont pas liés à la formation de Kérassia-Milia, apparaissent dans le flysch étolique, dans les moitiés Est et Ouest du synclinorium. Leur localisation est donnée par la carte au 1/50 000 ci-jointe. Deux types ont pu être observés.

2. Au Nord-Est du village de Koupaki

Il s'agit d'un poudingue à élément de grès, de graywacke, de dolérites; il contient aussi de gros galets de quartz blanc, laiteux.

3. Au Nord du village de Kokkino et au Nord-Est du Mont Ayos Nicolaos

Il s'agit de conglomérats mixtes : on y observe des niveaux contenant des galets de grès, de dolérites et de quartz et des niveaux contenant exclusivement des galets calcaires. Je n'ai pu observer ni le pendage, ni le passage entre les deux types de niveaux.

Dans les deux cas, les galets sont cimentés par du grès à débris anguleux de quartz, feldspath, radiolarite, dolérite et micaschiste.

Les éléments calcaires sont variés :

calcaire bréchique à débris de Rudistes et Orbitolinidés remaniés, semblables au calcaire crétacé de la série du Vardoussia,

calcaires oolithiques,

calcaires microcristallins azoïques gris bleuté,

calcaires bréchiques à débris de Rudistes, Orbitolinidés remaniés, Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Lithuolidés, Lenticulines, Nodosaridés (Ech. B 74-15). Les éléments sont entourés d'un liseré d'oxydation ferrugineuse.

micrites à grains opaques (oxyde de fer) dispersées (donnant une teinte jaunâtre à la roche). Elles contiennent une microfaune néritique benthique (Echantillons B 74-11, B 74-12) :

- de nombreux Miliolidés
- *Montcharmontia appenninica* DE CASTRO
- *Pseudolithuonella* sp.
- des Ophtalmidiidés
- *Aeolisaccus kotori* RADOICIC
- des Algues Dasydadacées

Ces faciès d'âge sénonien sont identiques à ceux que j'ai pu moi-même observer et décrire dans la base du Crétacé supérieur d'Othrys méridionale (C. BECK, 1972) (zone subpélagonienne).

4. CONCLUSIONS

En plus d'éléments appartenant à la série du Vardoussia, ces conglomérats sont riches en éléments calcaires d'origine plus interne. Leur contenu récapitule, en quelque sorte, une bonne partie de la liste des xénolithes décrits précédemment. Au Nord du secteur étudié, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) signalent également d'épaisses lentilles conglomératiques. Au Nord du Sperchios, J. AUBOUIN (1959) observe que "les conglomérats sont rares dans le flysch du Pinde", mais qu'ils se situent essentiellement au "sommet du flysch du synclinal du Pinde oriental".

VI - RESUME ET CONCLUSIONS DU CHAPITRE SECOND

A. Différents éléments xénolithiques

I* - Les roches éruptives

a) Observations :

Nous résumerons ici l'éventail des roches éruptives observées en les séparant des roches sédimentaires qui leur sont associées. Elles se répartissent en trois groupes :

1) roches grenues ultramafiques montrant des indices de tectonisation et une foliation fruste :

- serpentinites
- péridotites à pyroxènes
- pyroxénolites

2) roches grenues basiques (très peu) :

- gabbros
- diorites (?)

3) roches à structure doléritique intersertale ou ophitique, laves en oreillers et tufs silicifiés acides et intermédiaires, (roches hypovolcaniques et volcaniques sous-marines).

- diabases-dolérites à composition gabbroïque ou dioritique (souvent à faciès mandelstein)
- albitophyres (spilites ?)
- tuffites de composition intermédiaire ou acide (dacitique)
- très peu de roches microlithiques (près de Milia)

b) Comparaison avec des complexes ophiolitiques connus dans les Hellenides, Dinarides et Taurides.

Je n'ai pas utilisé le terme "ophiolites" jusqu'ici. Rappelons-en la définition.

STEINMAN (1926) regroupe sous cette appellation des associations très fréquentes dans les nappes de charriage de type alpin et qui comportent :

- des roches grenues ultrabasiques et basiques
- des roches à structure doléritique (ophitique, intersertale) basique et intermédiaires
- des laves basiques et intermédiaires souvent en coussins.

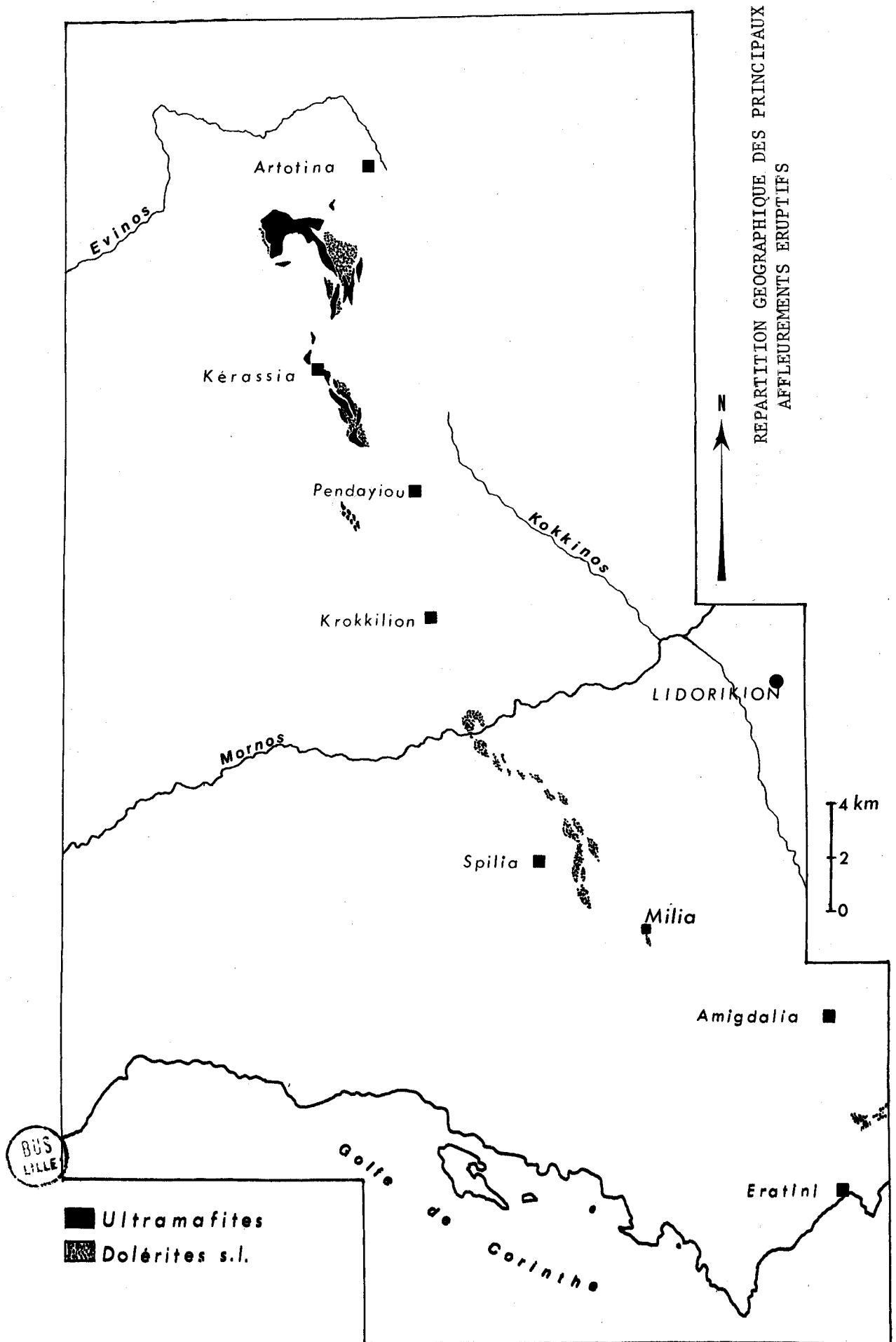


Figure 35

J.H. BRUNN (1956) utilise le terme "cortège ophiolitique" et y regroupe les mêmes éléments.

Les publications récentes utilisent souvent le terme "complexe ophiolitique".

Les études récentes dans les Dinarides yougoslaves (J. PAMIC in R. BLANCHET 1974; R. BLANCHET, 1974) et albanaises (I.I. BELOSTOTSKIY et G.V. KOLBANTSEV, 1969), dans les Hellenides (J. TERRY, 1974) et dans les Taurides (T. JUTEAU, 1970), précisent l'agencement des différents termes de ces complexes.

J. TERRY (1974) distingue trois groupes, de bas en haut :

- des péridotites foliées,
- des cumulats magmatiques mafiques et ultramafiques lités,
- un complexe volcanique ophiolitique.

Des filons et filonnets gabbroïques traversent l'ensemble.

Nous retrouvons donc ici l'essentiel des termes du complexe ophiolitique. J. TERRY, qui a observé mes lames minces - et que je remercie - a confirmé bon nombre de ressemblances avec des faciès pétrographiques qu'il a étudiés dans le Pinde septentrional.

Toutefois, l'association presque complète n'est observable que dans le secteur des Monts Aëtropétra et Ayos Nicolaos.

Note : Je n'ai trouvé que quelques rares blocs altérés d'amphibolites possibles. Le problème de ces roches métamorphiques associées aux complexes ophiolithiques a été évoqué récemment par R. BLANCHET (1973, p. 179 à 181).

2° - Associations "éruptif-sédimentaire"

- a) La région de Kérassia nous a montré un mélange intime de lentilles de serpentinites souvent feuilletées et de marno-calcaires roses sénoniens ou maestrichtiens-paléocènes.
- b) A l'Est du Mont Aëtropétra et surtout dans la partie située au Sud du Mornos, affleure une formation "volcano-sédimentaire" où les roches éruptives peuvent être considérées comme contemporaines ou subcontemporaines des radiolarites qui s'y intercalent pour plusieurs raisons :
 - les contacts entre éruptif et radiolarites se font souvent par l'intermédiaire de pélites rouges radiolarites à débris éruptifs altérés;

- les tufs silicifiés liés aux dolérites contiennent souvent des radiolaires.

Compte-tenu de cette hypothèse, il y aurait donc du volcano-sédimentaire d'âge triasique supérieur-liasique et d'âge jurassique moyen-supérieur.

3° - Répartition longitudinale des xénolithes

En ce qui concerne les roches éruptives, la figure 35 montre, du Nord au Sud, une diminution puis une disparition des ultramafites relayées par des diabases dolérites et pillow-lavas. D'un complexe ophiolitique presque complet au Nord, ne subsistent au Sud que des niveaux volcano-sédimentaires radiolaritiques.

Les calcaires et marno-calcaires crétacésupérieur-paléocènes disparaissent au niveau du Mont Vlakovouni et seules subsistent au Sud des radiolarites intercalées de quelques niveaux calcaires et dolomitiques d'âge Trias supérieur-Lias probable.

B. Lien entre les xénolithes et le flysch environnant:

I° - Cas des xénolithes de petite taille

Ces lambeaux calcaires et éruptifs peuvent être emballés dans un niveau épais de pélites marneuses ocre du flysch (versant Ouest du Vlakovouni et région de Stilia) ou dans des marnes roses en continuité avec le flysch (flanc Ouest du Mont Ayos Nicolaos).

