

0 376  
1977  
31

N° d'ordre: 633

50376  
1977  
31

# THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE 3<sup>eme</sup> CYCLE

(Mention : Geologie appliquée)

par

**Eric WIGNIOLLE**



CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE

DU MASSIF DE L'ITI

(Grèce continentale)

Soutenue le 25 Mai 1977 devant la commission d'examen :

MM. J. DERCOURT Président

P. CELET Rapporteur

R. BLANCHET Examineur

Y. GODFRIAUX Invité

AVANT-PROPOS

Avant d'exposer les résultats de mon travail, je suis heureux d'exprimer ici ma reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont permis de l'entreprendre et de le mener à bien.

Monsieur le Professeur P. CELET m'a accepté au sein de son laboratoire. Il m'a présenté le terrain, m'a fait partager sa longue expérience de la Géologie de la Grèce et m'a conseillé tout au long de mes recherches. Pour cela, je le prie de trouver ici l'expression de ma plus profonde gratitude.

Monsieur le Professeur J. DERCOURT, qui connaît bien les problèmes de la Géologie de la Grèce, a bien voulu examiner ce mémoire et assurer la présidence du Jury. Je lui adresse mes plus vifs remerciements.

Messieurs les Professeurs R. BLANCHET et I. GODFRIAUX me font l'honneur de participer au Jury. Je tiens à les assurer ici de ma reconnaissance la plus sincère.

J'assure également de ma profonde reconnaissance :

- Monsieur J. FERRIERE qui, étudiant une région voisine de la mienne, a toujours accepté avec bienveillance de confronter ses résultats aux miens et de discuter des différents problèmes de la Géologie de l'Italie ;

- Monsieur B. CLEMENT qui m'a fait découvrir la Géologie de la Grèce et m'a conseillé tout au long de la réalisation de ce travail ;

- Monsieur J. TERRY qui m'a fait profiter de son expérience des ophiolites et a accepté d'examiner mes lames minces et de discuter des données géochimiques ;

- Monsieur J.P. COLBEAUX, pour les conseils qu'il m'a prodigués lors de l'étude structurale.

Les analyses géochimiques ont été effectuées à Nancy au Laboratoire du C.R.P.G. de Monsieur H. DE LA ROCHE. Je lui exprime ici ma reconnaissance.

Monsieur le Professeur J. PROUVOST accepta de mettre à ma disposition son laboratoire de Minéralogie de Lille. Je lui adresse mes

plus vifs remerciements. Quant à Monsieur J.P. LECLERCQ, qui s'occupa de la réalisation technique de l'étude diffractométrique des argiles, merci de son aide précieuse.

Je remercie tous ceux qui ont bien voulu se charger des déterminations :

- Monsieur le Professeur M. DURAND DELGA (Université de Toulouse) pour les Calpionelles et les Aptychus ;
- Monsieur le Professeur J. SORNAY (Muséum d'Histoire naturelle, Paris) pour les Rudistes ;
- Monsieur W.R. RIEDEL (University of California, San Diego) pour les Radiolaires ;
- Monsieur G. KAUFMANN (Phillips Universität, Marburg) pour les Conodontes ;
- Monsieur J.J. FLEURY (Université de Lille) pour les microfaunes du Crétacé et de l'Eocène ;
- Madame G. TERMIER (Université de Paris VI) pour les Gastéropodes ;
- Monsieur J. P. BASSOULLET (Université de Paris VI) pour les microfaunes du Jurassique ;
- Monsieur A. BLONDEAU (Université de Paris VI) pour les Nummulites.

Mes amis Eric BLEHAUT et Patrick VANDENMERSCH m'ont accompagné sur le terrain et ce mémoire est pour moi l'occasion de les remercier bien sincèrement.

Je ne voudrais pas oublier le personnel technique qui a largement contribué à la réalisation technique de ce travail, particulièrement Mesdames SCHEERS et TAILPIED.

Enfin, je voudrais terminer en adressant une pensée amicale à l'ensemble des habitants de Neochorion, Pavliani et Panouryia dont la chaleur de l'accueil m'a toujours réconforté.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS .....	page I
TABLE DES MATIERES .....	III
LISSE DES FIGURES .....	VIII
INTRODUCTION .....	1
1 <sup>ere</sup> partie : <u>STRATIGRAPHIE</u> .....	9
Chapitre 1 : LA ZONE DU PINDE .....	11
I) HISTORIQUE - GENERALITES .....	11
II) LES COUPES .....	11
A) LE JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE BASAL ..	11
1) Coupe du sommet Sud de l'Aetos ....	11
2) Coupe du sommet Nord de l'Aetos ...	15
3) Coupe du Mnimata .....	17
B) LE CRETACE MOYEN DU KOTRONI DE KASTRIOTISSA .....	18
C) LE TERTIAIRE .....	20
1) Coupe au Sud du Koutra .....	20
2) Le secteur de Neochorion .....	22
III) CONCLUSIONS .....	24
Chapitre 2 : LA ZONE DU PARNASSE .....	27
I) HISTORIQUE ET GENERALITES .....	27
II) LES OBSERVATIONS .....	29
A) LE VERSANT NORD DU MASSIF DE L'ITI ....	29
B) LE VERSANT NORD DU MASSIF DU KIONA ....	31
C) LA PARTIE CENTRALE DE L'ITI .....	31
1) Le flysch de Kotroni-Mouchlior ...	33
2) Le flysch des Katavothres .....	34
III) CONCLUSIONS .....	34
Chapitre 3 : LA ZONE BEOTIENNE .....	37
I) HISTORIQUE .....	37
II) GENERALITES SUR LE SECTEUR ETUDIE .....	39
III) LES OBSERVATIONS ET LES COUPES .....	39
A) REMARQUES PRELIMINAIRES .....	39
B) LA REGION CENTRALE DU MASSIF DE L'ITI ..	40
1) Le mont Petrotos .....	40
2) Le mont Lakkomata .....	42

3) La depression de Vraga .....	43
C) LE REBORD SEPTENTRIONAL DU MASSIF DE L'ITI .....	43
1) Coupe à L'Est du mont Iti .....	43
2) Coupe au Nord du mont Iti .....	46
3) Coupe au Sud-Est du mont Iti .....	49
4) Le Valõrema .....	53
5) Coupe du Zembì .....	56
6) Coupe de l'Aloumbiorachi .....	58
7) Coupe du Vlytos .....	61
D) LA DEPRESSION DE PYRA .....	64
1) Coupe entre Kambos et Pyra .....	64
2) Coupe entre le Xerovouni et Pyra ..	66
IV) CONCLUSIONS .....	67
A) RESUME DES FAITS .....	67
B) COMPARAISONS .....	70
C) CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES .....	71
Chapitre 4 : LES ZONES INTERNES .....	73
I) DEFINITIONS .....	73
II) GENERALITES .....	75
III) LES COUPES .....	76
A) LE JURASSIQUE SUPERIEUR NERITIQUE : LA ZONE PELAGONIENNE .....	76
1) Coupe du Pirgaki .....	76
2) Coupe du Mesorrako .....	78
3) Coupe au Nord-Ouest du Zambia ....	80
4) Autres observations sur les calcaires jurassiques .....	82
5) Coupe de la route de Pyra .....	83
6) Autres observations sur les couches de passage au mélange ....	86
B) LE CRETACE TRANSGRESSIF DES ZONES INTERNES .....	90
1) Le secteur de Sklidron-Louzes ....	91
2) Le versant Nord du mont Iti .....	98
3) Le secteur de Loggies .....	99
C) QUELQUES SERIES PROBLEMATIQUES .....	100
1) La série des Latsinies .....	100

2) La série de Panouryia .....	105
IV) CONCLUSIONS .....	111
A) LE JURASSIQUE SUPERIEUR NERITIQUE .....	111
B) LE CRETACE MOYEN-SUPERIEUR TRANSGRESSIF .....	113
C) LA SERIE DES LATSINIES .....	116
D) LA SERIE DE PANOURYIA .....	117
Chapître 5 : LES FORMATIONS RECENTES .....	119
CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES .....	121
2 <sup>eme</sup> partie : <u>LE MELANGE ET LES OPHIOLITES</u> .....	123
Chapître 1 : ETUDE DESCRIPTIVE DU MELANGE .....	124
I) LA NOTION DE MELANGE .....	124
II) GENERALITES SUR LE SECTEUR ETUDIE .....	125
III) LA MATRICE .....	126
A) OBSERVATIONS DE TERRAIN .....	126
B) ANALYSES DIFFRACTOMETRIQUES .....	126
1) Les résultats .....	127
2) Conclusions .....	132
IV) LES ELEMENTS EXOGENES .....	133
A) MORPHOLOGIE .....	133
B) ESSAI D'INVENTAIRE DES BLOCS .....	134
1) Les éléments sédimentaires .....	134
2) Les éléments éruptifs .....	138
3) Les éléments métamorphiques .....	143
C) ANALYSES DES DONNEES GEOCHIMIQUES .....	144
1) Diagramme silice/alcalins .....	146
2) Diagramme A-F-M .....	148
3) Diagrammes de Miyashiro .....	148
4) Diagramme de de La Roche .....	150
5) Diagramme de de La Roche et Leterrier .....	150
V) CONCLUSIONS .....	153
Chapître 2 : LE MASSIF OPHIOLITIQUE DE PYRA .....	155
I) INTRODUCTION .....	155
II) GENERALITES SUR LE SECTEUR ETUDIE .....	155
III) DESCRIPTION DES DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES .....	157
A) LES ROCHES GRENUES .....	157

1) Les péridotites foliées .....	158
2) Les péridotites grenues .....	159
3) Les gabbros .....	159
4) Les diorites .....	161
B) LES ROCHES FILONIENNES .....	162
1) Filons au sein des harzburgites .....	162
2) Filons au sein des gabbros .....	163
C) LES ROCHES VOLCANIQUES .....	163
1) Les brèches volcaniques .....	164
2) Les laves .....	164
D) LES AMPHIBOLITES .....	164
1) Les amphibolites microplissées .....	165
2) Les amphibolites massives .....	165
3) Une amphibololite .....	166
IV) RELATIONS ENTRE LES FACIES PETROGRAPHIQUES ....	167
A) COUPE DU MAVRI-TSOUMA .....	167
B) COUPE DE LA ROUTE PYRA-MAVROLITHARI .....	169
C) AUTRES OBSERVATIONS .....	170
V) ANALYSE DES DONNEES GEOCHIMIQUES .....	172
A) LES ROCHES ERUPTIVES .....	172
1) Diagramme silice/alcalins .....	172
2) Diagramme A-F-M .....	172
3) Diagrammes de Miyashiro .....	174
4) Diagrammes de de La Roche .....	174
B) LES AMPHIBOLITES .....	174
VI) CONCLUSIONS .....	178
Chapitre 3 : LA GENESE DU MELANGE ET LA MISE EN PLACE	
DES OPHIOLITES .....	180
I) ORIGINE DES BLOCS EXOGENES .....	180
A) LES ELEMENTS SEDIMENTAIRES .....	180
B) LES ELEMENTS ERUPTIFS .....	181
1) Les roches ultrabasiques et basiques	
à tendance tholéitique .....	181
2) Les diabases et les spilites à	
tendance alcaline .....	182
3) Le bloc de granophyre .....	182
C) LES ELEMENTS METAMORPHIQUES .....	183

II) AGE DU MELANGE .....	184
III) RAPPORTS ENTRE LE MELANGE ET LES OPHIOLITES ..	184
IV) FORMATION DU MELANGE .....	185
3 <sup>eme</sup> partie : <u>TECTONIQUE</u>	189
I) DESCRIPTION DES STRUCTURES .....	191
A) LE SOUBASSEMENT PARA-AUTOCHTONE .....	191
1) Le secteur de Katavothres-Mouchlior ..	191
2) Le secteur de Neochorion .....	193
3) Autres observations .....	193
B) LES UNITES ALLOCHTONES .....	193
1) Les unités de Pirgos-Iti .....	195
2) Les unités de Sklidron-Xeraki .....	202
3) Les unités de Xerovouni-Pirgaki .....	202
C) LES FAILLES VERTICALES .....	213
II) ETUDE DES STEREOGRAMMES .....	213
A) LES DIFFERENTS DIAGRAMMES .....	215
1) Les plis .....	215
2) Les failles .....	217
3) La schistosité .....	218
B) AUTRES DONNEES DE TERRAIN .....	218
C) CONCLUSIONS .....	218
1) Confrontation des diverses données ..	218
2) Comparaison avec d'autres domaines ..	219
III) MISE EN PLACE DES STRUCTURES .....	220
A) LE DISPOSITIF ACTUEL .....	220
B) ECHOS DES PHASES TECTONIQUES PRECOCES ....	222
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	223
I) APPORTS STRATIGRAPHIQUES .....	224
II) RESULTATS DE L'ETUDE DU MELANGE .....	225
III) CONCLUSIONS TECTONIQUES .....	226
IV) PLACE DU MASSIF DE L'ITI DANS LES HELLENIDES ..	226

<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	227
----------------------	-----

<u>PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES</u>	
---------------------------------	--

LISTE DES FIGURES

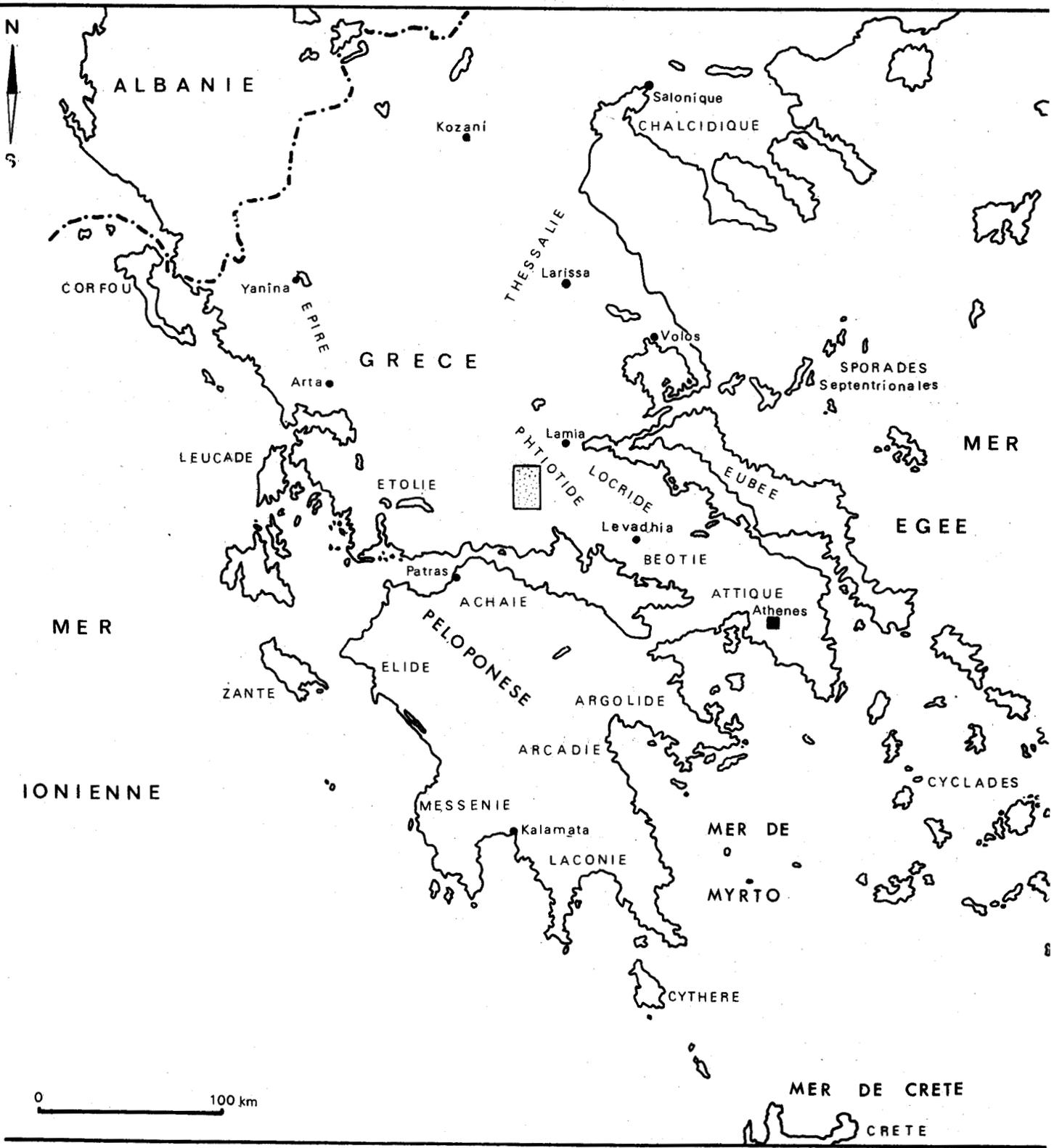
Fig. 1 : Cadre géographique .....	page 2
Fig. 2 : Les zones isopiques des Hellénides .....	4
Fig. 3 : Cadre structural du secteur étudié .....	6
Fig. 4 : Localisation des coupes dans la série du Pinde ...	10
Fig. 5 : Coupe du sommet sud de l'Aetos .....	12
Fig. 6 : Coupe du sommet nord de l'Aetos .....	14
Fig. 7 : Coupe du Mnimata .....	16
Fig. 8 : Les subdivisions du Paléocène et de l'Eocène inférieur .....	19
Fig. 9 : Coupe au Sud du Koutra .....	21
Fig. 10 : Coupe sur le chemin de Neochorion vers Zambia ...	23
Fig. 11 : Localisation des coupes dans la série de la zone du Parnasse .....	26
Fig. 12 : Coupe sur le versant Nord du massif de l'Iti .....	28
Fig. 13 : Coupe de la route Kalosciopi-massif du Kiona .....	30
Fig. 14 : Profils stratigraphiques schématiques des différents flyschs du Parnasse dans la partie centrale de l'Iti	32
Fig. 15 : Localisation des coupes dans la série de la zone béotienne .....	37
Fig. 16 : Coupes stratigraphiques schématiques du flysch béotien dans la région centrale de l'Iti .....	41
Fig. 17 : Coupe à l'Est du mont Iti .....	44
Fig. 18 : Coupe au Nord du mont Iti .....	47
Fig. 19 : Coupe au Sud-Est du mont Iti .....	50
Fig. 20 : Coupe à l'extrémité Est du Valorema .....	52
Fig. 21 : Coupe sur le versant Nord du Valorema .....	54
Fig. 22 : Coupe du Zemi .....	57
Fig. 23 : Coupe de l'Aloumbiorachi .....	59
Fig. 24 : Coupe du Vlytos .....	62
Fig. 25 : Le flysch béotien dans la région de Pyra .....	65
Fig. 26 : La série béotienne dans le massif de l'Iti .....	68
Fig. 27 : Localisation des coupes dans les séries des zones internes .....	74
Fig. 28 : Coupe du Pirgaki .....	77
Fig. 29 : Coupe du Mesorrako .....	79
Fig. 30 : Coupe au Nord-Ouest du Zambia .....	81

Fig. 31 : Coupe de la route de Pyra .....	85
Fig. 32 : Coupe schématique des couches de passage au mélange sur le versant Ouest du Xerovouni de Kaloscopi ...	87
Fig. 33 : Le passage des couches flyschoïdes au mélange sur le versant Ouest du Xerovouni de Kaloscopi .....	88
Fig. 34 : Coupe à l'Est du Xeraki .....	93
Fig. 35 : Coupe au Sud de Louzes .....	95
Fig. 36 : Coupe du mont coté 1779 - Sklidron .....	97
Fig. 37 : Coupe de la route de Stromi .....	101
Fig. 38 : Coupe au Nord de Panouryia .....	104
Fig. 39 : Coupe de Loggies, à l'Ouest du Xerovouni de Kaloscopi .....	106
Fig. 40 : Coupe stratigraphique schématique de la série du Jurassique supérieur néritique de l'Iti .....	112
Fig. 41 : Coupe stratigraphique schématique du Crétacé moyen transgressif du massif de l'Iti .....	114
Fig. 42 : Coupe dans les formations récentes du Rakes .....	119
Fig. 42 bis : Profils stratigraphiques schématiques des différentes séries du massif de l'Iti .....	120
Fig. 43 : Analyses diffractométriques des échantillons argileux .....	128
Fig. 44 : Proportions des différents minéraux argileux dans les échantillons provenant de la matrice .....	130
Fig. 45 : Nature et composition des différentes illites ....	131
Fig. 46 : Localisation du bloc de granophyre dans le mélange	141
Fig. 47 : Analyses chimiques des éléments éruptifs du mélange	145
Fig. 48 A : Diagramme silice/alcalins des éléments éruptifs du mélange .....	147
Fig. 48 B : Diagramme A-F-M des éléments éruptifs du mélange	147
Fig. 49 : Diagrammes de Miyashiro des éléments éruptifs du mélange .....	149
Fig. 50 : Diagrammes de De La Roche des éléments éruptifs du mélange .....	151
Fig. 51 : Diagramme de De La Roche et Leterrier des éléments éruptifs du mélange .....	152
Fig. 52 : Carte du massif ophiolitique de Pyra .....	156
Fig. 53 : Coupes dans le massif ophiolitique de Pyra .....	168
Fig. 54 : Analyses chimiques des roches du massif de Pyra ..	171