Les pélites marneuses ocre ou les marnes roses feuilletées épousent parfaitement les contours des xénolithes. Ces derniers se disposent parallèlement à la stratification du flysch environnant et se terminent souvent en "chapelets" (non cartographiables par leur petite taille). Les roches éruptives observables dans ce cas sont très altérées (en particulier, les affleurements de la région de Stilia).

Dans certains cas, les fines alternances grésopélitiques du flysch viennent au contact direct des xénolithes; elles ne présentent alors que de très rares déformations.

Par leur nombre, par leur taille et leur disposition à l'affleurement, ces xénolithes apparaissent nettement sédimentés dans le flysch qui les entoure. Chaque alignement de blocs ou chaque lentille pélitique incluant des blocs, correspondent à un olistostrome au sens proposé par E.ABBATE et al.(1970)

à partir de la définition modifiée de G. FLORES (1955); chaque bloc correspond à un olistolithe.

2* - Cas des xénolithes de grande taille

J'évoquerai ici les principales masses xénolithiques successivement du Nord au Sud.

a) le cas des calcaires dolomitiques d'Artotina est problématique. Ils sont en position géométrique élevée, parallèles à la surface topographique; ils ont une "semelle" de serpentinites, radiolarites et calcaires en plaquettes. Toutefois, la coupe 14 R (fig. 25) montre les mêmes calcaires intercalés sédimentairement dans du flysch grés-pélique fin en compagnie d'autres lambeaux calcaires roses du type Aëtopétra.

b) La masse ultrabasique et calcaire du Mont Aëtopétra

Le contact nord-occidental montre, d'W en E :

- du flysch prés-pélique suivi de quelques mètres de petites pélices ocres contenant quelques fragments de bancs de grès disloqués,
- quelques mètres de marnes roses feuilletées,
- des dolérites altérées.

Ce contact présente des indices tectoniques faiblement marqués.

Je n'ai pas observé de contact oriental.

Sur la figure 24, qui est une carte d'affleurement, on voit la masse principale se subdiviser et s'effiloche vers le Sud, et la coupe 14 P (fig. 23) montre une parfaite concordance des pendages entre les lambeaux calcaires, les serpentinites feuilletées et le flysch environnant.

c) Le secteur de Kérassia

Le flysch peut être en contact direct avec les différents xénolithes ou bien des marnes roses s'intercalent. J'ai pu observer un grand nombre de contacts entre le flysch et les xénolithes, ne présentant aucun indice tectonique. Par ailleurs, la carte d'affleurement (fig. 26) montre ici encore de nombreux diverticules se terminant en biseau; leur pendage est parallèle à celui du flysch encaissant.

d) les dolérites-radiolarites de la route nationale Nafpaktos-Lidorikion (fig.3I)

Le contact occidental voit s'affronter deux mélanges⁽¹⁾ à matrice pélitique; l'un - inférieur - est lié au flysch sous-jacent par sa matrice pélitique marneuse de teinte ocre. Il contient, en outre, des débris calcaires variés dont certains distincts de l'autochtone relatif. Le caractère chaotique, la non-orientation des blocs attestent des mouvements tectoniques mais qui peuvent être postérieurs à une formation sédimentaire de ce mélange. L'autre - supérieur -, lié aux dolérites et aux radiolarites, ne contient que des éléments de ces dernières.

Le contact oriental, mal observable, est très localisé et ne fait intervenir que des blocs de radiolarites et de flysch.

P. CELET, en compagnie duquel j'ai observé cet affleurement, m'a fait remarquer la différence nette entre les deux contacts.

Je propose l'interprétation suivante : glissement synsédimentaire de la masse éruptive précédé par un niveau pélitique à blocs divers resédimentés. Par ailleurs, l'ensemble a été tectonisé ultérieurement avec le flysch comme en témoigne les affleurements de même nature situés au Sud du Mornos (paragraphe suivant). Le contact oriental serait purement tectonique dû à ces mouvements postérieurs.

Les xénolithes de grande taille (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sur 1 à 2 km de long), posent le problème de la taille des olistolithes et olistostromes. Pour E.ABBATE et al. (1970), une masse glissant à l'état semi-fluide peut avoir des dimensions pluri-kilométriques; tandis que pour des masses dures, peu modifiées, la limite de taille admise est réduite. Par ailleurs, nous avons observé des masses éruptives de taille hectométrique isolées dans les alternances gréso-pélitiques du flysch; à ce sujet, A. JACOBACCI (1965, in E. ABBATE, 1970) considère comme olistolithe des masses non liées à un olistostrome, dans la mesure où des indices de glissement sont visibles. Cela pourrait être le cas du massif doléritique de la route nationale qui montre une "semelle" pélitique contenant des nombreux blocs exogènes peu ou pas recristallisés.

3°-Conclusions

Plusieurs critères indiquent la mise en place des xénolithes en olistostromes et olistolithes :

(1) Le mot est pris dans un sens purement descriptif sans indication de mode de genèse.

- la forme des affleurements en languettes prolongées par des alignements de blocs,
- la présence de nombreuses lentilles pélitiques emballant des blocs exogènes,
- la disposition parallèle au pendage moyen du flysch encaissant.

C. Différenciation d'un "Flysch de Kérassia-Milia"

1° - Les niveaux particuliers du flysch emballant les xénolithes

Nous envisageons le cas des niveaux liés stratigraphiquement au flysch emballant les xénolithes et qui ont été décrits notamment sur le flanc Ouest du mont Ayos Nicolaos et entre Stilia et Milia. Il s'agit des roches suivantes :

- pélites marneuses roses feuilletées intercalées de calcaires microbréchiques à Globigérines tertiaires et Orthophragminidés (Paléocène-Eocène),
- pélites marneuses roses intercalées de microbrèches calcaires à Alvéolines remaniées d'âge éocène inférieur,
- microconglomérats calcaires à Nummulites remaniées d'âge éocène inférieur.

Je n'ai observé de tels niveaux qu'à proximité des xénolithes; des pélites marneuses roses d'âge paléocène existent dans la base du flysch de l'autochtone relatif pindique mais en minces lits alternant avec des calcaires et des grès. Par ailleurs, dans le nord du Synclinorium (régions de Karpenision et Marmara, K.E. KOCH et N.J. NICOLAUS (1969) ne signalent pas non plus de tels niveaux. Un affleurement de microbrèches calcaires à Nummulites a été cité par C. RENZ (1955) au sommet du Trikorfon (Sud du Mornos); je n'ai pas retrouvé ces roches.

Ces caractères particuliers du flysch emballant les xénolithes m'ont conduit à le distinguer du reste du flysch du synclinorium est-étolique; appelé "flysch de Kérassia-Milia", il constitue avec les xénolithes la "formation à olistolithes et olistostromes dans une matrice de flysch (ou "Wild Flysch", d'après la mise au point de P. BROQUET, 1970).

2° - Limites de la formation de Kérassia-Milia

La limite occidentale se confond localement avec le contact de base des Écailles médianes; parfois, un contact tectonique fait reposer du flysch gréseux sur du flysch riche en microconglomérats calcaires et xénolithes. Une cartographie détaillée montre que les xénolithes et le flysch qui les englobe

ont été tectonisés avec les écaillés médianes. Les xénolithes apparaissent décalés par les mêmes failles transversales.

Les limites occidentale et orientale au Sud du Mornos ont été tracées provisoirement. Elles enveloppent la zone à xénolithes, à micro conglomérats calcaires et marnes roses.

Dans le troisième chapitre, nous essaierons de préciser les rapports entre cette formation et le flysch pindique étolique.

CHAPITRE TROISIEME

**Comparaisons et conclusions ;
hypothèse sur la genèse de la
Formation de Kérassia-Milia**

CHAPITRE TROISIEME

COMPARAISONS ET CONCLUSIONS ;

HYPOTHESES SUR LA GENESE DE LA FORMATION DE KERASSIA - MILIA.

Les xénolithes de taille variée affleurant depuis Artotina jusqu'à Milia nous sont apparus composés de roches éruptives ophiolitiques, de radiolarites du Trias supérieur - Jurassique et de calcaires et marno-calcaires du Crétacé supérieur - Paléocène. Ces lambeaux ont été interprétés comme des olistolithes et olistostromes intercalés dans le "Flysch de Kérassia-Milia" lui-même distinct de l'ensemble du flysch du synclitorium.

Le premier objectif de ce troisième chapitre est d'essayer de déterminer la patrie des xénolithes et du flysch qui les englobe.

A) -ORIGINE ALLOCHTONE DES DIFFERENTS CONSTITUANTS DE LA FORMATION DE KERASSIA-MILIA:

I - Origine allochtone des xénolithes :

1°) Introduction.

Avant de comparer les différents xénolithes avec les séries plus internes que l'autochtone relatif pindique, rappelons brièvement les différences avec les niveaux synchrones de cet autochtone relatif, et discutons l'hypothèse d'une origine externe des xénolithes.

a) Différences avec l'autochtone relatif pindique :

- En ce qui concerne les roches éruptives, J. AUBOUIN (1959), P. CELET (1962), et J. DERCOURT et al. (1973) signalent des petits pointements microlitiques intercalés dans les niveaux du Trias supérieur - Jurassique inférieur, à la base des écaillies médianes ou occidentales du Pinde et du Pinde-Olonos. Il s'agit le plus souvent de basaltes, spilites, et andésites; ces affleurements sont réduits et très altérés. Il n'a pas été signalé de volcano-sédimentaire doléritique-radiolaritique comparable à ce que nous avons observé dans le secteur étudié.

Par ailleurs, P. CELET (1962) signale dans le Nord du Vardoussia un niveau "pouvant provenir de produits volcaniques remaniés", au contact du Trias supérieur calcaire-siliceux.

Le Trias supérieur et le Jurassique de la série du Pinde, qui ont fait l'objet d'une étude récente (J. DERCOURT et al., 1973) se distinguent des niveaux de la Formation de Kérassia-Milia datés ou supposés du même âge; en particulier, il n'a pas été observé de volcano-sédimentaire d'âge jurassique moyen-supérieur, mais des calcaires et des pélites.

Le Crétacé supérieur - Paléocène calcaire et marno-calcaire de l'Aétopétra, considéré indépendamment de son lien avec des ultramafites, forme une série peu épaisse et mal litée, à microfaune uniquement planctonique et sans éléments siliceux. Ces niveaux se distinguent donc très nettement des calcaires en plaquettes pindiques, et des calcaires riches en microbrèches et brèches à débris de Rudistes, du Vardoussia.

b) Différences avec la série, plus externe, du Gavrovo :

Celle-ci est représentée à l'Ouest du secteur étudié par les massifs du Klovova et du Varassova, étudiés par J. AUBOUIN, J.-H. BRUNN, P. CELET (1958), et J.-J. FLEURY (1970). Le Crétacé supérieur y est formé essentiellement de calcaires à Rudistes et l'Eocène est riche en calcaire à Nummulites. Ces faciès diffèrent nettement du Crétacé supérieur - Paléocène du Mont Aétopétra.

2°) Comparaison avec les séries plus internes :

La série du Parnasse-Kiona, étudiée notamment par J.-N. PAPASTAMATIOU (1960) et P. CELET (1962) est calcaire et néritique du Trias supérieur au Crétacé supérieur, ce dernier étant riche en Rudistes. Des calcaires à Ostracodes et à Mégalodontidés du Trias supérieur - Lias, présentent de nettes affinités avec les calcaires dolomitiques d'Artotina.

Dans le Massif de l'Iti, situé au Nord du Kiona et rattaché à la zone du Parnasse-Kiona, E. WIGNIOLLE (1975) a décrit récemment deux séries allochtones de marno-calcaires peu épais d'âge sénonien à microfaune planctonique; il les rattache au Béotien ou au "Subpélagonien", leur substratum n'étant pas connu.

Ces calcaires présentent des affinités nettes avec ceux du Mont Aétopétra.

Pour l'essentiel des xénolithes il faut envisager une patrie "subpélagonienne".

a) Précisions sur la définition actuelle des zones subpélagoniennes et pélagoniennes :

J. AUBOUIN (1959) a caractérisé la zone subpélagonienne par ses faciès de transition entre ride et sillon au Trias - Jurassique, ses ophiolites, et sa couverture transgressive Crétacé supérieur-tertiaire.

Plus récemment, J. FERRIERE (1971 et 1974_b) a distingué plusieurs séries anté-Crétacé supérieur : deux séries occidentales pélagiques, et une série orientale néritique. L'auteur propose de considérer les premières comme "subpélagoniennes", et la seconde comme "pélagonienne". Dans ces conditions, le Trias - Jurassique de Locride est pélagonien. J'adopterai cette distinction.

b) Le subpélagonien d'Othrys :

- L'anté-Crétacé supérieur :

J. FERRIERE (1974_b) décrit dans les unités occidentales un "ensemble volcano-sédimentaire constitué de radiolarites, de calcaires siliceux en fines plaquettes, et de roches éruptives basiques", surmonté par des calcaires à filaments. Un second ensemble volcano-sédimentaire est daté du Jurassique moyen-supérieur notamment par des *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK (C. BECK, 1972; J. FERRIERE, 1974_b). La fraction éruptive et sédimentaire triasique-jurassique des xénolithes se rapproche très nettement du Subpélagonien d'Othrys que j'ai pu moi-même observer dans la partie sud du Massif.

- La couverture Crétacé supérieur-éocène :

Nous avons mis en évidence un lien sédimentaire entre les calcaires sénoniens de l'Aétopétra et les serpentinites qu'ils recouvrent localement; ils forment une couverture transgressive comportant une brèche de base. Par ailleurs des indices d'altération ferrugineuse des serpentinites apparaissent ("chapeau de fer"). Nous retrouvons donc là un des caractères fondamentaux du Subpélagonien. L'existence de cette couverture transgressive et discordante traduit une orogénèse anté-Crétacé supérieur (B. CLEMENT, J. FERRIERE, 1973).

J'ai étudié moi-même cette couverture dans le Sud de l'Othrys (C. BECK, 1972); les résultats obtenus sont variés et différent des observations faites

par J. FERRIERE en d'autres secteurs du même massif (communication orale). Une grande variabilité de cette couverture, et surtout de sa base, apparaît et peut s'expliquer par la tectonique anté-Crétacé supérieur qui a affecté les zones internes (B. CLEMENT, J. FERRIERE, 1973).

(c) Le Pélagonien de Locride :

Dans le Massif de Kallidromon, J.M. DEGARDIN (1974) a décrit du Trias supérieur - Lias composé de calcaires dolomitiques, de dolomies rubannées et bréchifiées, et de niveaux à Ostracodes et à Mégalodontidés. Les calcaires dolomitiques d'Artotina présentent de nettes affinités avec cette série.

3*) Conclusions :

L'ensemble des xénolithes de la Formation de Kérassia-Milia se rattachent aux séries subpélagoniennes accompagnées de leur couverture transgressive et discordante Crétacé supérieur-paléocène.

Les calcaires dolomitiques d'Artotina peuvent appartenir au Trias supérieur-Lias du Parnasse-Kiona ou du Pélagonien.

II - Origine allochtone du Flysch de Kérassia-Milia :

1*) Introduction.

La présence de nombreux microconglomérats calcaires et de pélites marneuses roses, ayant livré des microfaunes paléocènes-éocènes, nous a conduit à distinguer le "Flysch de Kérassia-Milia" de l'ensemble du flysch étolique affleurant dans le synclinorium. Comparons ce Flysch de Kérassia-Milia avec les flyschs synchrones décrits dans les séries plus orientales.

2*) Comparaison avec les flyschs tertiaires des séries plus internes :

a) Les couches de base du flysch du Vardoussia se composent d'une grande épaisseur de pélites marneuses roses feuilletées, intercalées de bancs microbréchiques calcaires espacés et contenant des Globigérines tertiaires (Paléocène - Eocène) (cf. chapitre premier). Ces couches sont semblables à celles que nous avons

rencontrées sur le flanc Ouest du Mont Ayos Nicolaos.

b) Les flyschs de l'Iti décrits par P. CELET (1962), K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) et E. WIGNIOLLE (1975), sont riches en microbrèches calcaires à Nummulites non remaniées du Cuisien, et en marnes roses à la base. Ils sont rattachés à la zone du Parnasse-Kiona ou aux zones plus internes (Béotien ou Subpélagonien - Pélagonien). Ils surmontent deux séries sénoniennes-maestrichtiennes peu épaisses comparables aux calcaires et marno-calcaires de l'Aétopétra. Toutefois le sous-bassement des premières n'est pas connu.

c) Le flysch du Parnasse-Kiona est connu à l'Est du Massif du Kiona et dans la vallée de Delphes (P. CELET, 1962). Il présente à sa base une grande épaisseur de pélites marneuses roses datées du Paléocène-Eocène supérieur, et des conglomérats au sommet.

d) Le flysch subpélagonien d'Othrys (C. BECK, 1972) présente à sa base des marnes roses à *Globorotalia* du Paléocène moyen.

e) Le flysch pélagonien du Kallidromon (Locride) décrit par J.M. DEGARDIN (1971) montre des marnes roses à la base, et des niveaux microconglomératiques à Nummulites de l'Ilerdien.

3°) Conclusions :

Les niveaux particuliers du Flysch de Kérassia-Milia le rapproche des flyschs tertiaires des séries plus internes. La ressemblance m'est apparue plus nette avec le flysch du Vardoussia par ses couches de base, et avec les flyschs de l'Iti par leurs microconglomérats calcaires. D'autre part, le Mont Aétopétra nous a montré des marno-calcaires paléocènes en continuité stratigraphique possible avec du flysch les surmontant; ce fait impliquerait qu'une partie (non délimitable) de ce secteur appartienne à l'Eocène de la couverture subpélagonienne des roches vertes.

Le Flysch de Kérassia-Milia serait donc - en tout ou partie - allochtone et aurait une patrie orientale. Cette origine peut être multiple : sous-zone du Vardoussia, zone du Parnasse-Kiona (en particulier secteur de l'Iti), zone subpélagonienne-pélagonienne. Dans l'état actuel des connaissances, il ne m'a

pas été possible de déterminer les proportions relatives des différents composants et de placer une limite entre la formation de Kérassia-Milia et le flysch étolique de l'autochtone relatif.

B) - HYPOTHESES SUR LA GENESE DE LA FORMATION DE KERASSIA-MILIA.

Une origine interne vient d'être envisagée à la fois pour les xénolithes et pour le Flysch de Kérassia-Milia qui les emballent; les premiers apparaissent - au moins pour une bonne part - resédimentés dans le second; envisageons donc maintenant les rapports entre le Flysch de Kérassia-Milia et le flysch pindeïque étolique qui le borde à l'Est et à l'Ouest.

I - Rapports entre le Flysch de Kérassia-Milia et l'autochtone relatif étolique :

1°) Structure tectonique de l'ensemble du Pinde étolique :

En Grèce continentale (J. AUBOUIN, 1959; et P. CELET, 1962), la nappe du Pinde se compose d'une série d'écailles subparallèles, à l'Ouest, et d'un large synclinalorium à l'Est. En Péloponèse, la nappe du Pinde-Olonos présente une disposition comparable (J. DERCOURT, 1964). La mise en place de ces structures est datée de l'Eocène supérieur par ces auteurs.

2°) Structure des écailles médianes :

Le coeur du synclinalorium est marqué par une "arête médiane" dite "de Krokkilion" (P. CELET, 1962). Celle-ci s'ennoie immédiatement au Nord du Mornos et est tronquée au Nord de Kérassia par une faille verticale transversale. Les trois coupes sériées de la figure 37 (localisées sur la figure 36) et la coupe 4A du premier chapitre montrent une structure en anticlinal couché, cisailé, dont les deux flancs constituent deux écailles subparallèles. Au niveau de Krokkilion (coupe B) des "collapse-structures" sont visibles.

Le flysch étolique présente une multitude de contacts anormaux obliques,

Ces écailles sont constituées de calcaires et radiolarites d'âge mésozoïque.