Fig. 55 A : Diagramme silice/alcalins des roches éruptives du massif ophiolitique de Pyra .....	173
Fig. 55 B : Diagramme A-F-M des roches éruptives du massif ophiolitique de Pyra .....	173
Fig. 56 : Diagrammes de Miyashiro des roches éruptives du massif ophiolitique de Pyra .....	175
Fig. 57 : Diagrammes de De La Roche des roches éruptives du massif ophiolitique de Pyra .....	176
Fig. 58 : Analyses chimiques des amphibolites du massif ophiolitique de Pyra .....	177
Fig. 58 bis : Schéma interprétatif de la genèse du mélange ..	187
Fig. 59 : Situation des coupes tectoniques .....	190
Fig. 60 : Schéma structural du massif de l'Iti .....	192
Fig. 61 : Les unités du Pírgos .....	194
Fig. 62 : Schéma structural des unités du Pírgos .....	196
Fig. 63 : Coupes des écailles du Pírgos .....	200
Fig. 64 : Les unités de Sklidron-Xeraki .....	203
Fig. 65 : Les unités de Xerovouni-Pírgaki .....	205
Fig. 66 : Schéma structural des unités de Xerovouni-Pírgaki ..	207
Fig. 67 : Les unités de Xerovouni-Pírgaki : la série de Panouryia .....	209
Fig. 68 : Les unités de Xerovouni-Pírgaki .....	210
Fig. 69 : Les unités de Xerovouni-Pírgaki : la série des Latsinies .....	212
Fig. 70 A : Orientation des axes de plis du secteur de Neochorion .....	214
Fig. 70 B : Répartition des pôles des plans de stratification dans le secteur de Neochorion .....	214
Fig. 71 A : Orientation des failles majeures .....	216
Fig. 71 B : Représentation stéréographique de la linéation du Vlytos .....	216

## ***INTRODUCTION***

FIGURE 1



CADRE GEOGRAPHIQUE

SECTEUR ETUDIE

I N T R O D U C T I O N

=====

PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

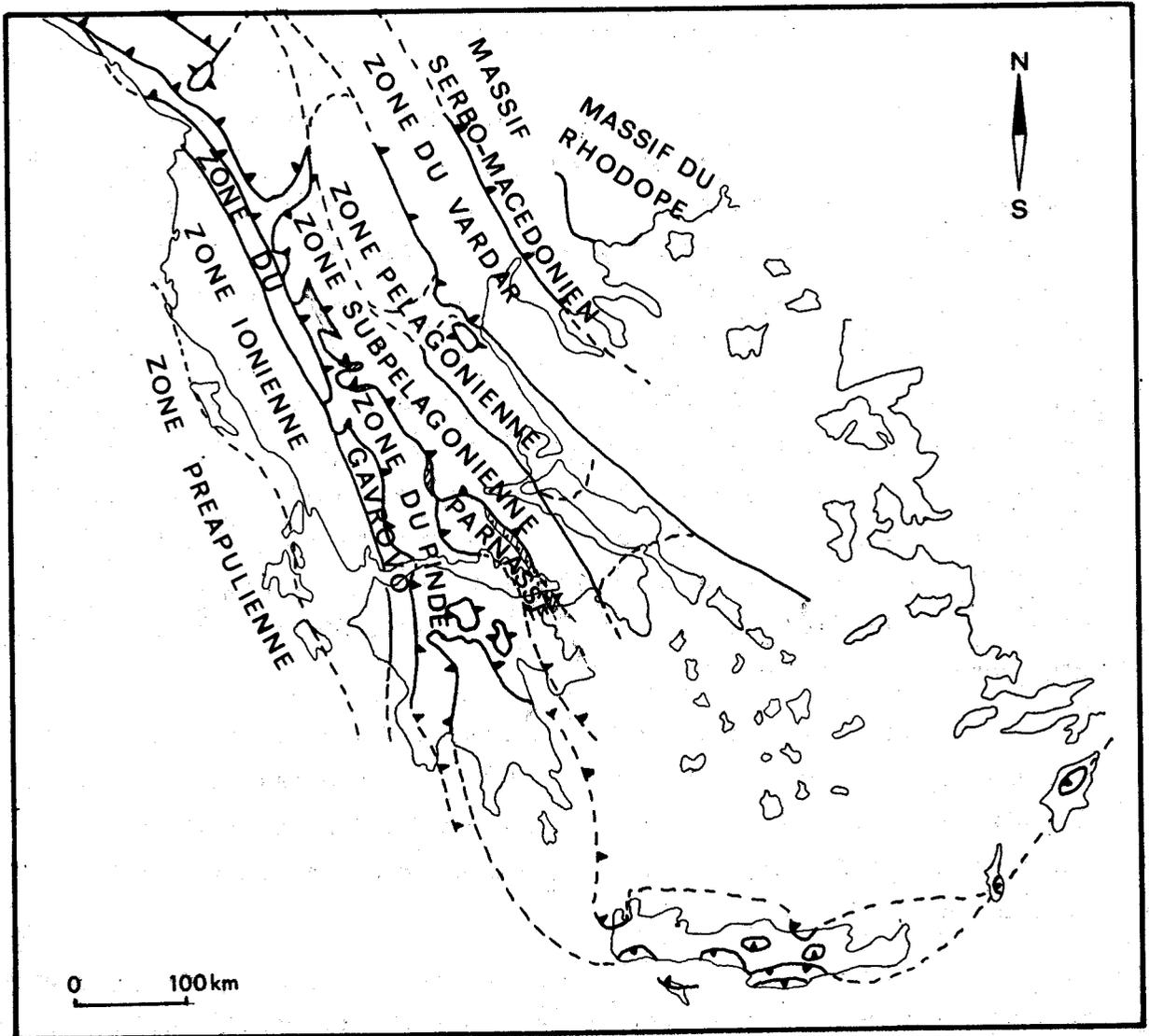
Le massif de l'Iti s'étend, en Grèce continentale méridionale, entre le massif du Kiona et la vallée du Sperchios. Il constitue le versant sud, escarpé et difficilement accessible, du Sperchios ; au Sud, les falaises calcaires du Kiona le limitent brutalement. Vers l'Est, il est relayé par les monts aux formes douces du Kallidromon, tandis que vers l'Ouest, il s'abaisse progressivement vers les collines du Pinde oriental.

Le massif de l'Iti peut être subdivisé en deux secteurs. La région septentrionale comprend les sommets les plus élevés du massif, avec le point culminant du Pirgos (2153 m), le Lakkomata (2116 m), le Zembi (2092 m), l'Iti (2116 m) pour ne citer que les sommets principaux. C'est une région de hauts plateaux, d'altitude supérieure à 1600 m et inhabitée. La région méridionale, d'altitude plus modeste (comprise entre 800 et 1600 m) est aussi plus peuplée et d'accès plus aisé.

Du fait de l'alternance fréquente de terrains perméables et de terrains imperméables, les sources sont très abondantes dans le massif, ce qui favorise grandement la végétation. Cela confère donc à la région une touche relativement verdoyante qui tranche avec l'aspect aride et désolé des massifs avoisinants.

Cette région est peu peuplée. Les villages s'égrènent tout autour du massif, occupant parfois des sites élevés sur les flancs des montagnes. Si ces villages sont occupés pendant l'été par les habitants des plaines qui fuient les grosses chaleurs, pendant l'hiver ils sont presque désertés. Les ressources en effet sont plutôt maigres. Dans les champs concentrés autour des villages poussent avec quelques difficultés : haricots, maïs, tomates et arbres fruitiers (pommes de Pavliani). En fait, la principale ressource de la région reste l'élevage des moutons et des chèvres. Leurs troupeaux parcourent pendant l'été les hautes prairies de la région septentrionale du massif. Ils sont conduits par des bergers résidant là une grande partie de l'année, accompagnés de leurs chiens qui manifestent parfois quelque agressivité envers le géologue esseulé dans ces montagnes.

FIGURE 2



LES ZONES ISOPIQUES DES HELLENIDES

▨ zone béotienne



Le massif est d'accès peu facile. Longtemps les routes l'ont contourné. Mais depuis quelques années des voies nouvelles ont été percées, permettant ainsi l'accès des régions les plus reculées et les plus élevées. Hélas, beaucoup de ces routes ne sont pas entretenues ; livrées à la végétation et au ravinement, elles deviennent impraticables au bout d'un ou deux ans.

#### CADRE GEOLOGIQUE

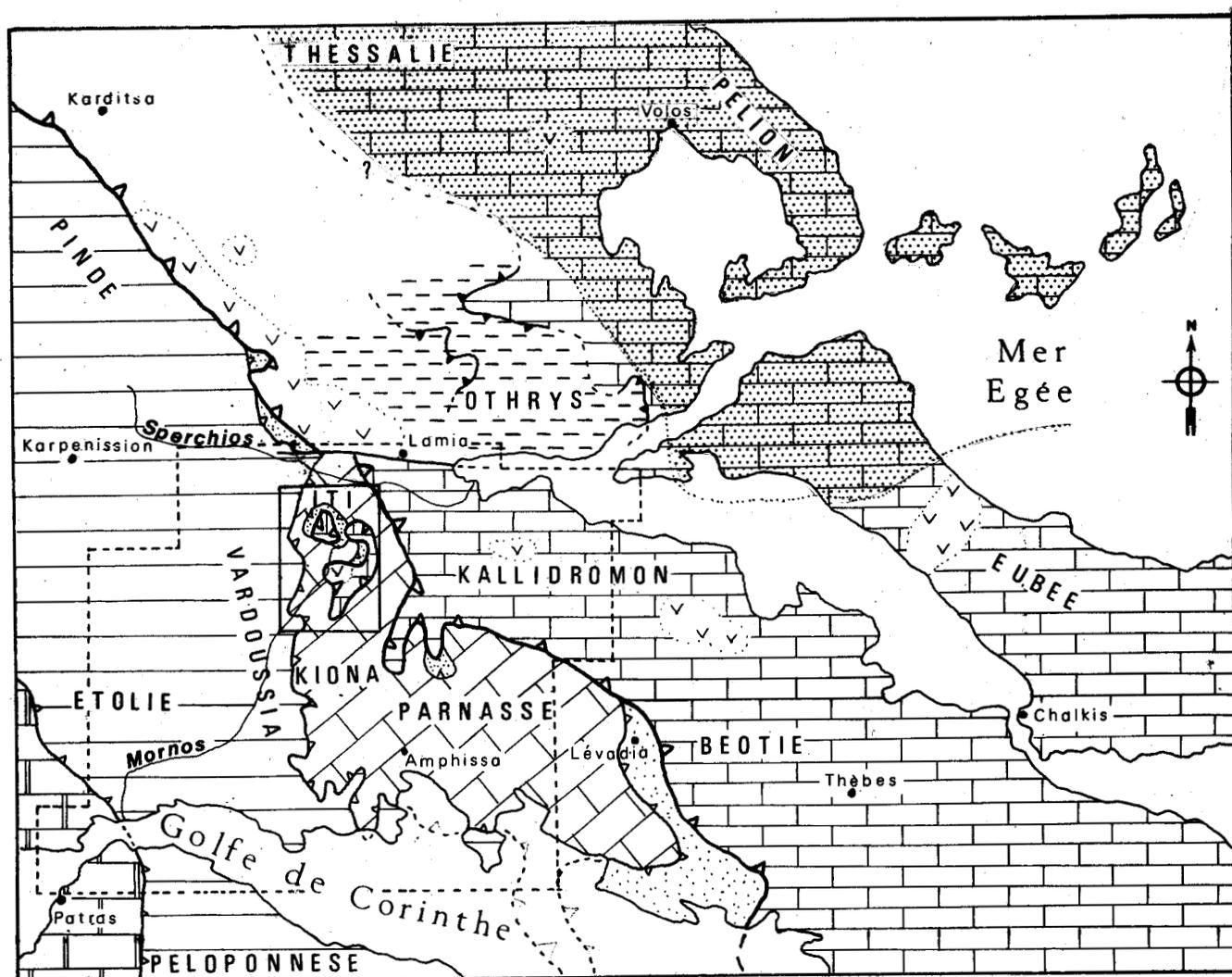
Les travaux de J.H. BRUNN (1956) et J. AUBOUIN (1958) ont permis de séparer dans l'édifice des Hellénides un domaine interne d'un domaine externe. Le domaine interne est essentiellement caractérisé par une orogénèse précoce anté-Crétacé supérieur. En outre, ces domaines sont subdivisés en zones paléogéographiques qui correspondent à des variations de faciès de la série mésozoïque. Ces variations ont permis d'établir une succession dans le temps et l'espace de rides et de sillons s'individualisant durant le Secondaire.

Les travaux successifs de P. CELET (1962), J. DERCOURT (1964), I. GODFRIAUX (1965) et J. MERCIER (1966) ont apporté de nombreuses précisions sur cette zonéographie. Récemment une zone béotienne a pu être définie à la limite des zones internes et externes (B. CLEMENT, 1971 ; P. CELET et al. 1976). La carte des différentes zones est donnée en figure 2.

S'agissant du terme de "zone subpélagonienne" définie par J. AUBOUIN (1957) et utilisée depuis par de nombreux auteurs, il figurera dans mon texte lorsque je citerai ces différents auteurs. Cependant, G. GUERNET (1971) a montré qu'il existait une similitude entre les séries mésozoïques pélagonienne et subpélagonienne en Eubée et les régions avoisinantes. Récemment, J. FERRIERE (1976) a proposé de substituer aux notions de zone subpélagonienne les notions de zones isopiques maliaque et pélagonienne au niveau de l'Othrys, pour la période triasico-jurassique. Dès le Trias, la zone maliaque s'individualise par un sillon profond à caractère océanique où prédomine des sédiments pélagiques alors qu'à la même époque la zone pélagonienne se comporte comme un haut-fond caractérisé par une sédimentation néritique.

En ce qui concerne l'appartenance aux diverses zones des séries reconnues dans le massif de l'Iti, je ferai appel à la nomenclature de J. FERRIERE définie en Othrys (figure 3). Les terrains triasico-jurassiques seront attribués, suivant le cas, aux zones maliaque ou pélagonienne ; quant aux formations post-jurassiques, il sera question de terrains transgressifs des zones internes.

Figure 3



0 40 km CADRE STRUCTURAL DU SECTEUR ETUDIE

- |  |                                  |  |   |
|--|----------------------------------|--|---|
|  | Zone du Gavrovo                  |  | Contact tectonique tertiaire              |
|  | Zone du Pinde                    |  | Contact tectonique anté-Crétacé supérieur |
|  | Zone du Parnasse                 |  | Chevauchement des zones internes          |
|  | Zone béotienne                   |  |   |
|  | Zone maliaque                    |  |   |
|  | Zone pélagonienne                |  |   |
|  | Principaux massifs ophiolitiques |  |   |
|  | Domaine du métamorphisme alpin   |  |   |
- Cadre en pointillé = secteur cartographié par P. CELET (1962)  
 Cadre en trait continu = secteur étudié



Le massif de l'Iti se situe, dans les Hellénides, à la limite des zones internes et des zones externes. En effet, sur un soubassement d'affinité pindique et parnassienne vient se superposer tout un ensemble d'unités allochtones appartenant aux zones béotienne, pélagonienne et peut être maliaque (figure 3). Peu d'auteurs ont étudié le massif auparavant. Il avait été englobé dans les travaux de P. CELET (1960, 1962) dans le cadre de sa thèse. Le secteur a été cartographié par l'équipe de J. PAPASTAMATIOU (1967) qui a levé les cartes de Lamia, Amphissa et Sperchias au 1/50 000e. Plus récemment, la bordure occidentale du massif de l'Iti a été étudié par KOCH et NICOLAUS (1969) qui ont dressé les cartes de Sperchias et de Karpenission au 1/50 000e.

#### REMARQUES PRELIMINAIRES

Des villages et des sommets ont changé de nom au cours des dernières années. Afin de pouvoir retrouver les correspondances dans les cartes et les travaux anciens, je donne ici les deux noms :

Gouritsa	devient	Pyra
Dremisa	"	Panouryia
Koukouvitsa	"	Kaloskopki
Oeta	"	Iti

Deux sommets portent le nom de Xerovouni dans le massif de l'Iti. L'un se trouve à 3 km au Nord-Ouest du village de Pavliani, l'autre à 2 km à l'Ouest du village de Kaloskopki. Dans le texte, j'appellerai ce dernier Xerovouni de Kaloskopki.

Le massif de l'Iti désigne toute la région qui s'étend entre le Kiona et la vallée du Sperchios, tandis que le mont Iti désigne le sommet coté 2116 m qui se situe à 5 km au Nord-Est du Pirgos, point culminant du massif.

Enfin, anecdote mythologique, c'est au sommet du mont Iti (Oeta en Grec ancien) que la légende veut que Héraklès se soit immolé sur un bucher après avoir endossé la tunique empoisonnée du centaure Nessus. A 2 km au Nord-Est de Pyra, au pied du Xerovouni, on peut d'ailleurs encore voir les fondations et quelques fûts de colonnes d'un petit temple dédié à ce Dieu. Le nom de Pyra dérive en outre du nom grec ancien πυρος, désignant le feu.

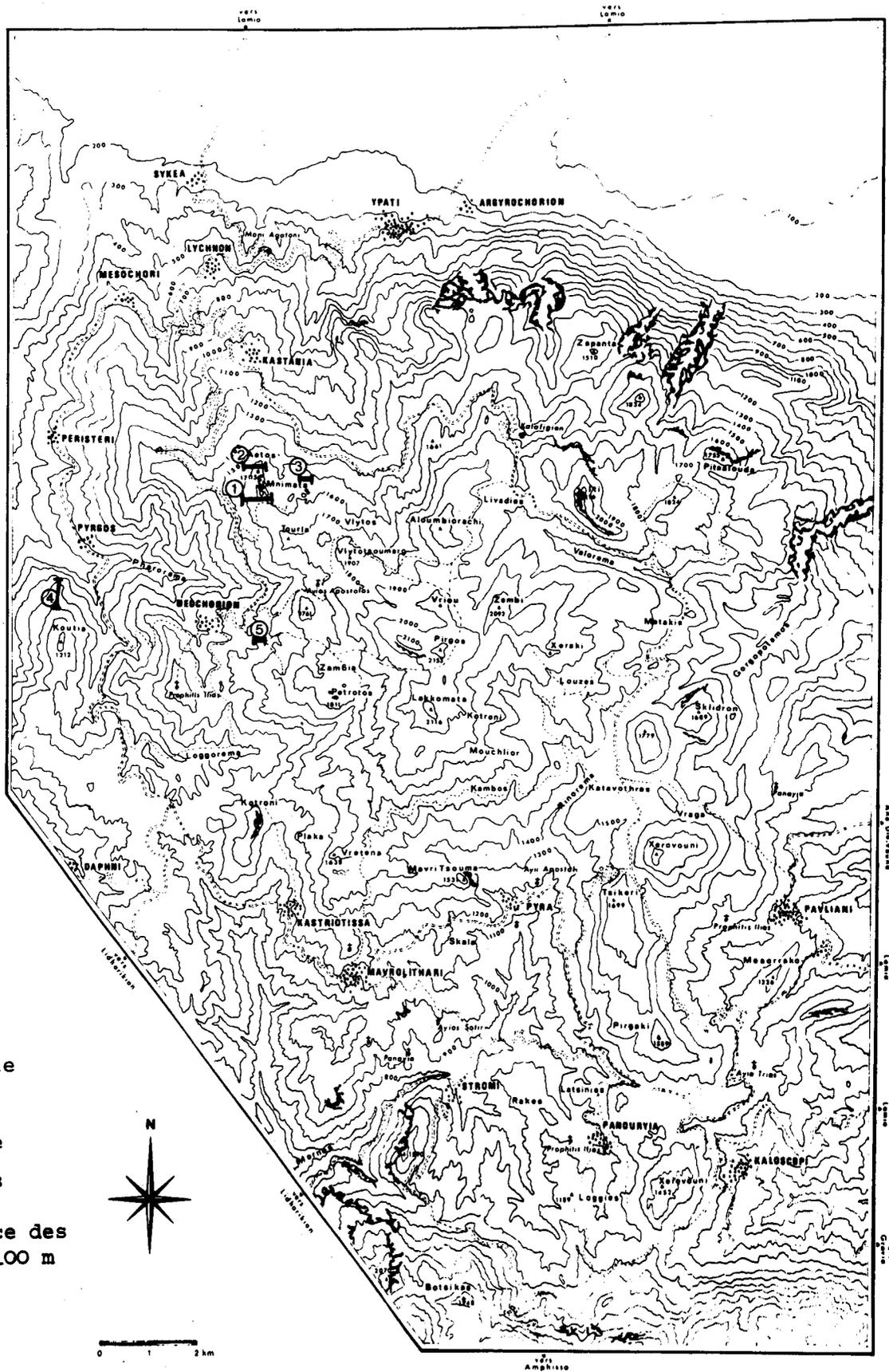
Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Main body of faint, illegible text, appearing to be several paragraphs of a document.

Bottom section of faint, illegible text, possibly a conclusion or footer.

# **STRATIGRAPHIE**

Figure 4



LOCALISATION DES COUPES DANS LA SERIE DE LA ZONE DU PINDE

LA ZONE DU PINDE

-----

I) HISTORIQUE - GENERALITES

Dans la région envisagée, les terrains d'affinité pindique s'étendent à l'Ouest d'une ligne joignant Kastania à Kastriotissa (figure 4). On peut y reconnaître des formations calcaires d'âge Jurassique supérieur-Crétacé basal et d'âge Crétacé moyen. On note également l'existence d'une épaisse série de flysch tertiaire laissant parfois apparaître son soubassement calcaire.

J. AUBOUIN (1957) a défini au sein de la zone du Pinde une sous-zone ultrapindique, représentée dans le massif du Koziakas, et qui serait la partie la plus orientale du sillon pindique. Cependant J. FERRIERE (1974) a inclinerait plutôt en faveur d'une origine plus interne de la série du Koziakas.

P. CELET (1962) a remarqué au niveau du massif du Vardoussia des séries dont les faciès sont transitionnels entre ceux de la plate-forme du Parnasse et ceux du sillon du Pinde. Il a défini alors une sous-zone du Vardoussia, intercalée entre les zones du Parnasse et du Pinde.

Enfin KOCH et NICOLAUS (1969), ayant étudié la bordure occidentale du massif de l'Iti, ont placé l'ensemble des terrains y affleurant dans la sous-zone ultrapindique.

II) LES COUPES

A) LE JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE BASAL

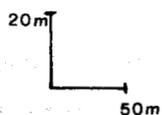
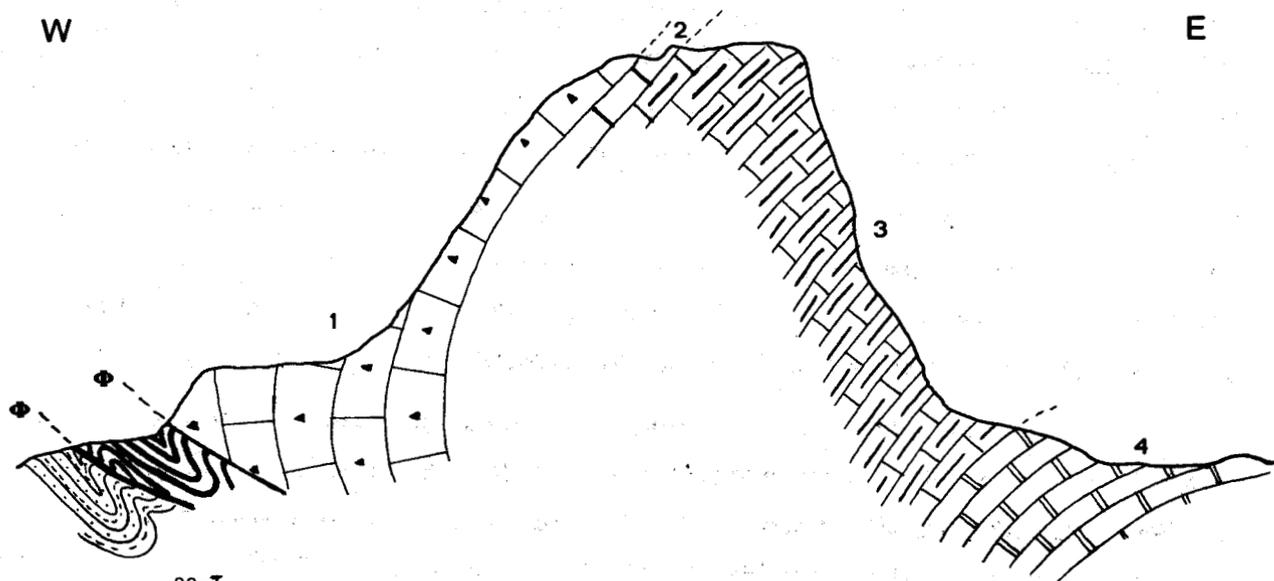
Les formations anté-tertiaires pouvant se rattacher à la zone du Pinde constituent sur la bordure Ouest du massif de l'Iti les chaînons de l'Aetos et du Kotroni. La crête déchiquetée et abrupte de l'Aetos se découpe à 2 km environ au N de Néochorion tandis que le Kotroni est une barre calcaire rectiligne s'étendant non loin au N de Kastriotissa.

1) Coupe du sommet Sud de l'Aetos (coupe 1, fig. 5)

En recoupant d'Ouest en Est la crête de l'Aetos, on peut relever les termes suivants, en série inverse :

Figure 5

COUPE DU SOMMET SUD DE L'AETOS (Coupe 1)



-  Grès et pélites du flysch de Néochorion (Pinde)
-  Radiolarites
-  Calcaires fins
-  Calcaires microbréchiques à silex
-  Calcaires noduleux rouges
-  Calcaires microbréchiques massifs

(1) Des calcaires gris ou beiges, microbréchiques et mal lités, écrasant, sur le flysch de Néochorion, un peu de radiolarites rouges. Ils dessinent une tête de pli à convexité tournée vers l'Ouest.

(2) Un niveau métrique de calcaires roses à passées verdâtres, microbréchiques, d'aspect noduleux. Ce calcaire est riche en fins débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et d'Algues noyés dans un ciment de sparite assez fine.

(3) Une épaisse série (100 m) de calcaires gris, microbréchiques, bien lités en bancs de 10 à 50 cm. Dans ces calcaires s'intercalent fréquemment des lits siliceux centimétriques de couleur brune. A la surface des interbancs, des concentrations de débris de Pectens indéterminables s'observent parfois. En lame mince, ces calcaires nous montrent d'abondants débris anguleux d'organismes variés cimentés par de la calcite finement cristallisée.

(4) Des calcaires marneux roses et verts clairs, très fins et lités en bancs épais de 5 cm environ. Une matrice micritique englobe de fins débris organiques ainsi qu'une abondante microfaune de Calpionelles. L'échantillon W 75-46 a livré :

Calpionella alpina LORENZ (fréquentes, normales ou anguleuses)

Crassicollaria parvula REMANE (très rares)

d'âge Tithonique supérieur-Berriasien basal.

L'échantillon W 75-45 montre :

Calpionella gr. elliptica (CADISCH) (formes moyennes)

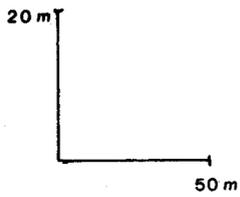
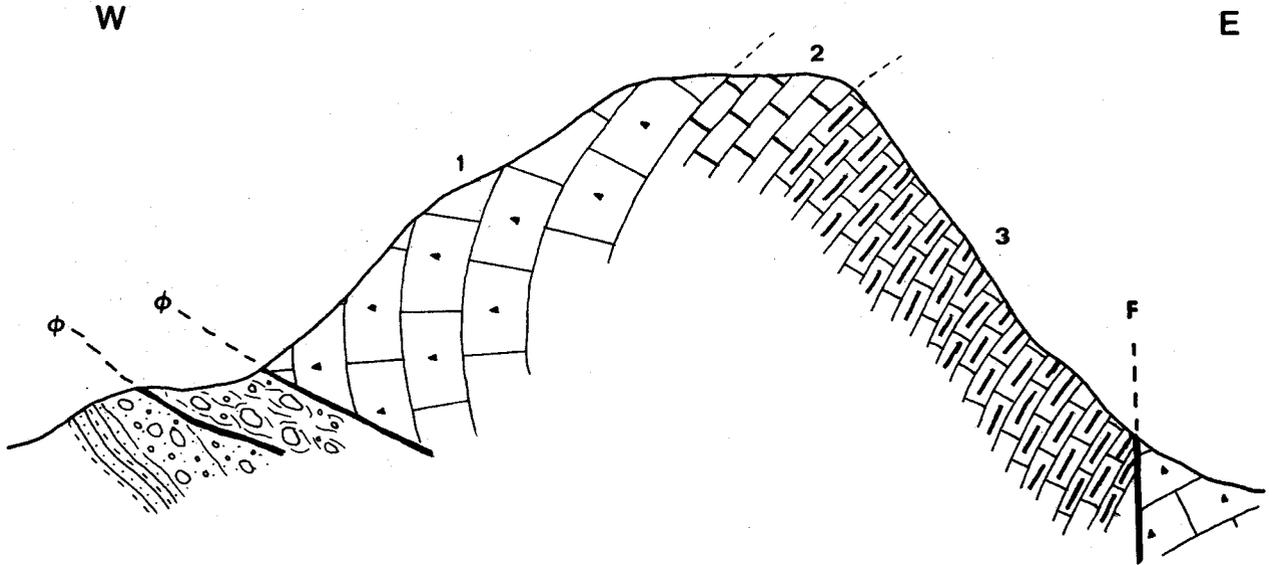
Calpionella alpina LORENZ (fréquentes)

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU) (hautes à collier typiques)

Cette association est d'âge Berriasien inférieur (partie supérieure).

En poursuivant la coupe vers l'Est, on retrouve les calcaires microbréchiques à silex, puis les calcaires gris mal lités.

Figure 6



-  Conglomérat tertiaire
-  Grès et pélites du flysch de Néochorion
-  Mélange volcano-détritique
-  Calcaires microbréchiques à silex
-  Calcaires fins rouges, noduleux
-  Calcaires microbréchiques massifs



COUPE DU SOMMET NORD DE L'AETOS (Coupe 2)

2) Coupe du Sommet Nord de l'Aetos (coupe 2, fig. 6)

Cette coupe est parallèle à la précédente et se situe à 500 m au Nord de celle-ci. Elle est orientée W - E et passe par le sommet principal de l'Aetos (1704 m). On remarque la succession suivante :

(1) Une masse de calcaires gris ou beiges, mal lités et microbréchiques, coinçant un peu de mélange à blocs de radiolarites et de roches effusives sur les brèches du flysch de Néochorion. Ces calcaires contiennent de nombreux débris organiques cimentés par une calcite bien cristallisée. Ils renferment également des Stromatopores indéterminés.

Ces calcaires sont très redressés et, comme dans la coupe précédente, on observe une inversion de pendage : primitivement orienté vers l'Est à la base, le pendage s'inverse progressivement vers l'Ouest en atteignant le sommet de l'Aetos.

(2) Quelques mètres de calcaires rouges ou verdâtres, assez bien lités et très fins. Dans ces niveaux des passées plus microbréchiques peuvent s'intercaler. Ces niveaux fins sont formés de petits débris organiques noyés dans une matrice micritique très colorée, tandis que les passées microbréchiques nous montre une abondance de fragments d'organismes et d'oolithes emballés également dans une micrite. La matrice renferme souvent une riche microfaune de Calpionelles : ainsi nous pouvons relever :

Echantillon W 75-87 :

Calpionella gr. elliptica (CADISCH) (formes courtes et moyennes)

Calpionella alpina LORENZ

Remaniella cadischiana ? (COLOM)

Crassicollaria parvula REMANE

Stomiosphaera sp.

du Tithonique supérieur.

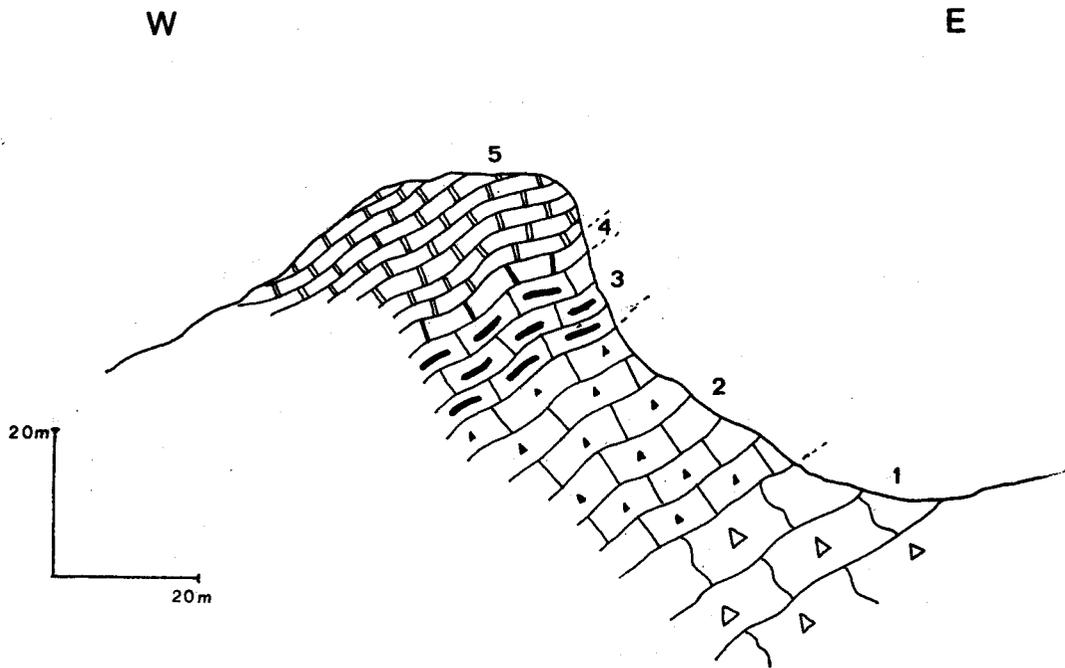
Echantillon W 75-88 :

Calpionella elliptica CADISCH (forme moyenne)

Calpionella alpina LORENZ (fréquente)

du Tithonique supérieur - Berriasien inférieur.

Figure 7



-  Calcaires marneux à intercalations siliceuses
-  Calcaires marneux rouges
-  Calcaires microbréchiques à lits de silex
-  Calcaires microbréchiques
-  Calcaires bréchiques

COUPE DU MNIMATA (Coupe 3)

Echantillon W 75-89 :

Calpionella elliptica CADISCH

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU)

du Berriasien inférieur - moyen.

(3) Calcaire gris-beige microbréchique, bien lité, avec de nombreuses intercalations siliceuses brunes (60 m).

3) Coupe du Mnimata (coupe 3, fig. 7)

Cette coupe se situe dans la cuvette du Mnimata qui borde à l'Est le sommet de l'Aetos. On a là une dépression calcaire, assez karstifiée, où une coupe située à son extrémité est, permet de retrouver les différents termes précédemment décrits. On observe la superposition suivante :

(1) Calcaire gris, bréchique, à gros débris calcaires. En lame mince on note de gros éléments calcaires noyés dans un ciment de sparite, ainsi que quelques foraminifères non caractéristiques et des oncolithes. Pour J.P. BASSOULET, le faciès évoque le Malm.

(2) Calcaires gris-beige, microbréchiques, épais d'une vingtaine de mètres. Ils sont formés de fins intraclasts calcaires noyés dans une sparite assez fine. L'échantillon W 75-102 prélevé dans ce niveau a livré des Calpionelles dont :

Calpionella gr. elliptica (CADISCH)

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU) (formes courtes)

indiquant un âge Berriasien inférieur (?).

(3) Calcaires gris microbréchiques, se débitant en plaques, avec parfois des lits siliceux (10 m). En lame mince on observe une sparite, assez fine, cimentant de nombreux débris calcaires anguleux ainsi que des oolithes et quelques foraminifères. Les Calpionelles sont abondantes ; on note la présence de (Ech. 75-103) :

Crassicolaria parvula REMANE

Calpionella alpina LORENZ

du Tithonique supérieur-Berriasien basal.

(4) Niveau calcaire peu épais, assez fin, de couleur rouge-violacée. Il s'agit d'un calcaire marneux fin, contenant de petits débris calcaires et très riche en Calpionelles dont (Ech. W 75-104) :

Calpionella elliptica CADISCH (formes courtes et moyennes)

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU)

Calpionella alpina LORENZ (nombreuses).

indiquant un âge Berriasien (inférieur) - moyen.

(5) Calcaire marneux verdâtre, très fin, avec de nombreuses intercalations siliceuses. Dans une matrice micritique baignent des débris de calcite, des radiolaires et spicules d'éponges épigénisées en calcite ainsi qu'une riche microfaune de Calpionelles (Ech. W 75-105) :

Calpionella elliptica CADISCH

Calpionellopsis ferasini (CATALANO)

Tintinnopsella carpathica MURGEANU et FILIPESCU

Remaniella cadischiana (COLOM)

association du Berriasien (inférieur) - moyen.

B) LE CRETACE MOYEN DU KOTRONI DE KASTRIOTISSA

Au Nord du village de Kastriotissa se dresse la crête rectiligne du Kotroni constituée essentiellement de calcaires bréchiques très redressés. Ceux-ci chevauchent vers l'Ouest le flysch tertiaire de Néochorion et sont surmontés à l'Est par le mélange à blocs de roches vertes et de radiolarites. En gravissant le versant ouest, on note que cette crête est formée d'un ensemble assez monotone de brèches calcaires rouges ou grises. Les éléments sont uniquement composés de débris de calcaires. Vers le sommet, les niveaux deviennent plutôt microbréchiques. En lame mince, on note :

des Orbitolines

des Hedbergella sp.

L'ensemble serait d'un âge albien d'après J.J. FLEURY.



C) LE TERTIAIRE

Dans le secteur du massif de l'Iti, le Tertiaire de la zone du Pinde est essentiellement représenté par le flysch. En quelques endroits affleurent cependant les couches inférieures, à savoir des calcaires microbréchiques et des schistes rouges marquant le passage des calcaires au flysch.

Les subdivisions employées pour le Paléocène et l'Eocène inférieur sont données en figure 8.

1) Coupe au Sud du Koutra (coupe 4, fig. 9)

Cette coupe orientée N - S est située à 2 km au Sud du village de Pyrgos, sur le flanc Nord du Koutra ; elle met en évidence les termes suivants :

(1) Calcaires gris, microbréchiques, lités en gros bancs métriques. L'observation en lame mince montre une abondance de débris d'Echinodermes et de Rudistes noyés dans une sparite assez fine. L'échantillon W 75-67 a livré, outre des Orbitoides remaniés :

Cuvillierina cf. vallinsis

de l'Yprésien.

(2) Calcschistes<sup>+</sup> rouges, butant par une petite faille verticale contre les calcaires précédents. Néanmoins, légèrement plus à l'Ouest, ces calcschistes surmontent stratigraphiquement les calcaires yprésiens. De ces calcschistes a pu être dégagée une microfaune pélagique, parmi laquelle (W 75-72) :

Globigerina linaperta FINLAY

Globorotalia cf. aequa (CUSHMAN et RENZ)

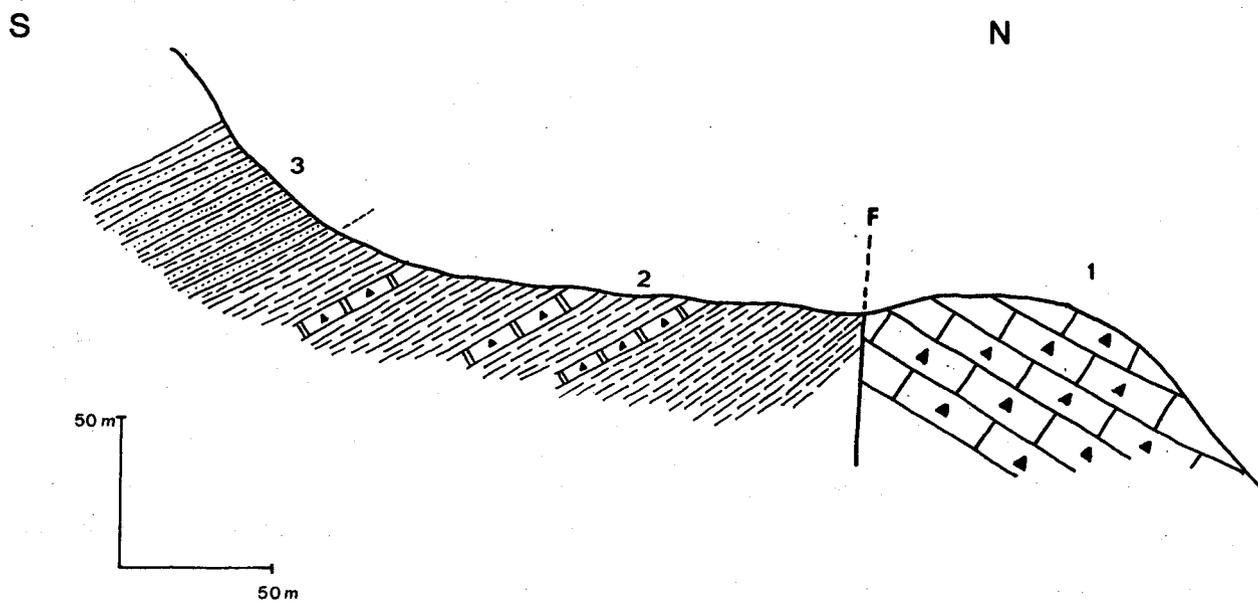
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA (1 débris)

de l'Eocène inférieur (Ilerdien) (zones P5-P6).

---

+ Le terme calcschiste est employé dans ce texte avec sa signification sédimentaire : calcaire feuilleté, fréquemment silteux ou argileux (Essai de nomenclature des roches sédimentaires ; Technip, 1961).

Figure 9



-  Grès et pélites du flysch
-  Calcaires microbréchiques
-  Calcschistes rouges
-  Calcaires microbréchiques en gros bancs

COUPE AU SUD DU KOUTRA (Coupe 4)



Dans ces calcschistes s'intercalent parfois des bancs décimétriques de calcaires bréchiques.

(3) Flysch gréso-pélitique classique succédant normalement aux calcschistes rouges. On a là une alternance régulière de bancs de grès calcareux jaunes épais de 5 - 10 cm et de lits pélitiques de même épaisseur.

## 2) Le secteur de Néochorion

A l'Ouest du secteur étudié, le site du village de Néochorion est installé sur une épaisse série de flysch. Il s'agit d'une alternance régulière de lits centrimétriques à décimétriques de grès calcareux et de pélites bleues devenant jaunes à l'altération. Des intercalations de bancs de grès grossiers et de conglomérats s'observent quelquefois. Plusieurs échantillons de pélites ont été lavés en vue de recueillir de la microfaune : les différents essais se sont soldés par un échec.