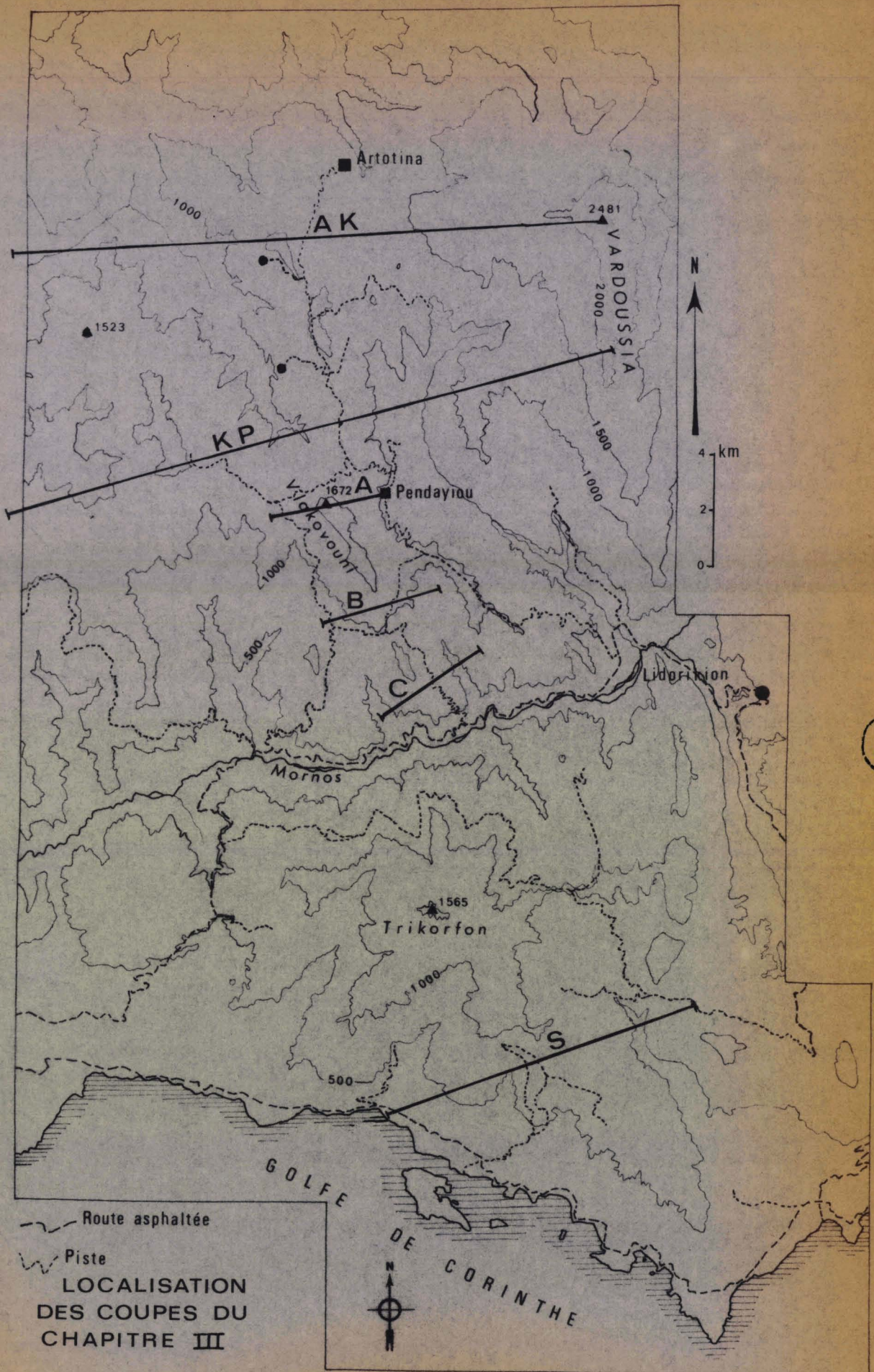
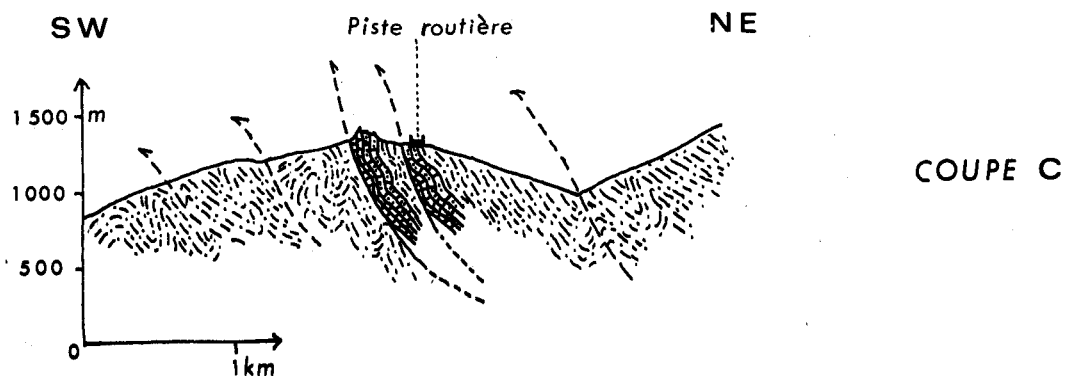
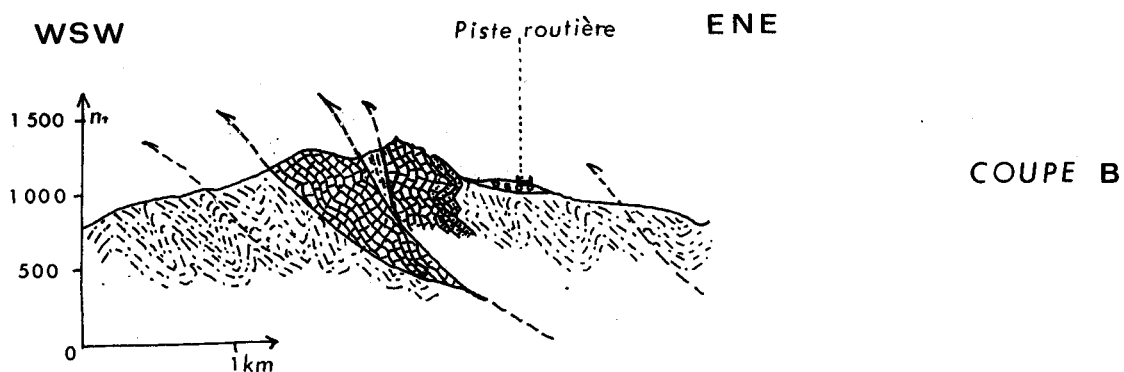
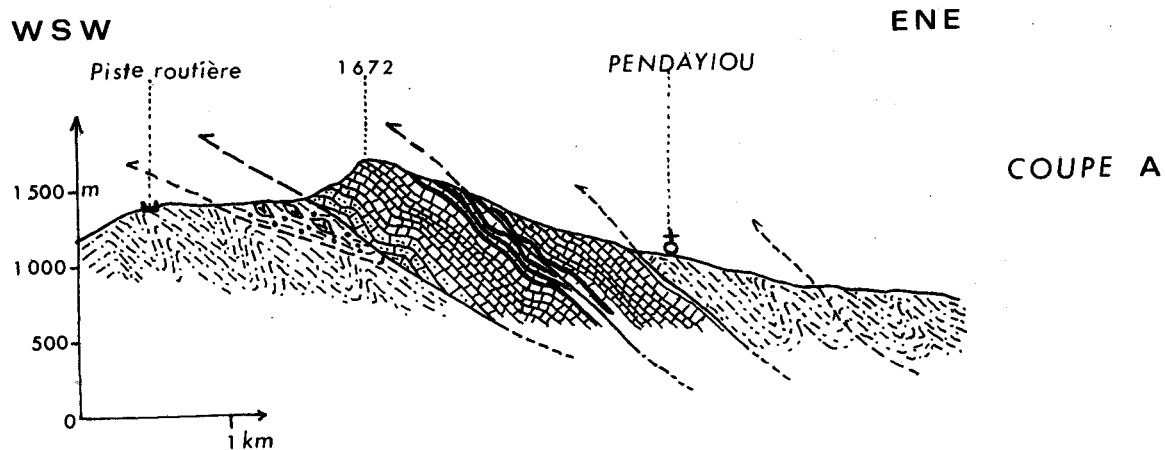


Figure 36



 Flysch

 FORMATION
DE KERASSIA-
MILIA

 Couches de
passage

 Calcaires en
plaquettes

FIGURE 37

COUPES TRANSVERSALES DES ECAILLES MEDIANES

des disharmonies ("bourrages") entre des niveaux à gros bancs de grès et graywacke ainsi que des alternances grésopélitiques fines. L'importance de chaque contact étant impossible à évaluer, la carte géologique jointe n'en figure pas et les coupes de ce troisième chapitre traduisent simplement le "style" tectonique du flysch.

De nombreux accidents verticaux découpent transversalement l'arête médiane suivant une direction moyenne WSW-ENE, au Nord, et SW-NE au Sud. Au Sud du Mornos, les calcaires en plaquettes qui bordent le synclinorium à l'Ouest présentent ce même système de failles.

3^e) Position structurale actuelle de la Formation de Kérassia-Milia :

Les écaillés médianes, le flysch étolique et la Formation de Kérassia-Milia ont été tectonisés ensemble pendant la phase finale ayant affecté le synclinorium; ce fait apparaît nettement sur la carte géologique, le schéma structural et les coupes des planches I et II.

La coupe du col entre Stilia et Milia (fig. 34) montre des klippes de calcaires en plaquettes pindiques reposant sur du flysch à xénolithes. La mise en place de la Formation de Kérassia-Milia apparaît donc antérieure à la tectonisation de la bordure orientale du synclinorium.

Je n'ai pas observé de contact tectonique majeur entre la Formation de Kérassia-Milia et le flysch étolique à sa partie inférieure occidentale. A la partie supérieure orientale, j'ai observé localement (au niveau de Kérassia et au Sud du Mornos) des contacts tectoniques faisant reposer du flysch très gréseux sur du flysch de type Kérassia-Milia. En d'autres endroits, les calcaires des écaillés médianes chevauchent directement du flysch à xénolithes.

En résumé, la Formation de Kérassia-Milia est intercalée en concordance dans le flysch étolique et est localement "coincée" sous les écaillés médianes. Cette position actuelle peut s'expliquer par deux processus : mise en place par glissement(s) synsédimentaire(s) au cours du dépôt du flysch étolique, ou charriage d'une unité de flysch plus interne avant la tectonisation du synclinorium.

4^e) Hypothèse d'une mise en place tectonique de la Formation de Kérassia-Milia :

La carte géologique jointe à ce mémoire traduit l'imbrication complexe des

divers éléments de la Formation de Kérassia-Milia; mais, en même temps un arrangement régulier des différents xénolithes apparaît; ceux-ci se disposent parallèlement aux écaillles médianes et au pendage moyen du flysch environnant (Flysch de Kérassia-Milia ou flysch étolique indifférencié).

D'autre part, il n'est pas signalé de jaïon de type "Kérassia-Milia" entre le secteur étudié et les régions d'Iti et du Kiona.

Ces deux faits me paraissent en désaccord avec une hypothèse tectonique, et s'expliqueraient par une mise en place en olistostromes.

5°) Hypothèse d'un lien sédimentaire :

Aux deux faits signalés au paragraphe précédent, on peut adjoindre la disposition de la Formation de Kérassia-Milia en une étroite bande s'allongeant sur environ 35 km.

Toutefois, pour expliquer cette disposition à l'affleurement, il est difficile de faire la part entre :

- une cause paléogéographique : dépôt d'olistostromes et olistolithes dans une "fosse d'Etolie" allongée en bordure du talus du Vardoussia. (Cette fosse correspondrait à la partie orientale du bassin pindique et serait à l'origine de la disposition actuelle en écaillles, à l'Ouest, et en synclinorium à l'Est.
- une origine tectonique : recouvrement d'une partie des affleurements de la Formation de Kérassia-Milia par les écaillles médianes.

6°) Comparaison avec d'autres formations du même type :

a) Dans la terminaison Nord du synclinorium entre le Sperchios et l'Evinos, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS ont décrits et cartographiés des affleurements de "schistes rouges de l'Iti-Kiona" et de calcaires mésozoïques provenant du Vardoussia et du Parnasse-Kiona. (Ils ne signalent pas d'éléments éruptifs.) Ces affleurements consistent en petites masses isolées ou disposées en "chapelets" dans la moitié occidentale du synclinorium; et sont interprétés comme des olistolithes. Un des affleurements figuré par G.A. KALLERGIS, K.E. KOCH, et H.J. NICOLAUS¹ forme une mince et longue bande parallèle aux structures du

flysch, située dans le prolongement de la Formation de Kérassia-Milia, environ 5 km au Nord de l'Evinos. Cet affleurement est interprété par K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS comme un olistostrome.

b) Dans l'Eocène des Apennins, ABBATE et al. (1970) ont décrit des "olistolithes ophiolitiques" avec lesquels la Formation de Kérassia-Milia présente de nettes ressemblances.

c) Respectivement en Algérie et en Sicile, A. CAIRE (1957) et P. BROQUET (1968) ont décrit des phénomènes de resédimentation de blocs calcaires dans un sillon à l'avant d'un front de nappe.

d) En Iti, P. CELET (1975) et E. BLEHAUT (1975) considèrent comme un olistostrome "un mélange de type volcano-sédimentaire", très chaotique, à matrice terrigène abondante et mal stratifié. Ce "mélange" serait subordonné à la mise en place anté-Crétacé supérieur des roches vertes. A la différence, la Formation de Kérassia-Milia serait liée à la remobilisation tertiaire de ces roches vertes associées aux séries subpélagoniennes-pélagoniennes et à leur couverture transgressive Crétacé supérieur-tertiaire.