En quelques points des alentours de Néochorion affleurent des schistes rouges formant les couches de passage des calcaires au flysch. Ainsi, dans le chemin montant de Néochorion vers les prairies de Zambia, on peut lever la coupe suivante de haut en bas et en série inverse (coupe 5, figure 10) :

(1) Des calcschistes rouges, chevauchés par le mélange pélagonien. Ces niveaux, assez friables, ont livré (W 76-21) :

### Globorotalia pseudomenardii BOLLI

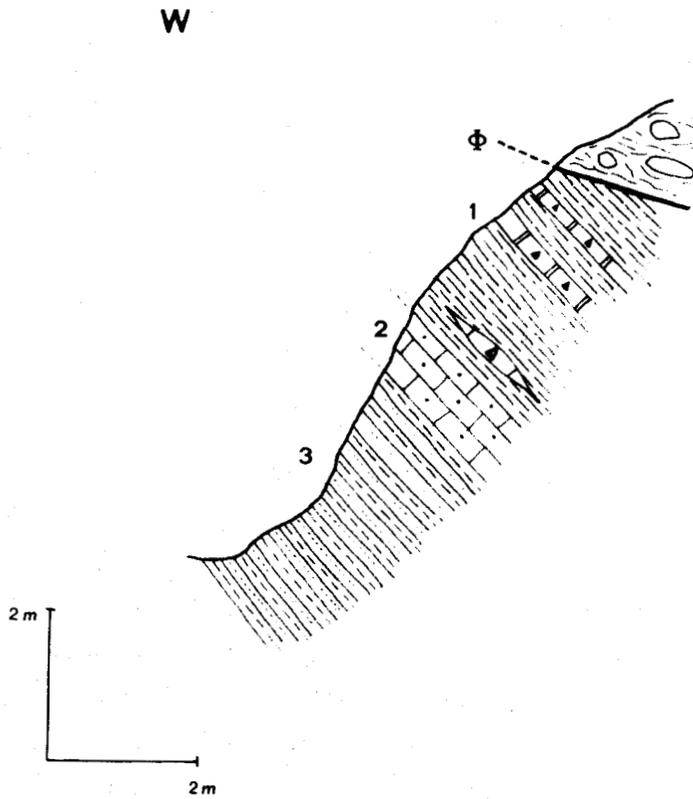
du Paleocène supérieur (zone P4).

Dans ces niveaux s'observent quelques intercalations lenticulaires de brèches à débris de radiolarites et de roches vertes, ainsi que des barres décimétriques de microbrèches calcaires à Orbitoïdés.

(2) Un banc métrique de calcaire marneux, légèrement gréseux, de couleur vert clair. Une microfaune très abondante a pu être extraite de ce calcaire, contenant notamment (W 76-61) :

### Globorotalia pseudomenardii BOLLI

Figure 10



-  Grès et pélites du flysch
-  Calcaires marno-gréseux
-  Lentille de brèche calcaire
-  Calcaires microbréchiques
-  Calcschistes rouges
-  Mélange ophiolitique pélagonien

COUPE SUR LE CHEMIN DE NEOCHORION VERS ZAMBIA (Coupe 5)



Globorotalia marginodentata SUBBOTINA

Globorotalia Mac Kannai WHITE

Globigerina linaperta FINLAY

du Paléocène supérieur (transition de zones P4-P5).

(3) Un flysch grésopélimitique, composé d'une alternance régulière de lits de calcaires gréseux et de pélites bleues.

### III) CONCLUSIONS

L'étude des terrains affleurant dans le secteur Ouest de la région envisagée a permis d'y mettre en évidence l'existence de 3 ensembles.

Le premier ensemble débute par des calcaires bréchiques et se poursuit par des calcaires siliceux devenant très fins et d'âge Tithonique-Berriasien. P. CELET (1959, 1962) a décrit la série du Vardoussia et note, au passage du Jurassique au Crétacé, des brèches à *Ellispactinies* surmontées d'une alternance de calcaires microbréchiques et de radiolarites. La série de l'Aetos pourrait donc être assimilable à la série du Vardoussia. Il faut cependant noter que P. CELET (1962) a relevé dans les calcaires de l'Aetos des niveaux à *Orbitolines* d'âge Cénomaniens. Je n'ai pas observé ces niveaux et il semble que la série de l'Aetos ne dépasse pas le Berriasien.

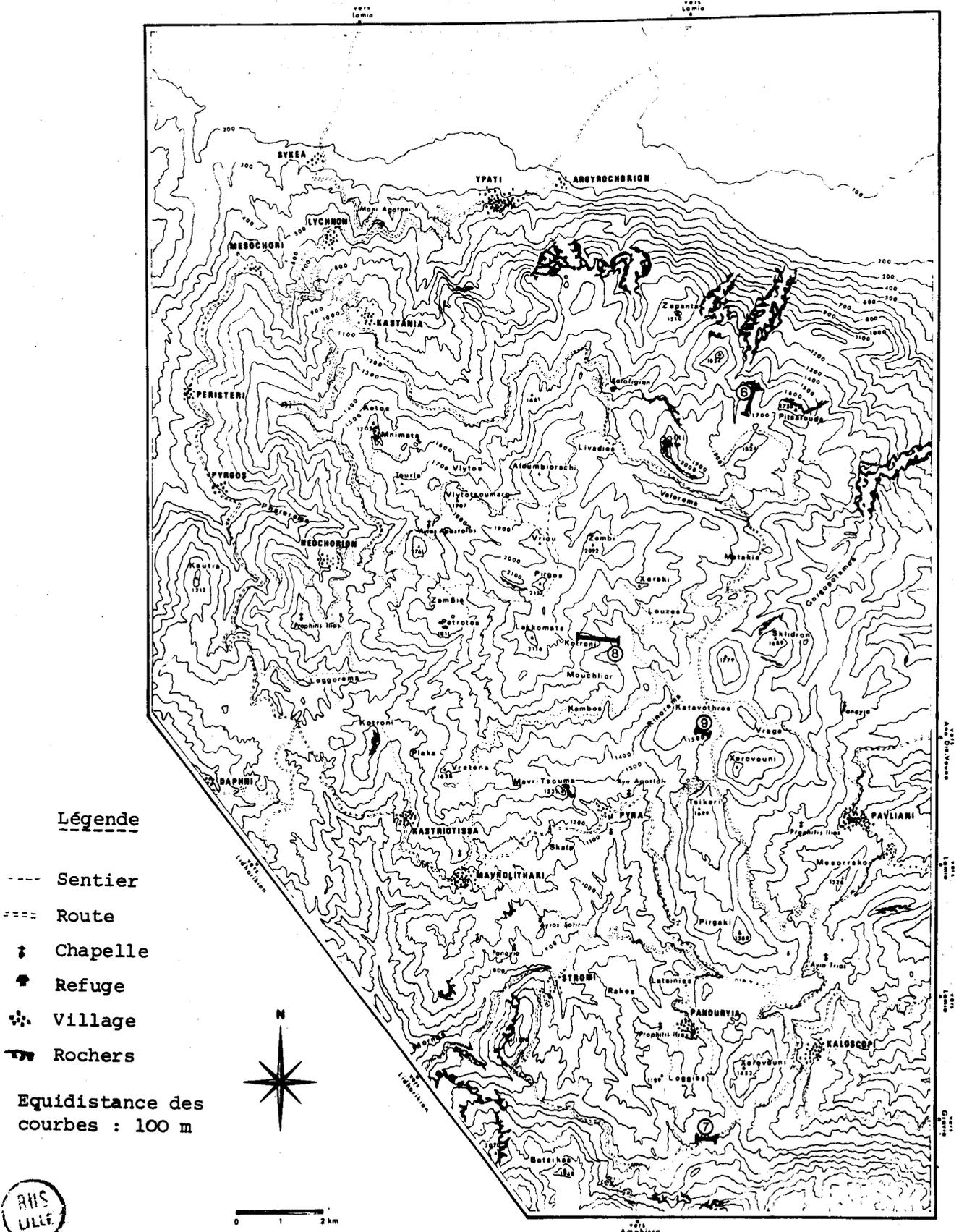
Le deuxième ensemble est celui de la série du Kotroni. P. CELET (1959) a noté dans la série du Vardoussia que le Crétacé moyen est constitué de calcaires bréchiques à *Orbitolines*. La série du Kotroni pourrait donc constituer également un jalon de la série du Vardoussia. Cependant, elle est assez réduite et cette attribution reste douteuse.

Le troisième ensemble est constitué par le flysch tertiaire, avec son soubassement de calcaires microbréchiques et de calcschistes rouges affleurant en quelques points. P. CELET (1962) a étudié les couches de passage au flysch tertiaire dans la région du Vardoussia et situe celles-ci au Dano-Paléocène. Dans le massif de l'Iti, KOCH et NICOLAUS (1969), qui rattachent tous les terrains y affleurant à la sous-zone ultrapindique au sens de J. AUBOUIN, placent le passage des calcaires au flysch par l'intermédiaire des schistes rouges au Paléocène-Eocène inférieur. C. BECK (1975) a étudié le synclinorium est-étolique et la terminaison méridionale du Vardoussia.

Au niveau de celle-ci, les calcschistes rouges de transition sont d'un âge Paléocène-Eocène. Dans le massif de l'Iti, le flysch de Néochorion est rattachable structurellement à celui du Vardoussia. J'ai pu localiser assez précisément le passage des calcaires au flysch grâce aux micro-faunes recueillies ; celui-ci s'effectuerait au Paléocène supérieur - Eocène inférieur (zones P4 à P6).

Par leur faciès, les terrains pindiques du massif de l'Iti se rapprochent de ceux de la série du Vardoussia et appartiendraient donc à la partie orientale de la zone du Pinde.

Figure 11



LA ZONE DU PARNASSE  
-----

I) HISTORIQUE ET GENERALITES

Depuis les travaux de P. CELET (1962), la stratigraphie de la zone du Parnasse est bien connue. Il a été établi que la série était constituée par des calcaires néritiques sur l'ensemble du Mésozoïque, avec deux horizons bauxitiques, indices d'émersion, l'un au Kimméridgien et l'autre au Crétacé moyen. La fin du Crétacé est marqué par le dépôt de calcaires plus pélagiques. Les schistes rouges d'âge Paléocène marquent le début de la sédimentation du flysch qui s'étend sur l'ensemble de l'Eocène.

Dans le secteur étudié, la série mésozoïque de la zone du Parnasse affleure sur tout le flanc nord du massif de l'Iti. De même qu'au Sud, l'ensemble des calcaires formant les falaises du versant nord du massif du Kiona est attribué à cette zone. Le flysch tertiaire affleure dans la partie centrale du massif de l'Iti, en dessous d'unités allochtones appartenant à des zones plus internes.

Je n'ai pas envisagé l'étude de la série du Parnasse, celle-ci n'étant pas spécialement le but du présent mémoire. De plus, sur le flanc nord du massif de l'Iti, le relief accidenté rend l'observation des couches périlleuse tandis que le versant septentrional du massif du Kiona est hâché de failles verticales qui gênent considérablement l'établissement d'une série continue. J'ai donc seulement étudié le passage des calcaires au flysch, au nord et au sud du secteur considéré, ainsi que le flysch lui-même dans la partie centrale du massif.

D'une manière générale, dans la zone du Parnasse-Kiona, le passage des calcaires au flysch se fait par l'intermédiaire de schistes rouges d'âge Paléocène (P. CELET 1962). Dans le massif de l'Iti, J. PAPASTAMATIOU (1960) localise l'interruption de la sédimentation calcaire et le commencement du dépôt du flysch au Luterien. Pour P. CELET (1962), le Crétacé supérieur se termine en Iti par des calcaires pélagiques à silex du Maestrichtien et les schistes rouges de transition au flysch sont d'âge Paléocène.

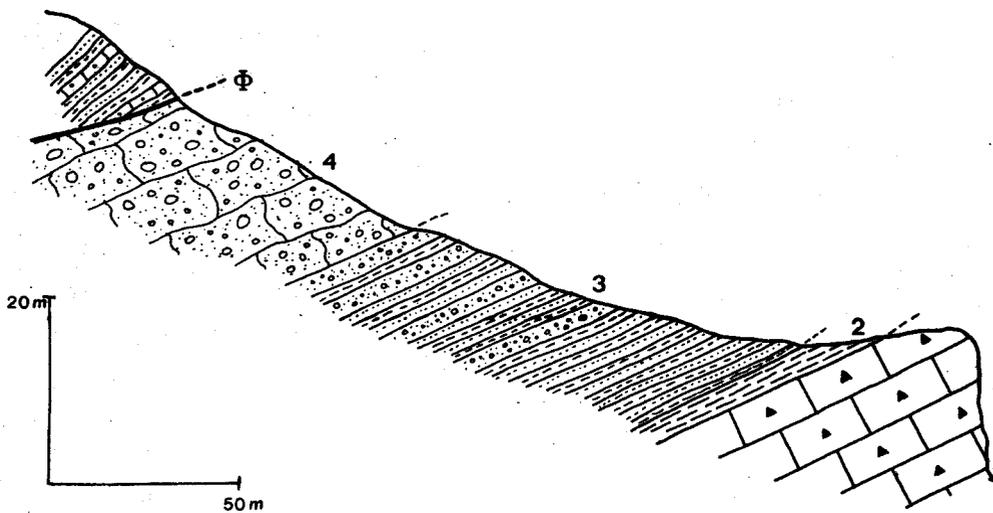
En ce qui concerne le flysch, il apparaît que dans la zone du Parnasse-Kiona, très rapidement après les schistes rouges, se déposent des conglomérats grossiers ; le flysch proprement dit est peu épais (P. CELET 1962).

Figure 12

COUPE SUR LE VERSANT NORD DU MASSIF DE L'ITI (Coupe 6)

S

N



Conglomérat



Microconglomérat



Grès et pélites du flysch



Calcschistes gris-vert



Calcaires microbréchiques



Grès, pélites et calcaires d'âge Crétacé supérieur



## II) LES OBSERVATIONS

### A) LE VERSANT NORD DU MASSIF DE L'ITI

L'ensemble des calcaires qui constituent les falaises du versant nord de l'ITI appartient à la zone du Parnasse. J'ai étudié la partie sommitale de ces calcaires ainsi que le passage au flysch. Une coupe nous montrant ce passage peut être levée sur la crête située entre le sommet du Pitsalouda au Sud et le sommet coté 1834 au Nord. On peut relever les termes suivants (coupe 6, fig. 12) :

(1) Des calcaires gris, microbréchiques, lités en bancs de 50 cm environ. L'étude au microscope nous révèle une abondance de débris de Lamellibranches, d'Echinodermes et de Bryozoaires noyés dans un ciment de sparite (W 75-199). La microfaune est assez riche ; J.J. FLEURY a pu y déterminer :

Distichoplax biserialis DIETRICH

Cuvillierina cf. vallinsis (RUIZ DE GAONA)

Discocyclusina sp.

qui donnent un âge Cuisien pour ces calcaires.

(2) 2 m de calcschistes gris-vert assez friables et feuilletés. De ceux-ci a été dégagée une microfaune pélagique assez riche (W 75-198) avec notamment :

Globorotalia cf. aragonensis NUTAL

Globorotalia spinuloinflata BANDY

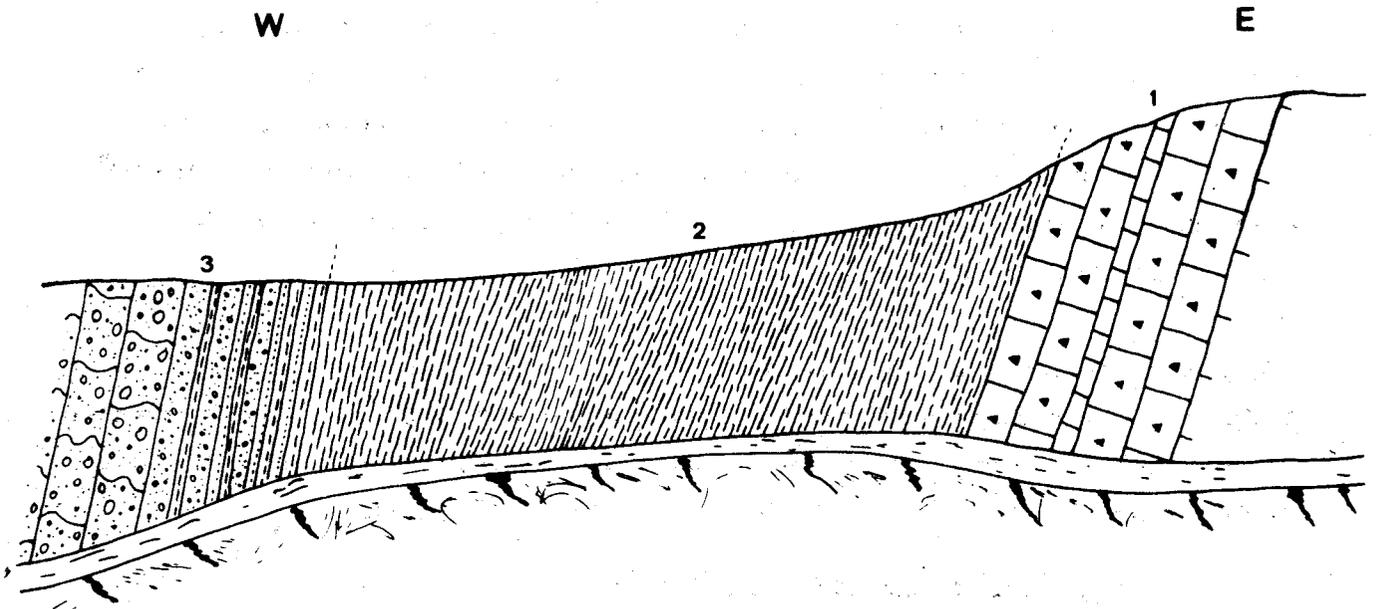
Globigerina senni (BECKMANN)

Cette association indique un âge Cuisien très probable (zone P 8).

(3) 30 m de flysch gréso-pélimitique formé d'une alternance de grès verts micacés et de pélites verdâtres. Des bancs micro-conglomératiques s'intercalent souvent dans ce flysch.

(4) 20 m de conglomérat assez grossier ; la taille des galets peut atteindre 20 cm. Ces derniers, de nature très variés (quartz, quartzites, granites, calcaires, roches vertes, jaspes, ...), sont bien roulés. Un ciment de

Figure 13



20 m

-  Conglomerat
-  Microconglomerat
-  Calcschistes rouges
-  Calcaires fins
-  Calcaires microbréchiques



COUPE DE LA ROUTE KALOSKOPI - MASSIF DU KIONA (Coupe 7)

nature gréseuse les emballer. Ces conglomérats sont chevauchés par des couches flyschoides d'âge Crétacé supérieur.

B) LE VERSANT NORD DU MASSIF DU KIONA

Sur son versant septentrional, le massif du Kiona s'abaisse brutalement vers la dépression de Panouryia. Les calcaires jurassico-crétacés constituent la majeure partie de cette muraille, tandis qu'à son pied apparaissent les calcschistes rouges et le flysch tertiaire. Le long de la route qui mène de Kaloskopi vers les poches de bauxites des hauts plateaux du Kiona, on peut observer le passage des calcaires au flysch. Ainsi on note d'Est en Ouest (coupe 7, fig. 13) :

(1) Des calcaires gris, microbréchiques, assez compacts, avec parfois des passées plus fines. Aucune microfaune n'a permis de les dater.

(2) 50 m de calcschistes rouges, fins, assez friables et feuilletés ; ils contiennent une microfaune pélagique très abondante avec notamment (Ech. W 75-412) :

Globorotalia marginodentata SUBBOTINA

Globorotalia aequa CUSHMAN et RENZ

Globorotalia subbotinae MOROZOVA

Cette association indique l'Ilerdien (base de P6).

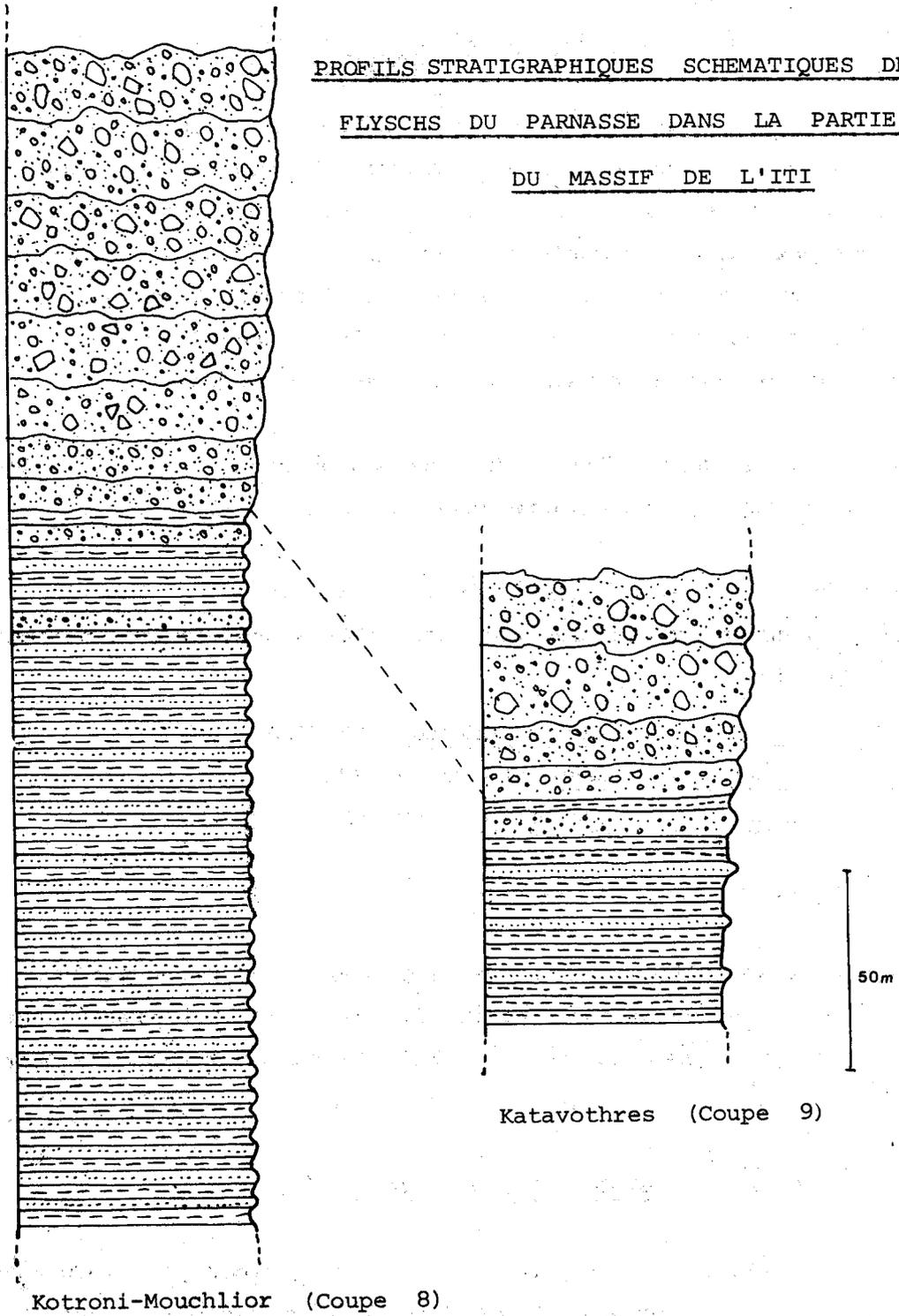
(3) Flysch gréso-pélimitique devenant très rapidement conglomératique. Ce conglomérat est un poudingue à galets de calcaires, quartzites, radiolarites, granites et roches vertes. La taille de ces galets oscille entre 2 et 20 cm. Un ciment de nature gréseuse les unit.

C) LA PARTIE CENTRALE DE L'ITI

Entre les sommets du Pirgos et du Xerovouni affleure assez largement le flysch du Parnasse. Deux types de séquences ont pu être observés. Dans le secteur de Kotroni-Mouchlior le flysch de nature gréso-pélimitique est surmonté de conglomérats polygéniques. Par contre, au niveau des prairies des Katavothres le flysch, également surmonté par des conglomérats, est plus pélimitique.

Figure 14

PROFILS STRATIGRAPHIQUES SCHEMATIQUES DES DIFFERENTS  
FLYSCHS DU PARNASSE DANS LA PARTIE CENTRALE  
DU MASSIF DE L'ITI



BUS  
LILLE

-  Conglomerats
-  Microconglomérats
-  Grès
-  Pélites

1) Le flysch de Kotroni-Mouchlior (Coupe 8, fig. 14)

a) Le flysch

On a là un flysch composé d'une alternance de bancs de grès épais de 5 à 10 cm séparés par des interbancs pélitiques de même épaisseur. Grès et pélites ont une couleur verte, devenant jaune à l'altération. Ces grès sont souvent micacés ; les paillettes de micas sont bien visibles à la loupe. Des stratifications entrecroisées ainsi que des figures de courants sont observables indiquant des séries normales ou inverses.

L'épaisseur de ces couches est difficile à évaluer ; elle doit être de l'ordre pluri-hectométrique.

En lame mince, les grès nous montrent :

- un ciment de calcite finement cristallisé assez peu abondant ;
- des grains de quartz anguleux et mal classés ;
- quelques grains de feldspaths (plagioclases) ;
- des paillettes de muscovite et de chlorite, des éléments de grenat, de calcite et de minéraux opaques ;
- des débris de calcaire, de quartzite et de serpentine.

b) Les conglomérats

A sa partie supérieure, le flysch s'enrichit progressivement en niveaux conglomératiques. Puis l'on passe à des conglomérats très grossiers. La taille des éléments peut atteindre 20 cm, leur forme est subanguleuse à arrondie. La stratification de ces conglomérats n'est généralement pas visible et leur épaisseur doit approcher les 100 m.

En lame mince, les niveaux microconglomératiques montrent :

- un ciment de sparite ou de nature calcaro-gréseuse ;
- des éléments calcaires variés : microbréchiques, fins à Calpionelles, à microfaune du Crétacé ;
- des débris d'Orbitolines, de Rudistes et d'Algues ;
- des grains de quartz, feldspaths, épidote, grenat, calcite ;
- des fragments de serpentine et de laves ;
- des éléments de marbre et de micaschiste.

2) Le flysch des Katavothres (Coupe 9, fig. 14)

a) le flysch

Dans le torrent qui prend sa source dans les Katavothres et qui descend vers Pyra affleure un flysch constitué d'une alternance de bancs de grès de 5 à 10 cm d'épaisseurs séparés par des lits de pélites gris-bleuté de 50 cm d'épaisseur environ.

Les grès sont formés de grains de quartz anguleux et de quelques paillettes de micas noyées dans un ciment de calcite assez cristallisée.

Un lavage de pélites a livré de nombreux débris marneux, des grains de quartz et des débris organiques pyritisés.

b) Les conglomérats

Le flysch passe assez brutalement à des grès grossiers et à des conglomérats gréseux riches en débris calcaires. La taille des éléments peut atteindre 10 cm. En lame mince on peut observer dans un ciment gréso-calcaire :

- de nombreux fragments calcaires dont certains contiennent des microfaunes pélagiques du Crétacé supérieur ou du Paléocène ;
- des débris de Rudistes ;
- des éléments de roches vertes altérées (laves microlitiques).

Cette série représente une variation latérale de faciès du flysch de Kotroni-Mouchlior. En effet, au Sud des Katavothres, le flysch gréso-pélitique de type Kotroni-Mouchlior est surmonté par les brèches qui font suite plus au nord au flysch pélitico-gréseux de type Katavothres. L'épaisseur du flysch des Katavothres, comme celle des conglomérats, avoisine 50 m.

III) CONCLUSIONS

L'étude stratigraphique des terrains appartenant à la zone du Parnasse n'a porté que sur le passage des calcaires au flysch et sur le flysch lui-même.

Sur le versant nord du massif de l'Iti, les couches de passage des calcaires au flysch ont été datées du Cuisien (zone P8). Cet âge est donc intermédiaire entre ceux donnés respectivement par P. CELET et J. PAPASTAMATIOU pour ces couches.

Sur le rebord septentrional du massif du Kiona, les calcschistes rouges ont été datés de l'Ilerdien moyen (base de P6). La sédimentation du flysch est donc plus précoce dans ce secteur. Elle aurait débuté à l'Ilerdien dans le sud du massif de l'Iti et se serait ensuite déplacée vers le Nord où elle ne commence qu'au Cuisien.

En ce qui concerne le flysch lui-même, la plupart du temps, il est composé en proportions équivalentes de bancs gréseux et d'interbancs pélitiques. Au niveau des Katavothres on assiste à une variation latérale de faciès avec une nette prédominance des bancs pélitiques. Il est impossible de fixer une limite supérieure à ce flysch. On admet généralement que le flysch s'est déposé pendant tout l'Eocène supérieur (P. CELET, 1962).



LA ZONE BEOTIENNE

-----

I) HISTORIQUE

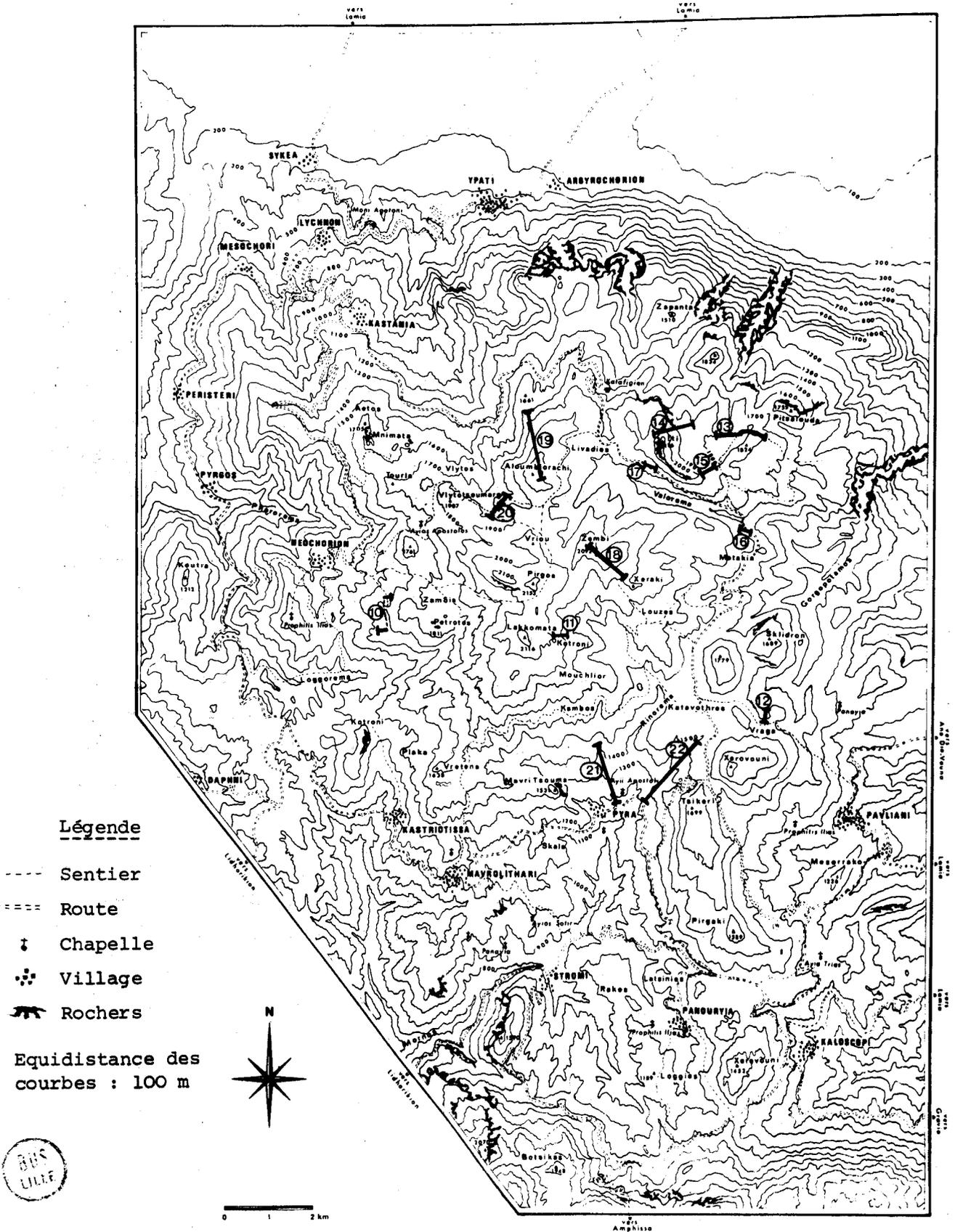
C'est en Yougoslavie, dans les Dinarides s.l., qu'à été daté pour la première fois un flysch précoce d'âge tithonique-éocrétacé grâce aux découvertes de R. BLANCHET (1966). Des découvertes ultérieures devaient permettre de préciser l'importance de ce flysch (J. CHARVET, 1967 ; J.P. CADET, 1968) et amener à la définition d'une nouvelle zone paléogéographique, la zone bosniaque, à valeur de sillon intercalé entre la zone du Karst et la zone Serbe (R. BLANCHET et al., 1969 ; J. AUBOUIN et al., 1970).

En Grèce, la découverte d'un flysch analogue au flysch bosniaque (B. CLEMENT, 1971) a entraîné la définition de l'unité du flysch béotien (P. CELET et B. CLEMENT, 1971). D'autres jalons de ce flysch ayant été trouvés (J. FERRY et M. MERCIER, 1971 ; B. CLEMENT, 1972 ; P. CELET et al. 1974), la définition d'une zone béotienne a pu être établie en Grèce (P. CELET et al., 1976). Cette zone est intercalée entre la zone du Parnasse et les zones internes au Sud du Sperchios, entre la zone du Pinde et les zones internes au Nord du Sperchios.

En Béotie (Grèce), le substratum est généralement néritique du Trias au Malm et se termine par des radiolarites à la fin du Jurassique (P. CELET et B. CLEMENT, 1971). Dans les Gérénées (Grèce), la sédimentation radiolaritique débiterait plus tôt, à savoir au Dogger (B. CLEMENT, 1972).

En ce qui concerne son extension verticale, ce flysch peut monter jusqu'au Cénomani en Bosnie méridionale (J.P. CADET, 1968 ; J.P. CADET et J. SIGAL, 1969) ainsi qu'au Montenegro (J.P. RAMPNOUX, 1969). En Bosnie septentrionale, il atteint le Sénonien (R. BLANCHET, 1970). En Grèce, dans les Gérénées, B. CLEMENT (1972) a montré que la sédimentation du flysch se poursuit jusque dans le Sénonien.

Figure 15



LOCALISATION DES COUPES DANS LA SERIE DE LA ZONE BEOTIENNE

## II) GENERALITES SUR LE SECTEUR ETUDIE

Le flysch d'âge tithonique-berriasien a été reconnu en plusieurs endroits dans le massif de l'Iti.

- A l'Est du village de Néochorion, il forme une sorte de couronne entourant les calcaires jurassiques d'affinité pélagonienne des monts Pirgos (2152 m) et Petrotos (1811 m). Ces calcaires chevauchent le flysch berriasien, mais peuvent parfois le dépasser pour venir reposer sur le flysch tertiaire de Néochorion.

- Au Nord du village de Pyra, il constitue un étroit liseré plus ou moins continu, pincé dans le mélange ophiolitique pélagonien. Ce liseré affecte approximativement une forme en U qui débute dans la dépression de Vraga, descend vers Pyra et remonte ensuite vers les prairies de Kambos.

L'affleurement de flysch le plus occidental, situé à 1 km à l'Est du Petrotos, avait déjà été décrit par KOCH et NICOLAUS en 1969. Ces auteurs citaient notamment les couches à Aptychus et les attribuaient à la zone ultrapindique. Plus récemment, grâce aux datations précises par les Calpionelles et à la lueur des découvertes effectuées en Béotie et dans les Geranées, ces couches ont pu être attribuées à la zone béotienne (P.CELET et al., 1976). E. BLEHAUT (1975) a étudié ce flysch en essayant de préciser l'existence de son soubassement, son extension verticale et ses rapports avec le mélange ophiolitique pélagonien.

## III) LES OBSERVATIONS ET LES COUPES

### A) REMARQUES PRELIMINAIRES

Dans l'étude du flysch béotien affleurant dans la région centrale du massif de l'Iti, E. BLEHAUT (1975) a pu y déterminer son âge Tithonique-Berriasien. En ce qui concerne les affleurements des Monts Petrotos et Lakkomata et de la dépression de Vraga, je me contenterai de reprendre succinctement ses résultats par des logs stratigraphiques schématiques. Mes observations personnelles portent sur la partie méridionale du massif, vers la dépression de Pyra, ainsi que sur son rebord septentrional, autour du mont Iti.

B) LA REGION CENTRALE DU MASSIF DE L'ITI

1) Le Mont Petrotos (Profil 10, fig. 16)

Cet affleurement s'étend sur le flanc Ouest du Mont Petrotos, à 2 km environ à l'Est du village de Néochorion. De bas en haut, on peut établir la succession suivante :

(1) Une série de grès calcareux jaune-verdâtre. Il s'agit d'une alternance de niveaux grossiers, altérés, d'aspect sableux et de niveaux plus fins se débitant en minces plaquettes de 1 cm environ d'épaisseur (30 m). A la surface de ces plaques s'observent fréquemment des Aptychus dont :

Lamellaptychus gr. beyrichi (OPPEL)

du Tithonique-Berriasien (ne dépassant pas le Berriasien moyen).

(2) Une alternance de microbrèches calcaires friables et de calcaires microbréchiques massifs où s'intercalent de fins lits discontinus de silice (50 m). Ces niveaux sont très riches en débris de roches éruptives et de radiolarites rouges. Ils fournissent également de nombreux exemplaires d'Aptychus, parmi lesquels :

Lamellaptychus beyrichi OPPEL

Lamellaptychus cf. sub-mortilleti (TRAUTH)

conférant un âge Tithonique-Berriasien moyen à la formation.

(3) Un banc épais de 5 m environ de calcaire marneux rose en plaquettes, extrêmement riche en Calpionelles. En effet, on y note la présence de :

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU)

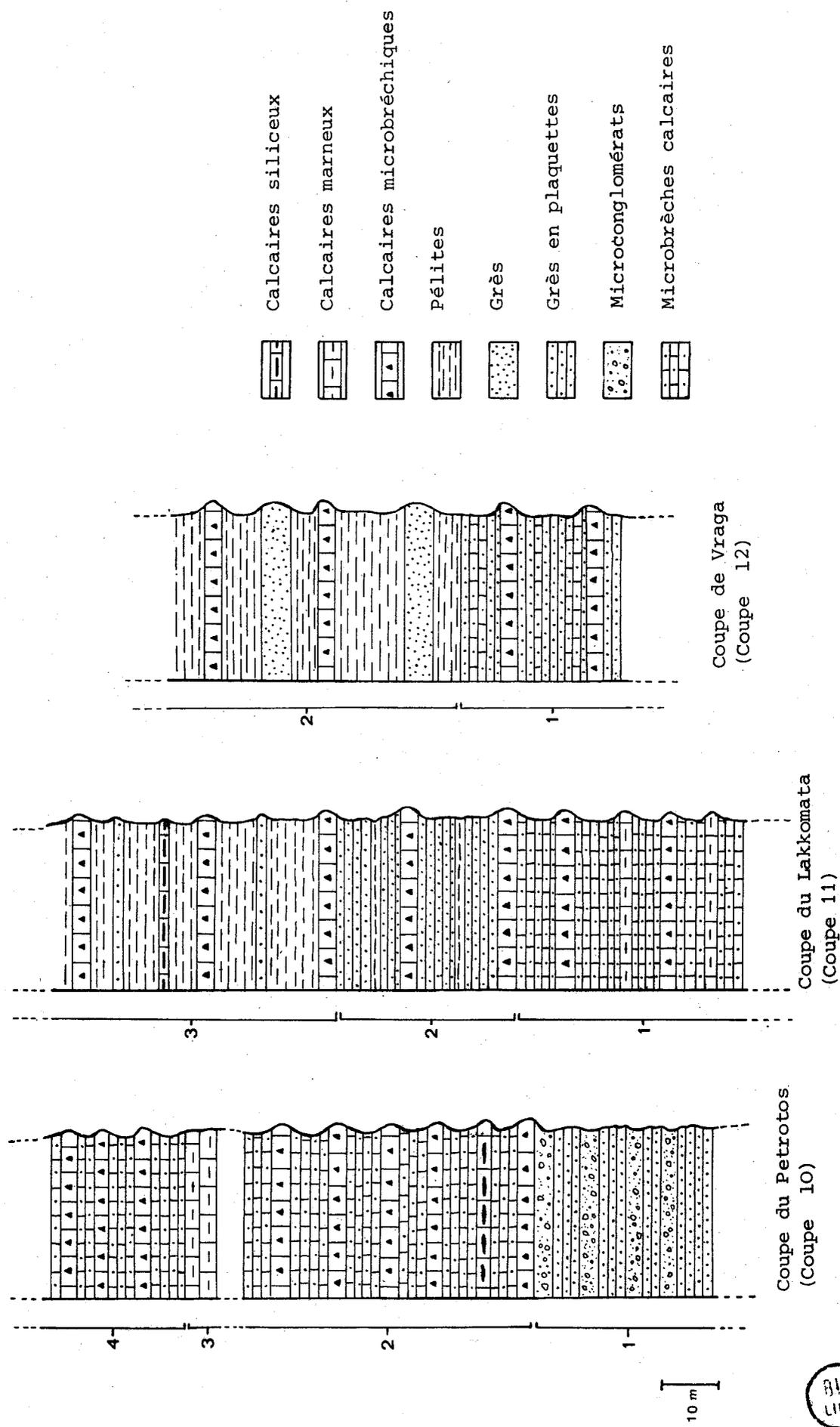
Calpionellopsis oblonga (CADISCH)

Calpionellites darderi (COLOMB)

et de nombreux Nannoconus

qui donne un âge Berriasien supérieur.

Figure 16



La succession des termes (2) et (3) n'a pas été établie sur le terrain.

(4) Une alternance de microbrèches calcaires friables en plaquettes et de calcaires microbréchiques massifs à très nombreux débris de roches éruptives et de radiolarites rouges (30 m).

2) Le Mont Lakkomata (Profil 11, fig. 16)

Entre le mont Lakkomata et la crête du Kotroni, affleure une formation flyschoïde assez comparable à celle du mont Petrotos. De la base vers le sommet, cette formation présente :

(1) Une alternance de microbrèches calcaires assez peu consolidées, souvent en plaquettes, et de calcaires microbréchiques massifs à nombreux débris de roches éruptives du complexe ophiolitique et de radiolarites rouges (40 m). Des calcaires marneux roses s'intercalent parfois, ils renferment une riche microfaune de Calpionelles dont :

Calpionella elliptica OADISCH

Calpionella alpina LORENZ

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU)

Calpionellopsis ferasini (CATALANO)

Cadosina fusca WANNER

Stomiosphaera sp.

et de nombreux Nannoconus

Cette association indique un âge Berriasien inférieur-moyen. Les niveaux microbréchiques ont livré des Aptychus, dont :

Lamellaptychus beyrichi OPPEL

du Tithonique-Berriasien moyen.