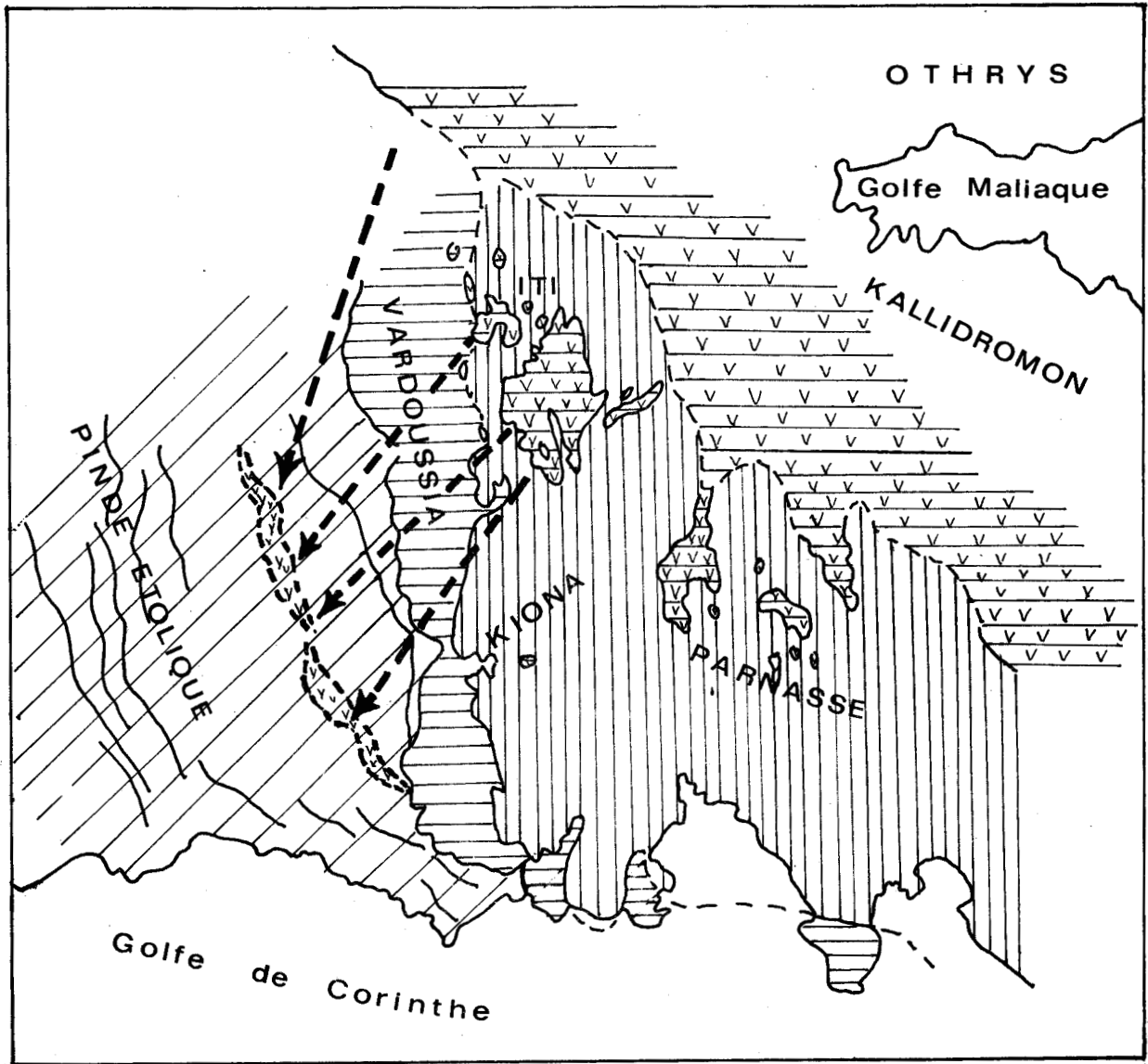
e) Dans les montagnes du Pinde septentrional, J. TERRY (1975) décrit une "formation à klippes sédimentaires" liée à un épisode tectonique Jurassique terminal et mobilisant des "ophiolites et des ensembles volcaniques et sédimentaires triasiques".

f) En Péloponèse septentrional, une formation chaotique tectonisée située entre la série de Tripolitza et la nappe du Pinde est interprétée comme un olistostrome par P. DE WEVER (1975).

7°) Conclusions :

La Formation de Kérassia-Milia peut être considérée comme un ensemble d'olistostromes, dont les olistolithes proviennent de la nappe subpélagonienne. La matrice proviendrait du flysch de la bordure orientale de la "fosse d'Etolie" et des flyschs d'Iti-Kiona et subpélagoniens.

La nappe subpélagonienne chevauchant, en Iti, des flyschs d'âge Cuisien (ou plus récent), sa mise en place est tardi- ou post-cuisienne; les olistolithes



-  Zone Subpélagonienne
-  Z. du Parnasse-Klona
-  Sous Z. du Vardoussia
-  Z. du Pinde
-  Flysch à xénolithes

FIGURE 38

ORIGINE ET SENS DE DEPLACEMENT
DES ELEMENTS DE LA FORMATION DE
KERASSIA MILIA

de la Formation de Kérassia-Milia se sont donc formés à cette même époque.

Cette hypothèse implique que le bassin de flysch étolique - et en particulier la "fosse d'Etolie" - continuait à fonctionner pendant que la zone du Parnasse-Kiona (secteur de l'Iti) était chevauchée par les unités subpélagoniennes et béotiennes. En particulier, les lentilles conglomératiques riches en galets provenant du Vardoussia seraient postérieures à la Formation de Kérassia-Milia et témoigneraient du début de la tectonisation de la bordure orientale de la "fosse d'Etolie"; cette dernière aurait un caractère préorogénique.

L'interprétation proposée ici rejoint certaines des conclusions de K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) à propos du Nord du synclinorium.

II - Conclusions : paléogéographie et tectonique tertiaires du synclinorium est-étolique.

Les modalités de mise en place de la Formation de Kérassia-Milia sont schématisées sur les figures 41 et 42.

- Au Maestrichtien terminal débute le dépôt du flysch dans le bassin pindique, les matériaux terrigènes fins contournant le haut-fond du Parnasse-Kiona et de l'Iti. Cette alimentation longitudinale a été envisagée par P. CELET (1962), K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) et J.J. FLEURY (1971).

- Au Paléocène, le dépôt de flysch débute dans le Vardoussia et la zone du Parnasse-Kiona au niveau de laquelle s'individualise le secteur de l'Iti, probablement plus déprimé.

- A l'Eocène supérieur, (à la fin du Cuisien ou après le Cuisien), la nappe subpélagonienne déjà tectonisée avant le Crétacé supérieur est remobilisée (avec sa couverture crétacé supérieur-tertiaire) et charriée sur la zone du Parnasse-Kiona, en particulier sur les flyschs de l'Iti.

A l'avant de la nappe, des lambeaux de subpélagonien se détachent et glissent sur le talus du Vardoussia, accompagnés par des lambeaux de flyschs d'Iti, et des lambeaux provenant de la pente sur laquelle ils transitent (Vardoussia). Ces glissements se feraient suivant les directions indiquées par la figure 41. Ces directions expliqueraient la différenciation longitudinale de la Formation de Kérassia-Milia.

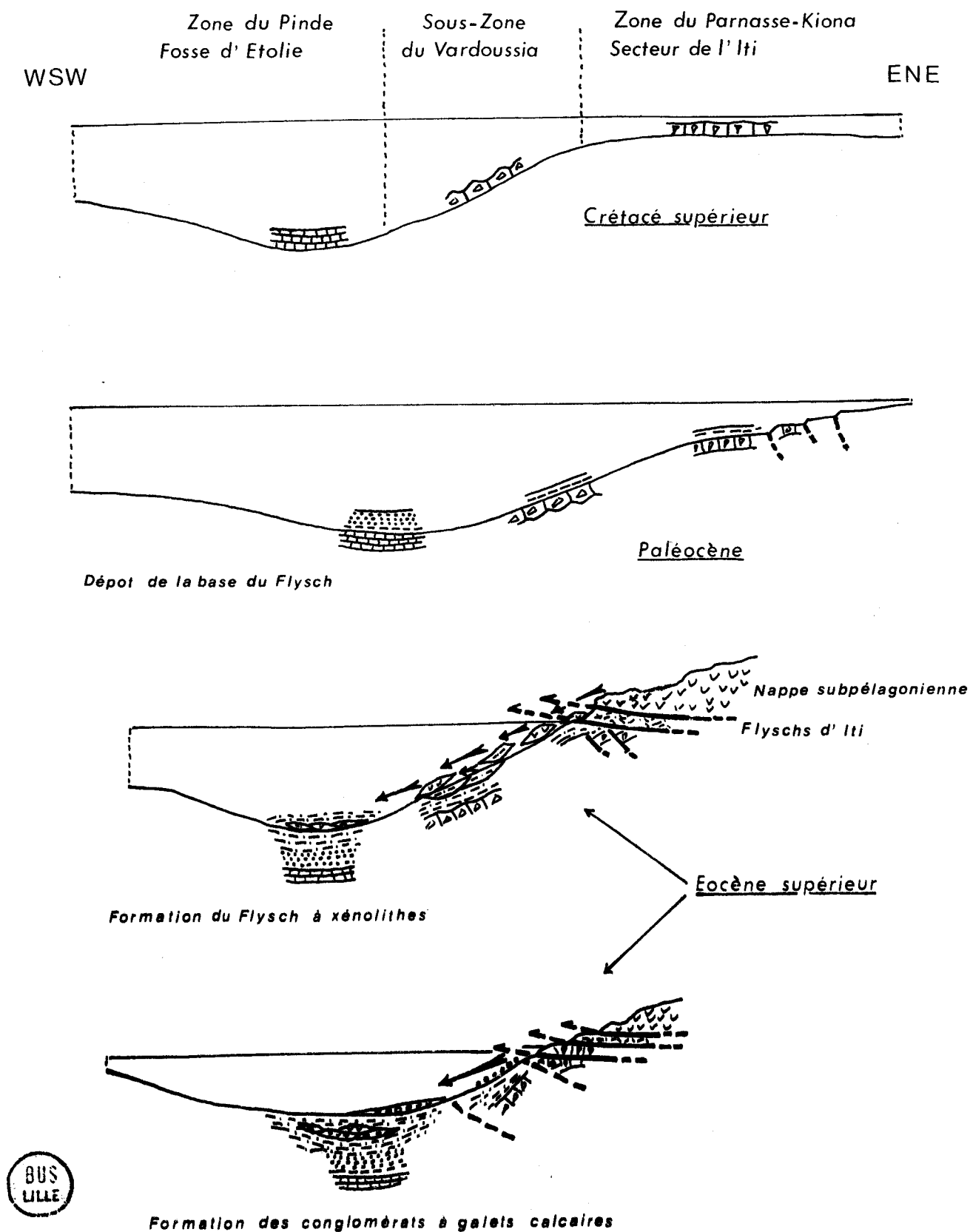


FIGURE 39

HYPOTHESE SUR LA GENESE DE LA FORMATION DE
KERASSIA-MILIA

Sur l'Iti est également charriée l'unité béotienne; je n'ai pu mettre en évidence aucun xénolithe se rattachant à cette dernière.