(2) Une alternance de grès calcareux en plaquettes, de calcaires microbréchiques et de lits pélitiques assez fins (30 m). Les microbrèches calcaires contiennent des éléments de calcaires fins à Calpionelles.

(3) Formation pélitique où s'intercalent de fins niveaux de grès, de calcaires fins siliceux et de calcaires microbréchiques à silex (50 m).

3) La dépression de Vraga (Profil 12, fig. 16)

Entre le mont Xerovouni (au Nord-Ouest de Pavliani) et le mont coté 1779 s'étend la cuvette de Vraga. On peut y observer, pincée dans le mélange pélagonien, une série flyschoidé analogue à celles décrites précédemment qui se présente ainsi de bas en haut :

(1) Une alternance de calcaires microbréchiques, de microbrèches friables, et de grès calcareux en plaquettes et très friables (30 m). Ces niveaux renferment de nombreux débris de roches vertes et de radiolarites. Les bancs microbréchiques ont livré des Aptychus, parmi lesquels :

Lamellaptychus cf. submortilleti (TRAUTH)

Lamellaptychus cf. beyrichi (OPPEL)

du Tithonique-Berriasien moyen.

(2) Une alternance de grès, de calcaires microbréchiques et de pélites de teintes sombres (40 m).

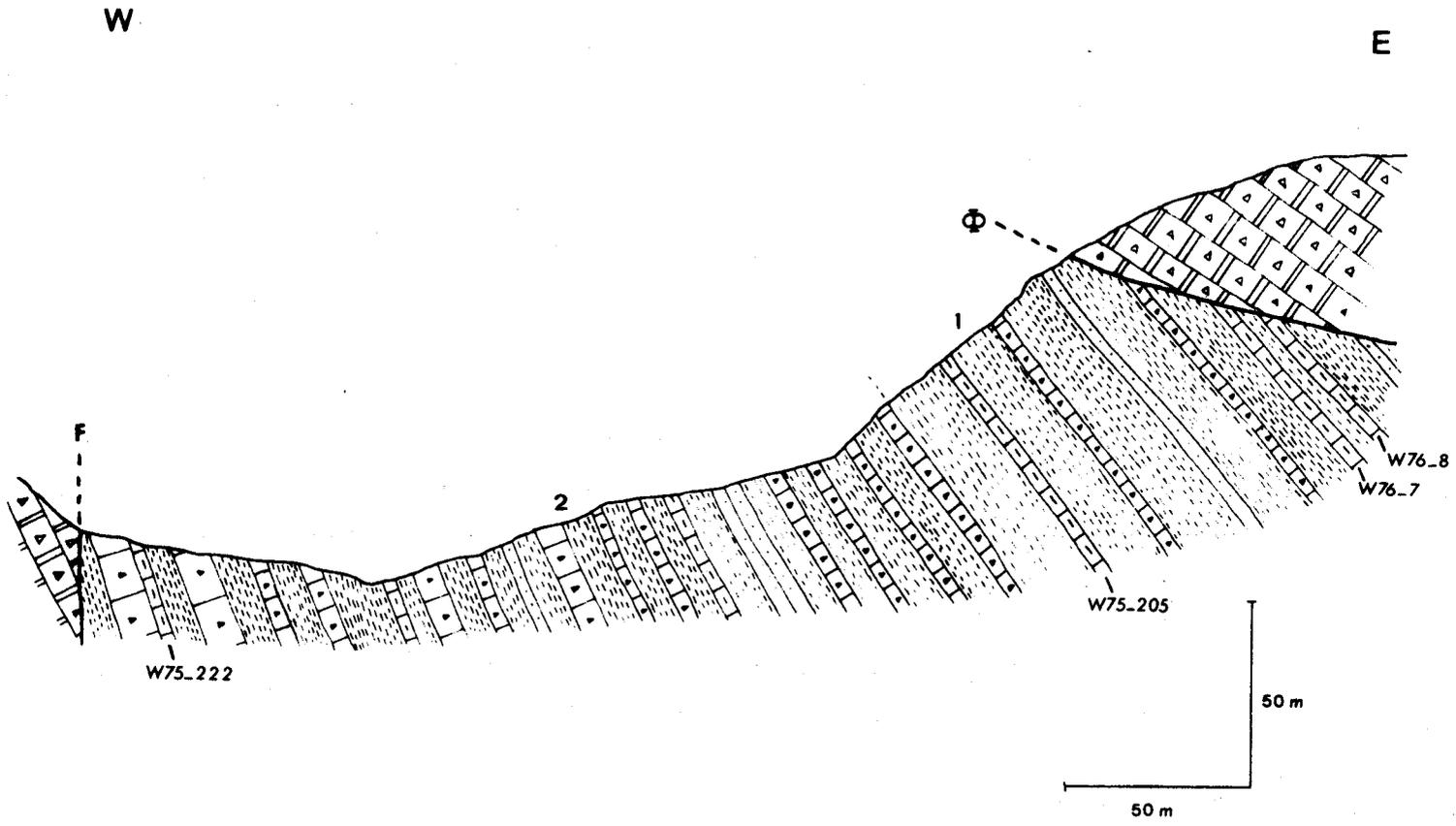
C) LE REBORD SEPTENTRIONAL DU MASSIF DE L'ITI

1) Coupe à l'Est du mont Iti (Coupe 13, fig. 17)

A l'Ouest du mont Iti (2116 m), entre celui-ci et la crête cotée 1824 m, s'étend une vallée qui descend plein Nord vers la vallée du Sperchios. Dans cette vallée affleure largement une formation flyschoidé dont on peut présenter une coupe en traversant la vallée d'Est en Ouest. On observe donc en série inverse :

(1) Une formation très pélitique (70 m) où s'intercalent quelques bancs de calcaires marneux roses ou verts, de grès et de calcaires microbréchiques à débris de jaspes rouges et de roches éruptives du cortège ophiolitique. L'épaisseur de chacun de ces bancs est de 5-10 cm. Les pélites

Figure 17



-  Pélites
-  Calcaires marneux
-  Calcaires microbréchiques
-  Grès en plaquettes
-  Calcaires bréchiques

COUPE A L'EST DU MONT ITI (Coupe 13)



ont généralement une couleur jaunâtre, parfois roses et sont très friables. Les bancs de calcaires marneux contiennent parfois de la microfaune. A la base de la formation, l'échantillon W 76-8 a livré :

Calpionella elliptica CADISCH

Calpionella alpina LORENZ

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU)

qui indique un âge Berriasien inférieur à moyen.

L'échantillon W 76-7, pris un peu au-dessus, a donné :

Calpionella elliptica CADISCH

Calpionellopsis oblonga (CADISCH)

marquant le Berriasien moyen-supérieur.

Un débris d'Aptychus, indéterminable, a été trouvé dans une microbrèche proche de ces niveaux. L'échantillon W 75-205, prélevé dans un niveau nettement plus élevé dans la série, a fourni :

Planomalina buxtorfi GANDOLFI

Rotalipora appenninica RENZ

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

association du Cénomancien inférieur.

(2) Une alternance de pélites friables, de calcaires marneux et de calcaires microbréchiqes (150 m) ; quelques bancs de grès calcareux en plaquettes s'intercalent par place. Ces calcaires microbréchiqes, très abondants, renferment des débris de roches vertes et de jaspes rouges. Les calcaires marneux contiennent parfois de la microfaune. Ainsi, l'échantillon W 75-222 a donné :

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

Globotruncana renzi GANDOLFI

Globotruncana helvetica BOLLI

association du Turonien inférieur.

Cette formation bute par faille verticale contre des calcaires bréchiques du Crétacé supérieur, assimilables aux formations transgressives sur les ophiolites.

2) Coupe au Nord du mont Iti (coupe 14, Fig. 18)

Cette coupe est orientée Nord-Est - Sud-Ouest et passe légèrement à l'Ouest du sommet Iti (2116 m). Elle permet de voir la succession de terrains suivante :

(1) Une formation flyschöide, chevauchée au Nord par des brèches calcaires du Crétacé supérieur. Il s'agit ici d'une alternance régulière de lits décimétriques de pélites sableuses roses ou vertes, de grès calcareux grossiers, de calcaires microbréchiques et de calcaires marneux verts ou roses. Grès grossiers et calcaires microbréchiques contiennent d'abondants débris de roches éruptives du complexe ophiolitique et de radiolarites rouges. Cette formation a une puissance de 70 m environ. Les lits calcaire-marneux sont assez riches en microfaunes. Ainsi les échantillons W 75-186 et W 75-185, situés vers le bas de la formation ont livré :

Globotruncana helvetica BOLLI

indiquant un âge Turonien.

L'échantillon W 75-182, pris dans un niveau plus élevé de la formation, a livré :

Globotruncana angusticarinata GANDOLFI

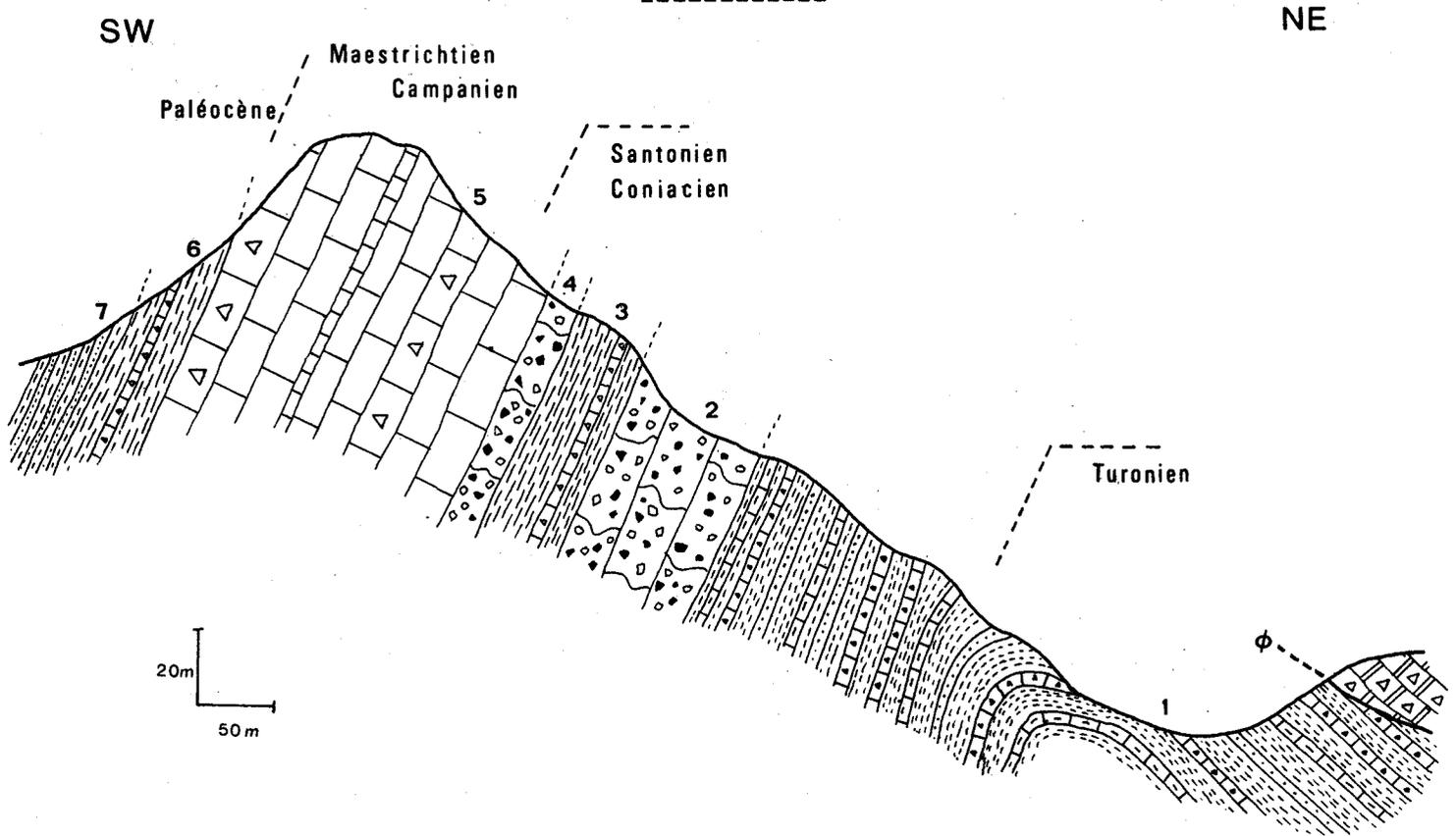
Globotruncana cf. coronata (BOLLI)

du Coniacien-Santonien.

(2) Une brèche calcaire, épaisse de 20 m. Les éléments, d'une taille centimétrique, sont composés principalement de fragments de Rudistes, de roches éruptives basiques et de radiolarites rouges.

(3) Une dizaine de mètres de calcaires marneux rouge-violet, très fins, se débitant plus ou moins en plaquettes. Des petits lits décimétriques de

Figure 18



-  Grès et pélites du flysch tertiaire
-  Calcschistes rouges
-  Calcaires bréchiqes
-  Calcaires massifs
-  Calcaires fins
-  Brèches calcaires
-  Pélites
-  Calcaires marneux
-  Calcaires microbréchiqes
-  Grès calcaireux
-  Calcaires bréchiqes des zones internes



brèches calcaires à débris de roches effusives et de radiolarites rouges s'y intercalent parfois. Ces calcaires contiennent de la microfaune, dont (Ech. W 75-176) :

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana cf. angusticarinata (GANDOLFI)

du Coniacien-Santonien.

(4) 5 m d'une brèche calcaire polygénique. En lame mince, dans un ciment de sparite, on observe :

- des éléments de roches effusives (diabases, dolérites) ;
- des débris de jaspes et de radiolarites rouges ;
- des grains de quartz ;
- des fragments de Rudistes, d'Algues, de foraminifères, de calcaires.

En particulier, on peut noter la présence de débris d'Orbitolines et de Cuneolina sp., d'âge Crétacé supérieur.

(5) Une puissante barre calcaire, épaisse de 70 m, qui constitue la crête de l'Iti. Il s'agit de calcaires gris clairs, massifs et mal lités. Ils présentent un faciès microbréchiq, entrecoupé de niveaux soit franchement bréchiq, soit très fins. L'échantillon W 75-173, pris dans un banc microbréchiq, a montré dans une matrice micritique, outre des fragments de Rudistes très abondants, des débris de :

Omphalocyclus macroporus LAMARCK

Orbitoides sp.

Siderolites sp.

d'un âge Crétacé supérieur.

Les niveaux fins contiennent également de la microfaune ; ainsi l'échantillon W 76-172 a livré :

Orbitoides sp. (débris)

Omphalocyclus macroporus LAMARCK

Globotruncana stuarti de LAPPARENT

Globotruncana contusa CUSHMAN

qui indiquent le Maestrichtien.

(6) Des calcschistes rouges qui se débitent facilement (10 m). Des intercalations bréchiqes calcaires entrecoupent parfois ces niveaux. Ces calcschistes contiennent de la microfaune qui peut être facilement dégagée ; ainsi, dans un niveau proche des calcaires précédents, on note la présence de (Ech. W 75-166) :

Globorotalia pseudomenardii BOLLI

du Paléocène supérieur (Thanétien supérieur, zone P 4).

(7) Flysch gréso-pélimitique composé d'une alternance régulière de lits décimétriques de grès calcaireux et de pélites. L'ensemble a une couleur gris-bleu, jaune à l'altération.

3) Coupe au Sud-Est du mont Iti (coupe 15, Fig. 19)

Au Sud-Est du mont Iti, au niveau où la crête coté 1824 m rejoint la grande barre calcaire de l'Iti, les niveaux sous-jacents des calcaires affleurent bien. Ainsi de bas en haut, on note la superposition suivante :

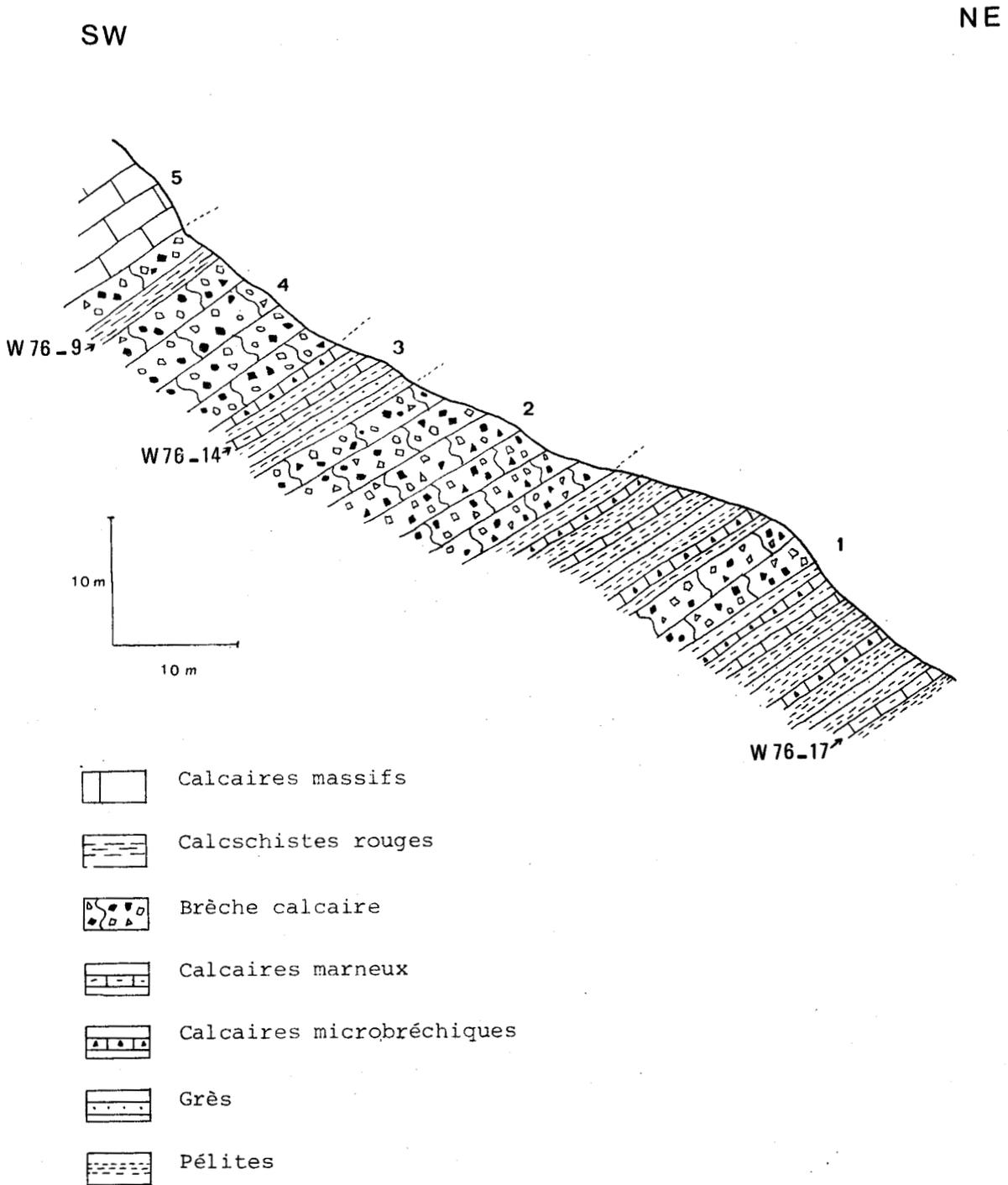
(1) Une vingtaine de mètres d'une série flyschpide composée d'une alternance de pélites marneuses peu consolidées, de calcaires marneux fins, de grès calcaireux et de microbrèches calcaires à débris de roches vertes et de radiolarites rouges. Un gros banc de 2 m environ de brèche polygénique à gros débris de roches vertes, de radiolarites rouges et de Rudistes s'y intercale. Ces calcaires marneux contiennent de la microfaune (W 76-17, échantillon pris assez bas) :

Globotruncana stephani GANDOLFI

Globotruncana cf. renzi (GANDOLFI)

qui indiquent le Turonien supérieur.

Figure 19



COUPE AU SUD-EST DU MONT ITI (Coupe 15)

(2) Une brèche calcaire assez mal consolidée, polygénique (15 m). Les éléments, d'une taille variant entre 1 et 5 cm, sont très divers :

- calcaires fins, micro-cristallins ou graveleux ;
- jaspes rouges ou verts ;
- roches effusives (dolérites, diabases, spilites) ;
- débris de Rudistes.

(3) Une petite passée flyschoidé de 5 m environ, avec des pélites schisteuses friables, des calcaires marneux, des brèches ou microbrèches calcaires à débris de roches vertes et de jaspes rouges. Dans ces brèches, un granoclassement normal est parfois visible. Les calcaires marneux ont livré de la microfaune (W 76-14) :

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana cf. angusticarinata GANDOLFI

Association du Turonien terminal-Coniacien.