Après la mise en place des olistostromes dans la fosse étolique, le flysch continue à se déposer. Des conglomérats traduisent le début de la surrection de la sous-zone du Vardoussia; l'âge de ces formations n'a pu être précisé.

Enfin, le synclinorium est-étolique est tectonisé et écaillé à son tour.

En résumé, la Formation de Kérassia-Milia serait donc un niveau particulier du flysch du Pinde d'Etolie riche en olistolithes et olistostromes - voire même un seul olistostrome complexe -. Elle serait donc un épisode sédimentaire particulier du dépôt du flysch étolique, subordonné à la tectonique tertiaire d'âge éocène supérieur affectant les zones subpélagonienne-pélagonienne, et du Parnasse-Kiona (en particulier du secteur correspondant à l'actuel Massif de l'Iti). Sa mise en place précéderait la tectonisation du bassin de flysch pindique étolique.

ABREVIATIONS BIBLIOGRAPHIQUES UTILISEES

Ann. Géol. Pays Hell. : Annales Géologiques des pays hélléniques

Ann. S.G.N. : Annales de la Société Géologique du Nord

B.S.G.F. : Bulletin de la Société Géologique de France

C.R.Ac. Sc. : Comptes-rendus de l'Académie des Sciences

C.R. somm. S.G.F. : Comptes-rendus sommaires de la Société Géologique de France

Congr. Geol. Int. : Congrès géologique international

Ecl. geol. Helv. : Eclogae Geologicae Helveticae. Basel.

Geol. Soc. Amer. Bull. : Geological Society of America Bulletin

Int. Geol. Rev. U.S.A. : International geological review of U.S.A.

I.G.S.R. : Institute for Geological and Subsurface Research

Publ. Serv. Carte Geol. Alg. : Publication des Services de la Carte Géologique
d'Algérie

Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. : Revue de Géographie Physique et de
Géologie Dynamique

-111-

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1970). Olistostromes and olistoliths. - Sedimentary Geology 1970, n°4, p. 521-527. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P. (1958). Les massifs du Klokova et du Varassova (Akarnanie). - Ann. Géol. Pays Hell., t. IX, p. 256-259.
- AUBOUIN J. (1959). Contribution à l'étude géologique de la Grèce : les confins de l'Epire et de la Thessalie. - Ann. Géol. Pays Hell., t. X, p. 1-483, et thèse, Paris.
- AUBOUIN J., CELET P., BRUNN J.H., MERCIER J., GODFRIAUX I., DERCOURT J., LYS M., NEUMANN M., MARIE P., SIGAL J., SORNAY J. (1960). Le Crétacé supérieur en Grèce. - B.S.G.F. (7), t. II, p. 452-470.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA H., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P., VERRIEZ J.J. (1970). - Contribution à la Géologie de la Grèce : le Gavrovo, le Pinde et la zone subpélagonienne. - Ann. S.G.N., t. XC, fasc. 4, p. 277-306. Rapport des travaux du Centenaire des 27 et 28 nov. 1970.
- AUBOUIN J. (1973). Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. - B.S.G.F. (7), t. XV, p. 426-460.
- BECK C. (1972). Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale du Massif de l'Othrys (Grèce continentale). - D.E.A., Lille.
- BERNOUILLI D., LAUBSCHER M. (1972). The palinspatic problem of the Hellenides. - E.G.H., Basel, 65, p. 107-118.
- BLANCHET R. (1973). Contribution à l'étude géologique des Dinarides : un profil de la Dalmatie moyenne au Bassin Pannonnique. - Thèse, Paris VI.
- BLEHAUT E. (1975). Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale de l'Iti. - D.E.A., Lille.

- BONNEAU M. (1973). Les différentes "séries ophiolitifères" de la Crête :
une mise au point. - C.R. Ac. Sc., Paris, t. 276, série D, p. 1249-1252.
- BROQUET P. (1968). Etude géologique de la région des Madonies (Sicile).
- Thèse, Amiens.
- BROQUET P. (1970). La notion d'olistostrome et d'olistolithe. Historique et
étude critique. - Ann. S.G.N., t. XV, fasc. 2, p. 77-86.
- BRUNN J.H. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional
et d'une partie de la Macédoine occidentale. - Ann. Géol. Pays Hell.,
t. VII, p. 1-358, et thèse, Paris.
- CAIRE A. (1957). Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-
saharien et la mise en place de l'unité A. - Publ. Serv. Carte Géol.
Alg., n°5, Bull. n°16.
- CELET P. (1958). Existence d'une série crétacée allochtone dans la région
occidentale du Parnasse (Grèce). - B.S.G.F., (6), t. VIII, p. 471-
486.
- CELET P. (1959). Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le
Massif du Vardoussia. - Ann. S.G.N., t. LXXIX, p. 70.
- CELET P. (1962). Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et
d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale.
- Ann. Géol. Pays Hell., t. XIII, p. 1-446.
- CELET P., CLEMENT B. (1969). Sur la géologie de l'Hélicon oriental (Grèce).
- Ann. S.G.N., t. LXXXIX, p. 191.
- CELET P., CLEMENT B. (1971). Sur la présence d'une nouvelle unité paléo-
géographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité
du Flysch Béotien. - C.R. Somm. S.G.F., fasc. 17, p. 43.
- CELET P., CLEMENT B., LEGROS G. (1974). Sur la présence de flysch béotien
dans le domaine du Parnasse (Grèce continentale). - G.R. Ac. Sc.,
Paris, t. 278, série D, p. 1689-1692.

- CELET P. (1975). A propos du mélange volcano-sédimentaire de l'Iti (Grèce méridionale). - VI^e Colloque Egéen. Orsay-Paris Sud (sous presse).
- CHARVET J. (1973). Sur les mouvements orogéniques du Jurassique Crétacé dans les Dinarides de Bosnie orientale. - C.R. Ac. Sc. Paris, t. 276, série D, p. 257-259.
- CLEMENT B., FERRIERE J. (1973). La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. - C.R. Ac. Sc., Paris, t. 276, série D, p. 481.
- CREUTZBURG J., PAPSTAMATIOU J. (1969). Die Ethia Serie des südlichen Mittelkreta und ihre Ophiolithvorkommen. - Sitzungaberichte der Heidelberg Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1, t. Abhandlung, p. 1-63.
- DEGARDIN J.M. (1971). Etude géologique de la région d'Atalanti; (Locride; Grèce continentale). - D.E.A., Lille.
- DELFAUD J. (1975). Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôts. - B.S.G.F., (6), t. XVI, p. 643-650.
- DERCOURT J. (1960). Esquisse géologique du Nord du Péloponèse. - B.S.G.F., (7), t. II, p. 415-426.
- DERCOURT J. (1964). Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponèse septentrional. - Ann. Géol. Pays Hell., t. XV, p. 1-417.
- DERCOURT J. (1970). L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. - B.S.G.F., (7), t. XII, p. 261-317.
- DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J., MEILLIEZ F. (1973). Stratigraphie des couches situées sous les radiolarites de la zone du Pinde-Olonos (Grèce) : le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. - Ann. Géol. Pays Hell., t. XXV, p. 397-406.
- DE WEVER P. (1975). Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pindique (série de Tripolitza et série épimétamorphique de Zaroukla); Péloponèse septentrional, Grèce. - Thèse de 3^e cycle, Lille.

DIETZ R.S. (1963). Alpine serpentines as oceanic rind fragments. - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, p. 947-952.

DZULYNSKIY S., KSIAZKIEWICZ M., KUENEN Ph.H. (1959). Turbidites in flysch of the polysch carpathian mountains. - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 70, p. 104-128.

FERRIERE J. (1971). Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au Nord-Est d'Anavra (Grèce). - C.R.Ac.Sc., Paris, t. 274, série D, p. 74-76.

FERRIERE J. (1974a). Nouvelles données stratigraphiques sur le Massif du Koziakas. - C.R.Ac.Sc., Paris, t. 278, série D, p. 995.

FERRIERE J. (1974b). Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagoniennes et pélagoniennes. (Massif de l'Othrys - Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. - B.S.G.F., (7), t. XVI, p. 543-562.

FLAMENT J.M. (1973). De l'Olonos au Chelmos : étude géologique d'un secteur de la nappe du Pinde-Olonos. - Thèse de 3^e cycle, Lille.

FLEURY J.J. (1970). Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthoniques du Klokova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). - Revue de Micropaléontologie, 13^e année, Juin 1970, n° 1.

FLEURY J.J. (1970). Sur les modalités d'installation du Flysch du Pinde au passage Crétacé-Eocène. (Grèce continentale et Péloponèse septentrional). - B.S.G.F., (7), t. XII, p. 1110-1117.

FLEURY J.J. (1974). Précisions sur la série de la nappe du Pinde : l'âge des "radiolarites" (Dogger-Malm) et des "marnes rouges à radiolaires - premier flysch" (Eocrétacé-Sénonien basal), (Grèce). - C.R.Ac.Sc., t. 278, série D, p. 201-204.

FLORES G. (1955). Evidences of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. Proceeding of the 5th World Petroleum Congress, New-York, section 1/13, p. 14.

- FRIEDMANN G.H., SANDERS J.E. (1967). Origin and occurrence of dolostone. Carbonate rocks, part A, p. 267-348. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- GRACIANSKY P.Ch. de (1973). Le problème des "Colored Mélanges" à propos des formations chaotiques associées aux ophiolites de Lycie Occidentale (Turquie). - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. XV, fasc. 5, p. 555-566.
- JUTEAU T. (1970). Pétrogénèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie); leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. - Sciences de la Terre, t. XV, n° 3, p. 265-288.
- KALLERGIS G.A., KOCH K.E., NICOLAUS H.J. (1970). Carte Géologique de Grèce au 1:50 000. Feuilles de Karpenision et du Sperchios. - I.G.S.R., Athènes.
- KOCH K.E., NICOLAUS H.J. (1969). Zur geologie des Ostpindos-Flyschbeckens und seiner umrandung. - I.G.S.R., Athènes, n° 9, p. 1-190.
- KTENAS C.A., NEGRIS Ph. (1910). Sur la présence de couches à Ellipsactinia aux Monts Vardussia et sur la zone orientale du Flysch d'Etolie en Grèce. - C.R.Ac.Sc., Paris, t. 150, p. 748-749.
- KUENEN Ph. (1948). Turbidity currents of high density. - XVIII^e Cong. Geol. Intern., vol. 8, p. 44-52.
- LOFTUS L.D., TSOFLIAS P. (1971). Carte Géologique de Grèce au 1:50 000. I.G.S.R., Athènes.
- MARY G., DANGEARD L. (1970). Les phénomènes de glissement dans le domaine marin. - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. XII, fasc. 4, p. 313.
- MERCIER J., VERGELY P. (1972). Les mélanges colorés ("colored melanges") de la zone d'Almopias (Macédoine, Grèce). - C.R. Somm. S.G.F., fasc. 2, p. 71.
- MOORES E.M. (1973). Geotectonic significance of ultramafic rocks. - Earth Science Review, n° 9, p. 241-258. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

PAPASTAMATIOU J.N. (1960). Etude géologique de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta. - B.S.G.F., (7), t. XI, p. 398-408.