(4) De nouveau, des brèches calcaires à débris de jaspes, de roches effusives et de calcaire (15 m). Quelques lits de calcschistes violacés s'intercalent dans ces brèches ; ils renferment de la microfaune avec (W 76-9) :

Globotruncana angusticarinata GANDOLFI

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana sigali REICHEL

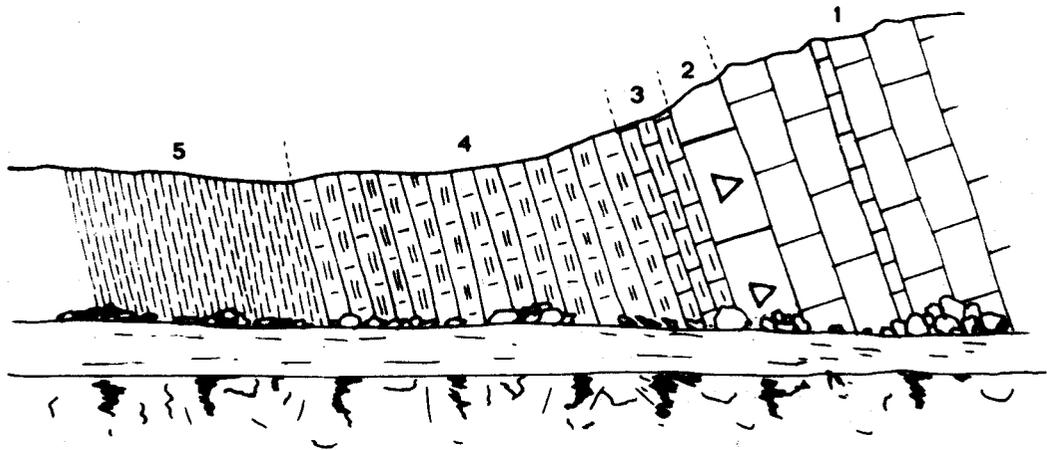
qui marquent le Coniacien.

(5) Des calcaires gris beiges assez massifs. Ils correspondent aux calcaires de l'Iti. Ils sont généralement microbréchiques, mal lités et contiennent par place des débris de Rudistes.

Figure 20

W

E



1 m

-  Calcschistes rouges
-  Calcaires marneux en plaquettes
-  Calcaires marneux
-  Calcaires bréchiques
-  Calcaires fins
-  Calcaires massifs



COUPE A L'EXTREMITE EST DU VALOREMA (Coupe 16)

#### 4) Le Valorema

Le Valorema est la rivière qui, coulant d'Ouest en Est, entaille profondément le flanc Sud de la crête de l'Iti. Elle traverse notamment les couches de schistes rouges formant le passage des calcaires au flysch. On peut donc les observer en de nombreux endroits.

##### a) Extrémité Est du Valorema (coupe 16, fig. 20)

Un peu avant qu'elle ne traverse la rivière, la route venant des Katavothres et se dirigeant vers les Livadies traverse les calcaires et les schistes rouges. Le talus, assez fraîchement creusé, montre :

(1) Des calcaires gris-beiges, microbréchiques et assez mal lités, avec des intercalations de calcaires fins.

(2) Un banc de calcaire bréchique à gros fragments de calcaires fins, roses (1 m).

(3) 1 m de calcaire marneux rose, parfois vert, très fin et assez compact. La microfaune de Globorotalia y est assez abondante, mais mal conservée et indéterminable.

(4) 7 m de calcaires marneux, violacés, très fins et se débitant en plaquettes. La microfaune y est très riche, avec notamment (Ech. W 75-155) :

Globorotalia marginodentata SUBBOTINA

Globorotalia pseudomenardii BOLLI

qui marquent le Paléocène supérieur (limite des zones P4 - P5).

(5) Des calcschistes rouges, à passées verdâtres, se débitant facilement. Ils ont livré (Ech. W 75-156) :

Globorotalia marginodentata SUBBOTINA

Globorotalia pseudomenardii BOLLI

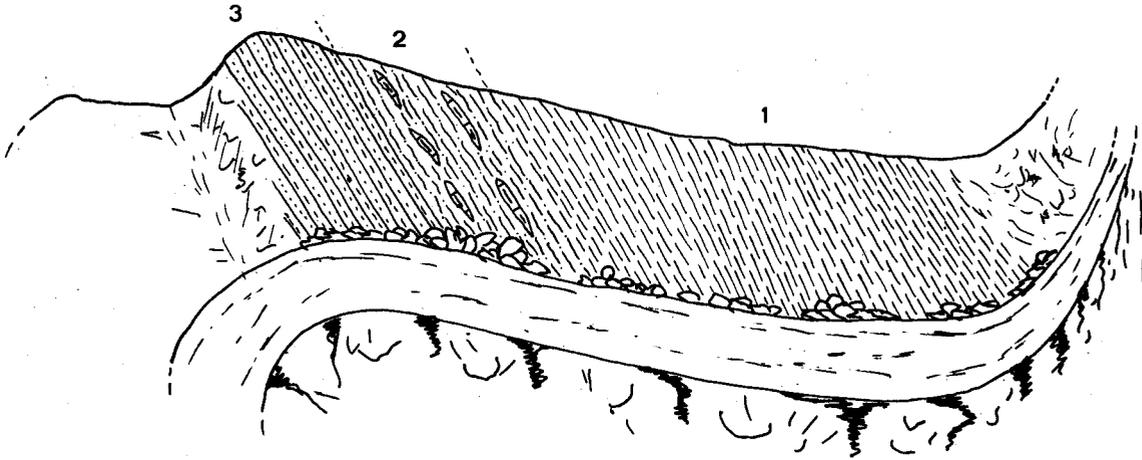
Globorotalia Mackannai WHITE

indiquant le Paléocène supérieur (limite des zones P4 - P5).

Figure 21

W

E



1 m



Grès et pélites du flysch tertiaire



Pélites vertes



Lentilles de calcaires marneux



Calcschistes rouges



COUPE SUR LE VERSANT NORD DU VALOREMA (Coupe 17)

b) Le fond du Valorema

Au fond de la vallée, vers son milieu, les calcschistes rouges affleurent largement. Ils présentent notamment de nombreuses intercalations de brèches calcaires dont l'épaisseur des bancs varie entre 50 cm et 2 m. Les éléments de ces brèches sont exclusivement calcaires ; les bancs les moins grossiers contiennent une abondante microfaune d'Orbitoïtidés et de Nummulites. Parmi ces dernières, on remarque (Ech. W 75-157) :

Nummulites fraasi DE LA HARPE

Nummulites deserti DE LA HARPE

qui indiquant un âge Paléocène terminal-Eocène basal (Ilerdien basal).

c) Le versant Nord du Valorema (coupe 17, Fig. 21)

Le long de la route qui serpente sur le flanc Nord du Valorema, les calcschistes rouges et le flysch grésopélitique affleurent bien dans le talus. Dans la partie médiane de la vallée, on peut observer le passage suivant :

(1) Calcschistes rouge-violet dans lesquels s'intercalent quelques lits de calcaires microbréchiques, épais de 2 à 5 cm. Ces calcaires renferment de la microfaune, avec entre autres (Ech. W 75-163) :

Globorotalia aequa CUSHMAN et RENZ

Globorotalia marginodonta SUBBOTINA

datant l'Ilerdien (zones P5 - P6).

(2) Pélites verdâtres, contenant des lentilles de calcaires marneux, très fins, violacés (2 m).

(3) Flysch grésopélitique composé d'une alternance de lits décimétriques de grès verts foncés et de pélites vert-bleu.

Le long de la route, plus vers l'Ouest, le flysch nous apparaît comme étant formé d'une alternance de grès calcaireux et de pélites. Les grès peuvent devenir assez grossiers et la taille des grains atteindre 2 mm.

L'épaisseur de leurs bancs varie entre 5 cm et 1 m. Les pélites, de couleur jaune-verdâtre, constituent des lits plus réguliers de 10 à 50 cm d'épaisseur.

5) Coupe du Zemi (coupe 18, fig. 22)

Entre les prairies de Louzes et le sommet du Zemi (2092 m), on peut lever la coupe suivante, orientée d'Est en Ouest :

(1) Une barre calcaire épaisse de 20 m, ~~qui~~ ici, chevauche le conglomérat du flysch tertiaire du Parnasse. Il s'agit d'un calcaire gris-beige, microbréchique et assez massif. L'échantillon W 381 a livré, parmi de nombreux débris de Rudistes noyés dans une micrite fine :

Globotruncana arca CUSHMAN

Globotruncana gr. stuarti de LAPPARENT

Orbitoides sp.

Cette association date le Campanien-Maestrichtien.

(2) Une puissante série gréseuse de 80 m environ. La base de cette série présente de nombreux bancs conglomératiques, tandis que vers le sommet apparaissent des interlits pélitiques. Les niveaux conglomératiques montrent :

- un ciment argilo-calcaire coloré par des oxydes de fer ;
- des éléments variés :
  - grains de quartz, feldspaths, épidotes, muscovite, chlorites, minéraux opaques ;
  - débris de grès et quartzites ;
  - fragments de granites, de laves basiques, de roches à quartz et épidote.

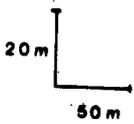
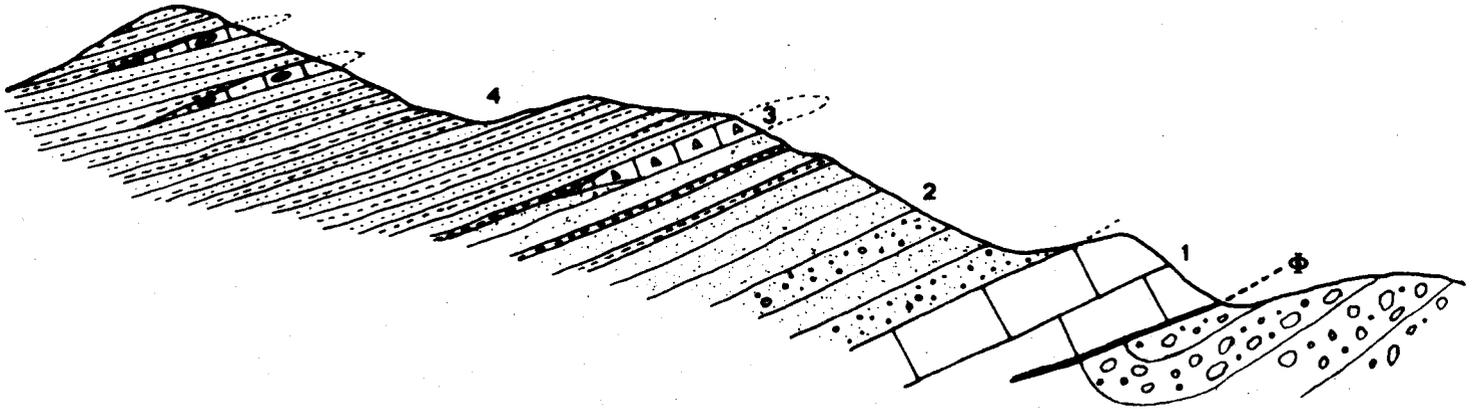
(3) Une intercalation lenticulaire de calcaire bréchique gris à gros débris de Rudistes (2 m).

(4) Un flysch grésopélitique très épais (plusieurs centaines de mètres ?). On a là des bancs de grès de 5 à 10 cm alternant régulièrement avec des

Figure 22

NW

SE



-  Conglomérats du flysch du Parnasse
-  Grès et pélites du flysch tertiaire
-  Calcaires microbréchiques à Nummulites
-  Calcaires bréchiques
-  Grès
-  Conglomérats
-  Calcaires massifs



interbancs pélitiques de même épaisseur. Les grès montrent, dans un ciment argilo-calcaire peu abondant :

- des grains anguleux de quartz très nombreux ;
- quelques grains de feldspaths plagioclases ;
- des débris de chlorite, épidote et minéraux opaques.

Au niveau du sommet du Zembi, apparaissent les premières intercalations lenticulaires de microbrèches calcaires contenant, entre autres éléments, de nombreuses Nummulites. On peut y reconnaître :

Ech. W 285 : Nummulites nitidus DE LA HARPE

Nummulites bachktchissaraiensis ROZLOZSNICK

Ech. W 286 : Nummulites nitidus DE LA HARPE

Nummulites bachktchissaraiensis ROZLOZSNICK

Forme rapprochée de Nummulites Mangyschlakensis ILJINA connue en URSS.

Cette association indique un âge Cuisien supérieur.

Ces Nummulites semblent peu remaniées ; un âge Cuisien peut donc être attribué à l'ensemble du flysch.

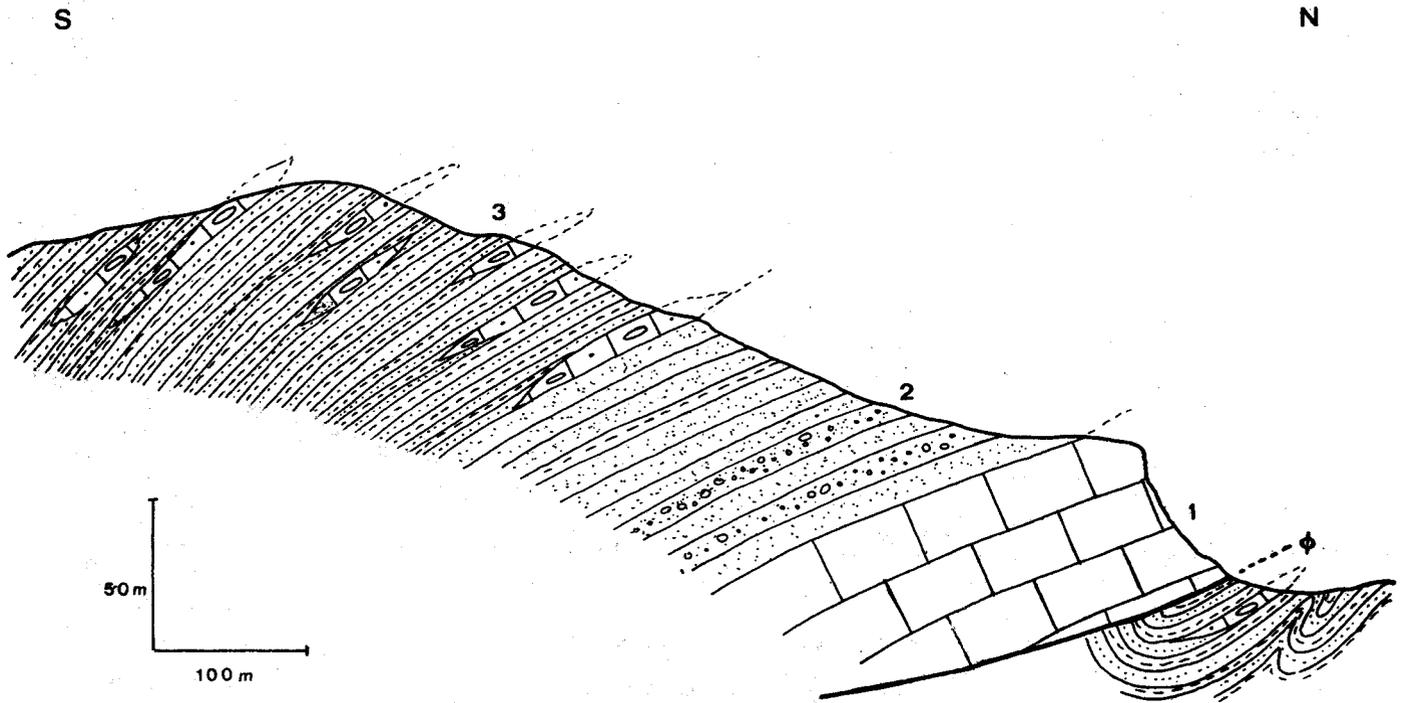
#### 6) Coupe de l'Aloumbiorachi (Coupe 19, Fig. 23)

En gravissant par son versant Nord le mont Aloumbiorachi, situé entre les monts Iti et Vlytotsoumaro, on peut lever la coupe suivante :

(1) Une barre calcaire rigide, épaisse de 50 m environ, qui chevauche un flysch tertiaire à Nummulites. Il s'agit essentiellement d'un calcaire gris-beige, microbréchiq ue et assez massif. Les niveaux les plus fins contiennent parfois des nodules siliceux jaunes. Des bancs plus bréchiq ues entrecoupent quelquefois cette formation ; ils sont riches en débris d'Orbitolinidés non déterminables. Des niveaux de calcaires fins renferment de la microfaune. Ainsi, l'échantillon W 75-119, situé assez haut dans la série, a livré :

Globotruncana cf. fornicata (PLUMMER)

Figure 23



-  Calcaires microbréchiques à Nummulites
-  Grès et pélites du flysch
-  Grès
-  Conglomérats
-  Calcaires massifs

Globotruncana cf. calcarata (CUSHMAN)

indiquant le Campanien supérieur.

Un peu plus haut, dans la série, l'échantillon W 75-120, pris dans un niveau microbréchiq ue a montré, outre de nombreux débris de Rudistes, d'encrines et de calcaires noyés dans une micrite assez fine :

Siderolites calcitrapoïdes LAMARCK

qui date le Maestrichtien supérieur.

(2) Une puissante série de grès entrecoupée de nombreux niveaux microconglomératiques, parfois franchement conglomératiques (100 m). Vers le sommet de cette série s'observe la première intercalation de microbrèche calcaire à Nummulites, tandis qu'apparaissent les premiers lits pélitiques.

(3) Un flysch grésopélitique dont l'épaisseur, difficile à évaluer, est sans doute de l'ordre pluri-hectométrique. Il est composé d'une alternance régulière de grès et de pélites jaunâtres, entrecoupée fréquemment de grosses lentilles de microbrèches calcaires. Ces lentilles, épaisses de 1 à 2 m, ont une longueur avoisinant la vingtaine de mètres. Les éléments sont généralement calcaires : Foraminifères (Nummulites, Orbitoïtidés), Algues, débris d'encrines et de Lamellibranches, fragments de calcaires. Un granoclassement affecte toujours ces intercalations ; les éléments grossiers se trouvent à la base, les plus fins vers le sommet. Les niveaux supérieurs de ces microbrèches sont les plus riches en microfaune. J'ai effectué un échantillonnage assez systématique de toutes ces intercalations et j'ai pu faire déterminer les Nummulites rencontrées. Ainsi, de bas en haut on trouve :

- W 75-123 : Nummulites cf. praecursor (DE LA HARPE)  
Nummulites gr. deserti (DE LA HARPE)

de l'Eocène basal (Ilerdien).

- W 75-124 : Formes très évoluées de Nummulites fraasi DE LA HARPE  
analogues à Nummulites exilis DOUVILLE

de l'Ilerdien supérieur.

- W 75-126 : Nummulites gr. planulatus LAMARCK  
Nummulites nitidus DE LA HARPE

Association de l'Eocène inférieur (Cuisien)

- W 75-129 : Nummulites gr. planulatus à Nummulites planulatus  
LAMARCK  
Nummulites nitidus DE LA HARPE

du Cuisien.

- W 75-130 : Nummulites distans DESHAYES

du Cuisien supérieur.

- W 75-131 : Nummulites partschi ou N. gr. partschi DE LA  
HARPE, évoluée,

du Cuisien.

7) Coupe du Vlytos (coupe 20, Fig. 24)

Le Vlytos désigne la dépression qui borde au Nord la crête du Vlytotsoumaro. Une coupe, orientée Sud-Nord, située entre les monts Vriou et Aloumbiorachi, montre :

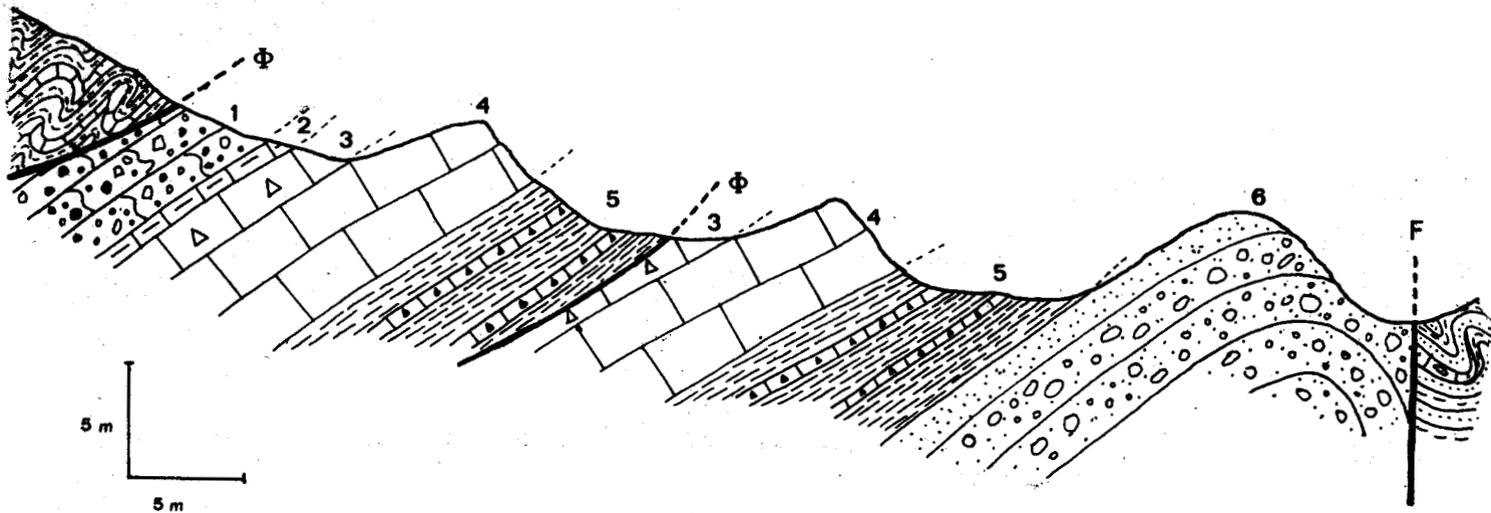
(1) Une brèche calcaire assez mal consolidée. Les éléments, dont la taille oscille entre 1 et 10 cm, sont constitués de débris de roches éruptives basiques, de jaspes rouges, de calcaires variés et de Rudistes. Cette brèche est chevauchée par le flysch béotien d'âge Tithonique-Berriasien.