RENZ C. (1928). Geologische Untersuchungen im ätolischen Pindos. Praktica Academia, Athènes, t. III, p. 664-667.

RENZ C. (1955). Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. - Mémoires I.G.S.R., Athènes, 637 p.

RICOU L.E. (1971). Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2^e série, vol. XIII, fasc. 4, p. 327.

SOUBIAS D. (1973). Reconnaissance macroscopique et microscopique des carbonates naturels par une méthode de coloration simple. - Bulletin du Centre de Recherche de la S.N.P.A., Pau, (7), n° 1, p. 285-289.

STEINMANN G. (1926). Die ophiolitische Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. - XIV^e Congr. Géol. Intern., vol. 2, p. 636-638.

STRECKEISEN A.L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, vol. 107, p. 144-240.

TERRY J. (1971). Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). - C.R. Somm. S.G.F., fasc. 15, p. 384.

TERRY J. (1974). Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. - B.S.G.F., (7), t. XVI, p. 204-216.

TERRY J. (1975). Echo d'une tectonique jurassique : les phénomènes de resédimentation dans le secteur de la nappe des ophiolites du Pinde septentrional (Grèce). - C.R. Somm. S.G.F.,

WIGNIOLLE E. (1975). Contribution à l'étude géologique de la région centrale de l'Idi (Grèce continentale). - D.E.A., Lille.

WYLLIE P.J. (1967). Ultramafic and related rocks. -- New-York, J. Willey and sons, Ed^{rs}, 1 vol., 464 p..

ZERVAS S. (1972). Sur l'intrusion ophiolitique en Argolide (Grèce). Contribution à l'étude géologique et pétrologique des ophiolites.
-- Ann. Géol. Pays Hell., t. XXIV, p. 1-109.

TABLE DES MATIERES

	Pages
- AVANT - PROPOS	
- Cadre Géographique - Voies d'accès	3
- Remarques toponymiques - Fonds topographiques utilisés	5
- Cadre structural et historique de la région étudiée	8
- Objet du mémoire	11

CHAPITRE PREMIER : L'AUTOCHTONE RELATIF PINDIQUE ET LA SOUS-ZONE DU VARDOUSSIA

I - INTRODUCTION	15
II - LES COUPES DANS LA SERIE PINDIQUE D'ETOLIE	16
1. Coupe de Spilia	16
2. Coupe de la route de Kampos	21
3. Coupe de l'extrémité Sud de l'arête de Krokkilion	23
4. Coupe des flancs Nord et Ouest du Mont Vlakovouni	25
5. Les écaillés basales du font du Vardoussia	28
6. Conclusions	31
III - LA SOUS-ZONE DU VARDOUSSIA	31
1. Coupe des gorges de Milia	33
2. Coupe de la route Sotaina-Milia	35
3. Coupe 9 C	37
4. Conclusions	38
IV - CONCLUSIONS DU PREMIER CHAPITRE	39
1. Remarques d'ordre général	39
2. Le Crétacé supérieur	39
3. Les couches de passage au flysch	40

CHAPITRE SECOND : LA FORMATION DE KERASSIA-MILIA

INTRODUCTION	45
I - LE MONT AETOPETRA	47
A. Description des coupes	47
1. Coupe du flanc Nord	47
2. Coupes du flanc Est	49

3. Coupe de la route	53
4. Coupe de l'arête Sud	53
5. Limite occidentale du massif de roches ultrabasiques...	54
6. Les calcaires dolomitiques d'Artotina	54
B. Conclusions	57
II - LE MONT AYOS NICOLAOS	59
A. Description des coupes	59
1. Coupe au Nord de la cote 1609	59
2. Coupes du flanc Ouest de la cote 1609	61
3. Coupes du flanc Ouest de la cote 1598	63
B. Conclusions	67
III - LE SECTEUR DE KERASSIA	67
A. Description des coupes	67
1. Les coupes A et B	67
2. La coupe C	68
3. Principales roches éruptives observées dans ce secteur.	71
4. Existence de lambeaux de croûte ferralitique de serpentinites	71
5. Le flanc Ouest du Mont Vlakouvouni	72
B. Conclusions	72
IV - DE LA VALLEE DU MORNOS AU VILLAGE DE MILIA	72
A. Description des coupes	74
1. Coupe de la route nationale Nafpaktos-Lidorikion	74
2. Coupe d'Ayos Antonios	77
3. Coupe en contrebas de Stilia	77
4. Coupe du col entre Stilia et Milia	79
5. Les xénolithes de la base de l'écaille de Milia	80
B. Conclusions	81
V - LES PRINCIPALES LENTILLES CONGLOMERATIQUES DU FLYSCH D'ETOLIE ..	81
1. Situation	81
2. Au Nord-Est du village de Koupaki	81
3. Au Nord du village de Kokkino et au Nord-Est du mont Ayos Nicolaos	82

	Pages
VI - RESUME ET CONCLUSIONS DU CHAPITRE SECOND	83
A. Différents éléments xénolithiques	83
1. Les roches éruptives	83
2. Associations "éruptif-sédimentaire"	85
3. Répartition longitudinale des xénolithes	86
B. Lien entre les xénolithes et le flysch environnant	86
1. Cas des xénolithes de petite taille	86
2. Cas des xénolithes de grande taille	87
3. Conclusions	88
C. Différenciation d'un "Flysch de Kérassia-Milia"	89
1. Les niveaux particuliers du flysch emballant les xénolithes	89
2. Limites de la Formation de Kérassia-Milia"	89
CHAPITRE TROISIEME : COMPARAISONS ET CONCLUSIONS; HYPOTHESES SUR	
<u>LA GENESE DE LA FORMATION DE KERASSIA-MILIA</u>	
A - ORIGINE ALLOCHTONE DES DIFFERENTS CONSTITUANTS DE LA FORMATION DE KERASSIA-MILIA	93
I. Origine allochtone des xénolithes	93
1. Introduction	93
2. Comparaison avec les séries plus internes	94
3. Conclusions	96
II. Origine allochtone du Flysch de Kérassia-Milia	96
1. Introduction	96
2. Comparaison avec les flyschs tertiaires des séries plus internes	96
3. Conclusions	97
B - HYPOTHESES SUR LA GENESE DE LA FORMATION DE KERASSIA-MILIA ...	98
I. Rapports entre le Flysch de Kérassia-Milia et l'autochtone relatif étolique	98
1. Structure tectonique de l'ensemble du Pinde étolique	98
2. Structure des écaillles médianes	98
3. Position structurale actuelle de la Formation de Kérassia-Milia	101

	Pages
4. Hypothèse d'une mise en place tectonique de la Formation de Kérassia-Milia	101
5. Hypothèse d'un lien sédimentaire	102
6. Comparaisons avec d'autres formations de même type.....	102
7. Conclusions	103
II. Conclusions : paléogéographie et tectonique tertiaire du Synclinorium est-étolique	105
Abréviations bibliographiques utilisées	109
Bibliographie	111
Table des matières	119
Liste des figures	123

LISTE DES FIGURES .

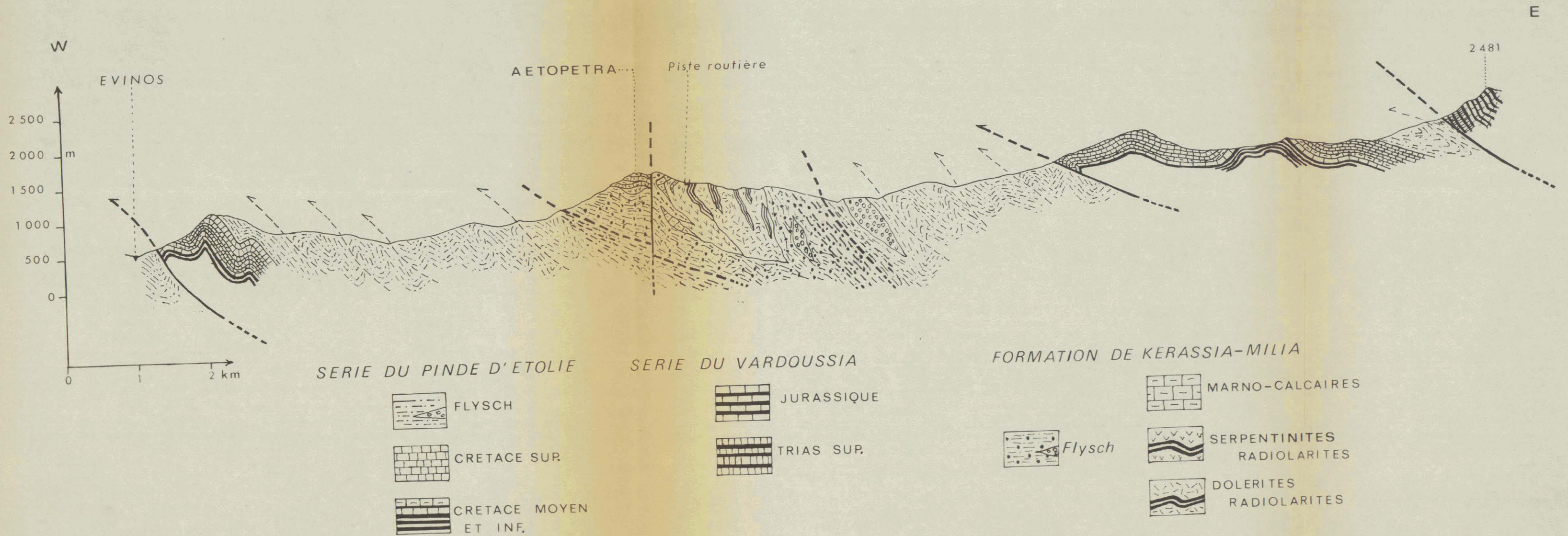
pages

1. Localisation du secteur parcouru	2
2. Esquisse paléogéographique et structurale des Hellénides	6
3. Cadre structural	9
4. Localisation des coupes dans la série pindique d'Etolie.	17
5. Coupe de Spilia	20
6. Coupe de la route de Kampos	22
7. Coupe de l'extrémité Sud de l'arête de Krokklion	24
8. Coupe des flancs Nord et Ouest du Mont Viakovouni	26
9. Localisation des coupes dans la série du Vardoussia.....	29
10. Coupe des gorges de Milia	32
11. Coupe de la route Sotaina - Milia.....	36
12. Coupe du pont sur la rivière Bélétsitsa.....	36
13. Schéma structural.....	44
14. Localisation des coupes des Monts Aëtopétrà et Ayos Nicolaos	46
15. Coupe du flanc Nord du Mont Aëtopétrà.....	48
16-17 Coupes du flanc Est du Mont Aëtopétrà.....	50
18. Coupe de la route Pendayiou - Artotina.....	51
19. Coupe de l'arête Sud du Mont Aëtopétrà.....	52
20. Localisation des affleurements de calcaires dolomitiques à Ostracodes et Mégalodontidés.....	55
21. Les calcaires dolomitiques d'Artotina.....	56
22. Coupe au Nord de la cote 1609	58
23. Coupe du flanc Ouest de la cote 1609	60
24-25 Coupes du flanc Ouest de la cote 1598.....	64
26. Carte d'affleurement des xénolithes des Monts Aëtopétrà et Ayos Nicolaos.....	66
27. Localisation des coupes dans les secteurs de Kérassia et de Stilia.....	69
28.29.30. Coupes au Sud de Kérassia.....	70
31. Coupe de la route nationale Nafpaktos-Lidorikion.....	73
32. Coupe d'Ayos Antonios.....	76
33. Coupe à l'Est de Stilia.....	78
34. Coupe du col entre Sotaina et Milia.....	78
35. Répartition géographique des principaux affleurements éruptifs.....	84
36. Localisation des coupes du chapitre III.....	99
37. Coupes transversales des écailles médianes.....	100
38. Origine et sens de déplacement des éléments de la Formation de Kérassia-Milia.....	104
39. Hypothèse sur la genèse de la Formation de Kérassia-Milia.....	106



COUPE DU SYNCLINORIUM EST-ETOLIQUE ENTRE ARTOTINA ET KRIATSI

COUPE AK



Extrémités E et W d'après P. CELET, 1962

COUPE TRANSVERSALE DU SYNCLINORIUM EST-ETOLIQUE

ENTRE KERASSIA ET PENDAYIOU

COUPE KP

WSW

ENE

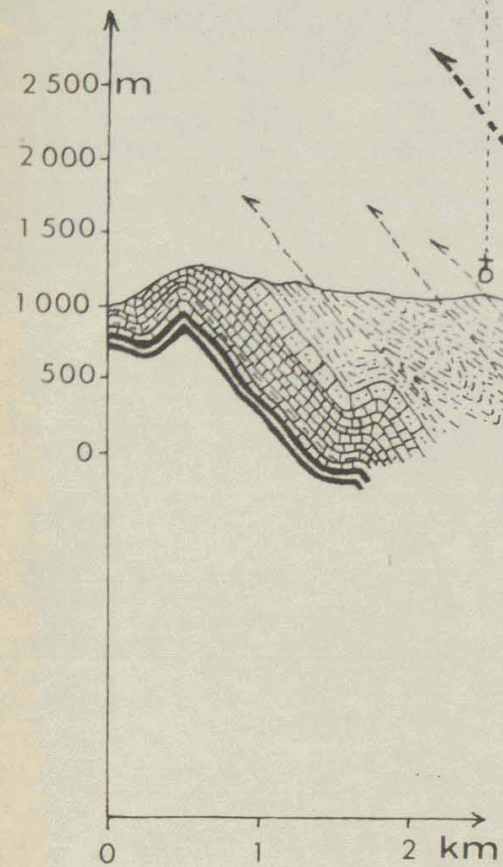
Ano Chora

1708

Piste routière

1435

2228



SERIE DU PINDE D'ETOLIE



FLYSCH



COUCHES DE
PASSAGE



CRETACE
SUPERIEUR



CRETACE MOYEN ET
INFERIEUR

SERIE DU VARDOUSSIA



CRETACE ET
JURASSIQUE SUPERIEUR

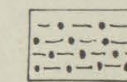


JURASSIQUE MOYEN ET
INFERIEUR

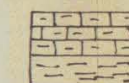


TRIAS SUPERIEUR

FORMATION DE KERASSIA-MILIA



Flysch



MARNO-CALCAIRES

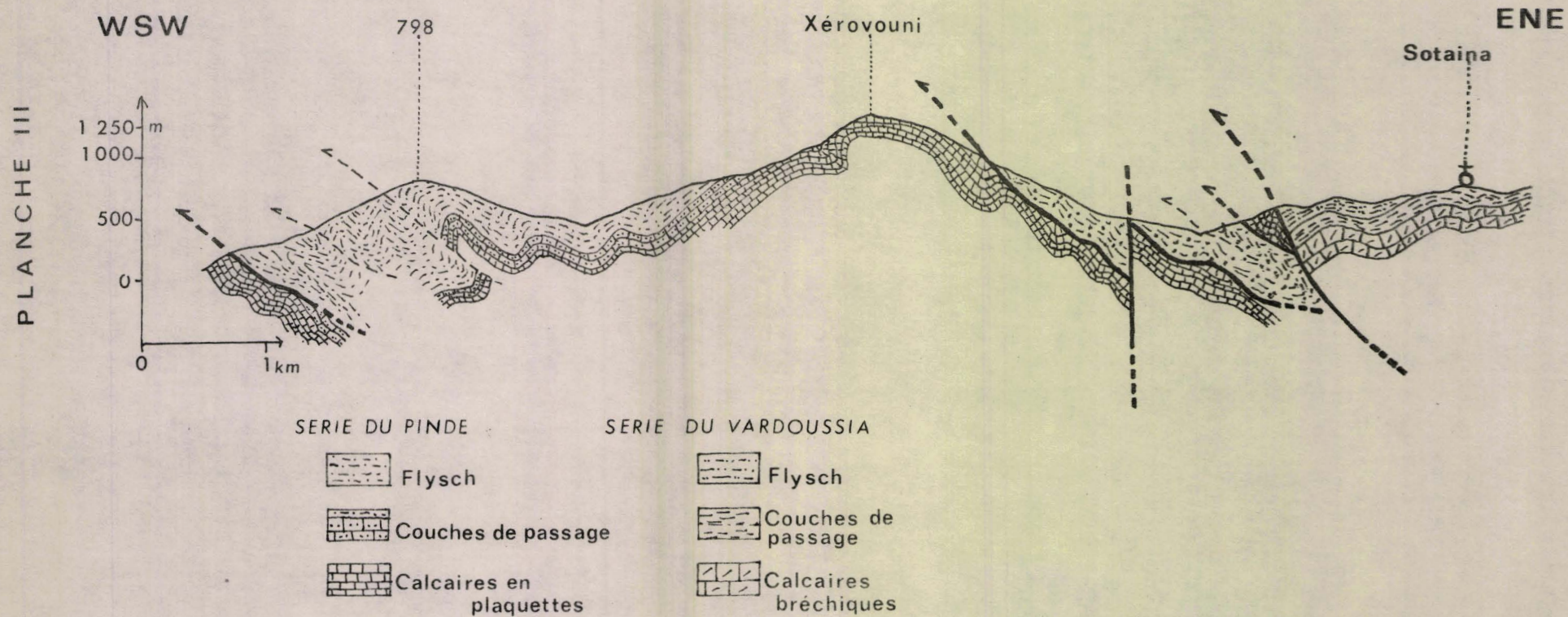


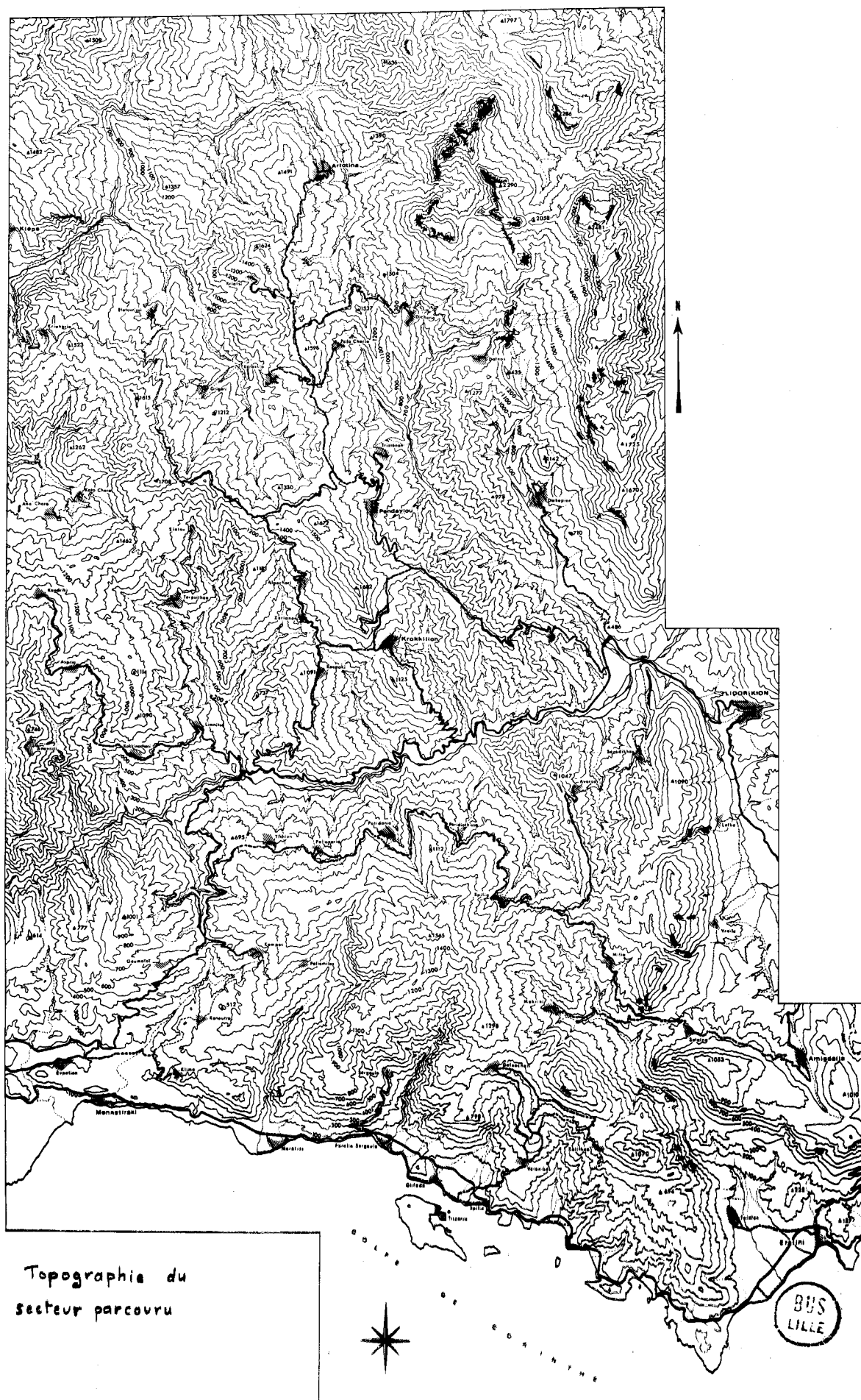
DOLERITES
RADIOLARITES



SERPENTINITES
RADIOLARITES

COUPE DE LA TERMINAISON MERIDIONALE
DU SYNCLINORIUM EST-ETOLIQUE ; COUPE S





50376
1975
142



**CARTE
GEOLOGIQUE
DU
SYNCLINORIUM
EST-ETOLIQUE**

Levée en 1973-74
par
Christian BECK