(2) Un banc de 50 cm d'épaisseur de calcaire marneux rose, très fin, qui a livré des Globotruncana très mal conservés. D'après J.J. FLEURY, ils seraient d'âge Coniacien.

Figure 24

SW

NE



Pélites, grès et calcaires microbréchiques du flysch béotien



Conglomérats



Grès



Calcaires microbréchiques



Calcschistes rouges



Calcaires fins



Calcaires bréchiques



Calcaires marneux



Brèches calcaires



Pélites et calcaires du flysch berriasien



(3) Un banc de calcaire bréchique à petits débris de roches vertes, de jaspes rouges et de calcaires divers (2 m). La taille des éléments avoisine le centimètre.

(4) 5 m de calcaires blancs, très fins, contenant par endroits des nodules siliceux jaunes. Ces calcaires ont livré :

Ech. W 75-240 : Globotruncana fornicata PLUMMER  
Globotruncana ventricosa WHITE  
Globotruncana cf. rosetta (CARSEY)

Association du Campanien.

Ech. W 75-241 (plus élevé dans la série) :

Globotruncana contusa CUSHMAN  
Globotruncana arca CUSHMAN  
Globotruncana mayaroensis BOLLI

Association du Maestrichtien supérieur.

(5) Des calcschistes rouges, parfois verts, se débitant en fines esquilles. Des petites intercalations de microbrèches calcaires entrecoupent des calcschistes. Ces derniers renferment des Globorotalia, indéterminables, d'âge Tertiaire.

Un écaillage de la série provoque une répétition des termes (3), (4) et (5). On trouve donc un deuxième affleurement de calcschistes rouges (5) qui, ici, ont livré (Ech. W 75-245) :

Globorotalia aequa CUSHMAN et RENZ  
Globorotalia cf. marginodentata (SUBBOTINA)  
Globigerina linaperta FINLAY

Cette association marque l'Ilerdien (zones P 5 - P 6).

(6) Des grès jaunâtres passant rapidement à des conglomérats à gros galets de calcaires, de quartz, de grès quartziques et de granites.

Ces conglomérats butent par faille verticale contre le flysch à intercalations de microbrèches à Nummulites de l'Aloumbiorachi.

Il faut noter, qu'un peu plus à l'Est vers le Vriou, entre les calcschistes et le grès s'intercalent des brèches calcaires à gros débris de roches effusives basiques, de jaspes rouges et de calcaires variés.

D) LA DEPRESSION DE PYRA

1) Coupe entre Kambos et Pyra (coupe 21, fig. 25)

En suivant le torrent qui descend depuis le Kambos pour se jeter dans le Rinorema au niveau de Pyra, on peut relever une série flyschoise qui affleure sur les deux flancs de la vallée. Aux environs de la chapelle d'Ayi Apostoli et du village du Pyra, les couches sont parfois masquées par des éboulis ou la végétation, de sorte que certaines successions n'ont pu être établies avec certitude. Cette série est coincée entre le mélange volcano-détritique pélagonien et le flysch du Parnasse ; les contacts tectoniques recoupent obliquement la stratification. L'établissement d'une coupe continue est donc considérablement gênée ; néanmoins on peut relever les termes suivants, en se dirigeant du Nord vers le Sud :

(1) Une alternance de calcaires microbréchiques à débris de jaspes rouges et de roches vertes, de grès friables en plaquettes et de quelques bancs de calcaires marneux (50 m). Ces calcaires ont livré (Ech. W 75-471) :

Calpionella alpina LORENZ

Crassicolaria parvula REMANE

du Tithonique supérieur-Berriasien basal.

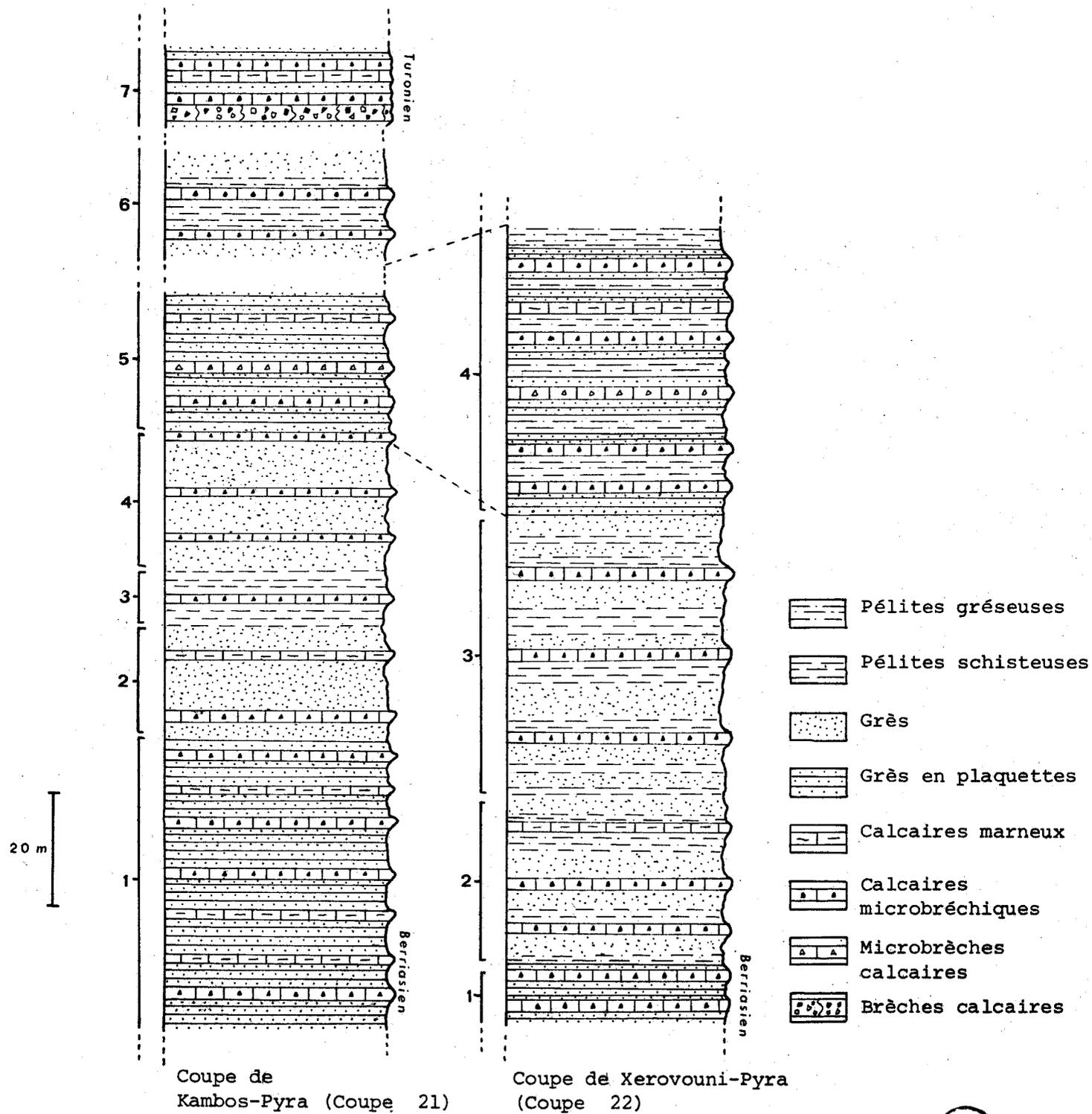
L'échantillon W 75-473, un peu plus élevé dans la série, a livré :

Calpionellopsis oblonga (CADISCH)

du Berriasien moyen-supérieur.

Figure 25

LE FLYSCH BEOTIEN DANS LA REGION DE PYRA



- (2) Un niveau de grès verts très friables, intercalé de quelques lits de calcaires microbréchiqes et de calcaires marneux (20 m).
- (3) Des pélites schisteuses de couleur assez foncée, entrecoupées de quelques bancs de calcaires microbréchiqes (10 m).
- (4) Des grès verts très friables et assez grossiers intercalés de quelques lits de calcaires microbréchiqes (20 m).
- (5) Une alternance de grès calcareux en plaquettes, de calcaires microbréchiqes, de microbrèches calcaires et de quelques lits de calcaires marneux (30 m).
- (6) Une alternance de grès, de pélites gréseuses et de calcaires microbréchiqes fins (20 m).
- (7) Une alternance de calcaires marneux, de grès en plaquettes, de calcaires microbréchiqes et de bancs de brèches calcaires à débris de jaspes rouges, de roches vertes et de Rudistes (10 m). Les niveaux calcaro-marneux ont livré de la microfaune (Ech. W 75-475) :

Globotruncana helvetica BOLLI

Praeglobotruncana cf. stephani (GANDOLFI)

Globotruncana sigali REICHEL

qui indiquent le Turonien.

La succession des termes (5) - (6) et (6) - (7) n'est pas très visible sur le terrain. Le terme (6) correspond à la coupe ouest de l'affleurement de Pyra, déjà décrit par E. BLEHAUT (1975).

## 2) Coupe entre le Xerovouni et Pyra (coupe 22, Fig. 25)

Cette coupe emprunte le tracé de la vallée qui descend du pied du Xerovouni vers Pyra. On observe un mince liseré de flysch qui occupe la même position tectonique que précédemment : il est pincé entre le

mélange et le flysch du Parnasse. On note la succession suivante :

(1) Alternance de grès calcaireux en plaquettes et de calcaires microbréchiques (10 m). A la surface des bancs apparaissent parfois des Aptychus, avec :

Lamellaptychus gr. beyrichi (OPPEL)

donnant un âge Tithonique-Berriasien moyen.

(2) Alternance de grès, de calcaires microbréchiques, de pélites gréseuses et de rares bancs de calcaires marneux (30 m).

(3) Epaisse série de grès et de pélites verdâtres, intercalée de rares bancs de calcaires microbréchiques (50 m).

(4) Alternance de grès friables en plaquettes, de calcaires microbréchiques, de microbrèches calcaires et de pélites gréseuses, avec quelques bancs de calcaires marneux (50 m).

La figure 25 donne les correspondances entre les différents termes des coupes. E. BLEHAUT (1975) avait déjà décrit l'affleurement au niveau de la route de Pyra et avait établi la succession des couches. Il apparaît donc qu'au terme (4) de la coupe de Xerovouni-Pyra succède le terme (6) de la coupe de Kambos-Pyra.

#### IV) CONCLUSIONS

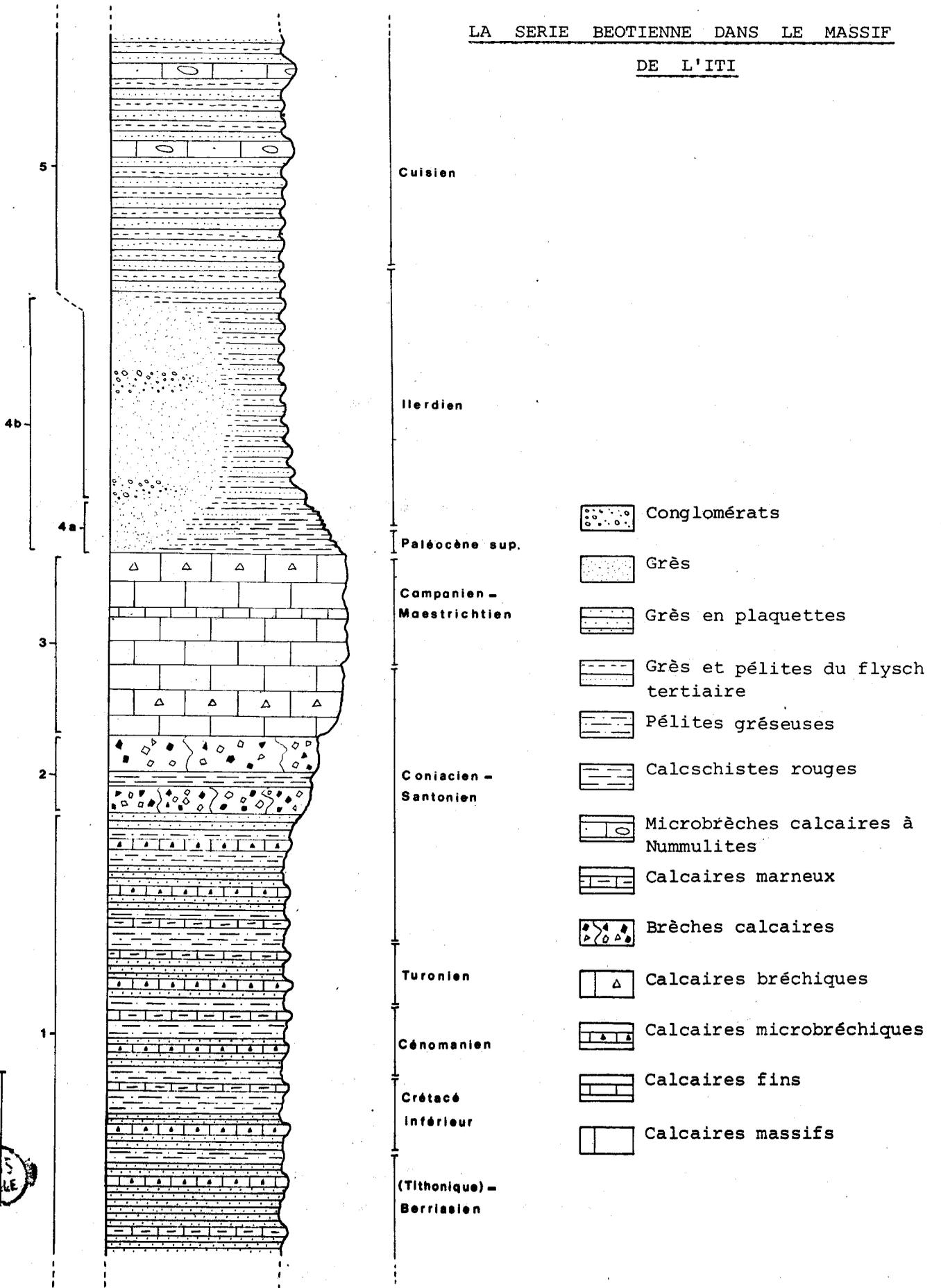
##### A) RESUME DES FAITS

Dans la région centrale du massif (Pirgos, Petrotos) affleure un flysch qui a été daté en de nombreux endroits du Tithonique-Berriasien. L'épaisseur de ce flysch est de 100 m en moyenne.

Sur le rebord septentrional du massif, j'ai pu reconstituer une série s'étageant entre le Tithonique-Berriasien et le Cuisien. Au niveau de la dépression de Pyra, il est probable qu'un flysch s'étendant du

Figure 26

LA SERIE BEOTIENNE DANS LE MASSIF  
DE L'ITI



Cuisien

Ilerdien

Paléocène sup.

Campanien -  
Maestrichtien

Coniacien -  
Santonien

Turonien

Cénomanién

Crétacé  
inférieur

(Titonique) -  
Berriasien

 Conglomérats

 Grès

 Grès en plaquettes

 Grès et pélites du flysch  
tertiaire

 Pélites gréseuses

 Calcschistes rouges

 Microbrèches calcaires à  
Nummulites

 Calcaires marneux

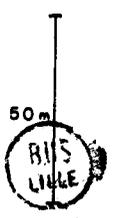
 Brèches calcaires

 Calcaires bréchiques

 Calcaires microbréchiques

 Calcaires fins

 Calcaires massifs



Berriasien jusqu'au Turonien soit représenté, bien que des interrogations subsistent quant à la succession de certaines couches.

Le profil schématique de la figure 26 synthétise les observations sur la série béotienne du massif de l'Iti. Celle-ci est constituée de la superposition suivante :

(1) Une alternance de calcaires microbréchiques, de grès en plaquettes, de pélites gréseuses et de calcaires marneux (150 m). Cette série est datée du Tithonique-Berriasien à la base et du Coniacien-Santonien au sommet.

(2) Une série conglomératique à débris de roches vertes, de jaspes rouges, de Rudistes et de calcaires dans laquelle s'intercalent quelques niveaux de calcschistes (30 m). Un âge Coniacien-Santonien lui est attribué.

(3) Une assise de calcaires massifs, parfois bréchiques, avec quelques niveaux fins interstratifiés (70 m). Elle est datée du Campanien-Maestrichtien.

(4) Une série de calcschistes rouges (4 a) avec des intercalations par endroits de brèches calcaires (10 à 30 m). Elle s'étage entre le Thanétien (zone P4) et l'Ilerdien (zone P6).

Par l'intermédiaire de couches flyschoides grésopélitiques, ces calcschistes rouges peuvent passer latéralement à des grès et des conglomérats (4b) assez puissants (100m) et non datés. Les calcschistes n'existent que dans le secteur du Valorema et les grès sont représentés au Nord (Aloumbiorachi) et au Sud (Zembi). Sur les calcaires du Campanien-Maestrichtien reposent donc, soit les calcschistes, soit les grès.

(5) Le flysch grésopélitique qui surmonte le tout. Son épaisseur est de plusieurs centaines de mètres. Les nombreuses intercalations de microbrèches calcaires ont permis de le dater du Cuisien supérieur.

La série du Vlytos, représente sans doute, une série condensée de la précédente avec des épaisseurs nettement plus faibles. On y observe en effet des calcaires marneux roses d'âge Coniacien intercalés dans des brèches, suivis de calcaires du Campanien-Maestrichtien, surmontés de calcschistes du Paléocène terminal - Eocène inférieur et couronnés par des grès et conglomérats.

Il faut noter que l'âge maximum trouvé pour les calcaires massifs est Maestrichtien supérieur. Les dépôts sus-jacents ne se mettent en place qu'au Paleocène supérieur (zone P4). Il semble donc qu'il y ait absence de sédimentation pendant une grande partie du Paleocène. Sur le terrain, aucun fait ne laisse supposer une telle lacune ; je n'ai observé ni hard-ground, ni couche ferrugineuse ou phosphatée. Une émergence ne semble pas être la cause de cette lacune. Elle serait plutôt due à des courants qui auraient empêché la sédimentation.

Enfin, en aucun endroit du massif de l'Iti n'affleure la semelle du flysch tithonique-éocène. E. BLEHAUT (1975) a rejeté l'idée que les calcaires jurassiques et le mélange volcano-détritique présents dans le massif de l'Iti puissent représenter cette semelle. Il faut donc admettre que le flysch se soit décollé de son soubassement lors de la tectonique tangentielle tertiaire.

#### B) COMPARAISONS

En Yougoslavie et en Grèce, des séries de flyschs d'affinité bosniaque ou béotienne, s'étageant sur une grande partie du Crétacé ont déjà été trouvées.

En Bosnie septentrionale, R. BLANCHET (1970) a décrit une série débutant au Tithonique-Berriasien et se terminant au Sénonien. Il observe une alternance de lits pélitiques, gréseux et calcareux, entrecoupés de quelques niveaux radiolaritiques. Vers le sommet de la série, des bancs microbréchiques, voire bréchiques, à débris de roches du cortège ophiolitique et de jaspes rouges s'y intercalent fréquemment.

Dans les Geranées, il existe de même un flysch qui s'est déposé entre le Tithonique-Berriasien et le Sénonien (B. CLEMENT, 1972). Il s'agit également d'une alternance de pélites, grès et calcaires avec des intercalations de brèches et de microbrèches.

Du point de vue lithologie et âge, le flysch crétacé du massif de l'Iti se compare donc avec celui de Bosnie et celui des Geranées.

Dans le Jerolekas, P. CELET (1958) a décrit une série allochtone s'étageant entre l'Albien (?) - Cénomaniens et l'Eocène. Elle est composée d'une formation flyschoïde à la base, suivie de calcaires du Sénonien-Maestrichtien et couronnée par le flysch grésos-conglomératique Paléocène-Eocène. P. CELET compare cette série avec les séries transgressives sur les ophiolites. Une analogie d'âge et de lithologie ressort entre la série du Jérrolekas, et une grande partie de la série de l'Iti. Mais cette dernière étant d'affinité béotienne, il se pourrait qu'il en soit de même pour celle du Jérrolekas.

L'âge Paléocène supérieur du début du dépôt du flysch correspond à celui des flyschs des régions les plus occidentales des zones internes ophiolitiques. En Othrys occidentale (C. BECK, 1972 ; J. FERRIERE, 1974 b) et en Locride (J.M. DEGARDIN, 1971) les calcschistes rouges à la base du flysch sont datés du Paléocène moyen-supérieur.

Les intercalations calcaires fossilifères du flysch avaient déjà été décrites par P. CELET (1960). Il leur conférait un âge Lutétien et attribuait le flysch à la zone du Parnasse. D'après les déterminations rapportées ci-dessus, il faudrait plutôt leur attribuer un âge Cuisien supérieur. D'autre part, des niveaux fossilifères dans les flyschs sont connus dans des régions plus orientales. Ainsi elles ont permis à J.M. DEGARDIN (1971) de dater le flysch de Locride de l'Ilerdien supérieur-Cuisien inférieur et à C. GUERNET (1971) de dater celui d'Eubée moyenne de l'Yprésien. Ces flyschs appartiennent à la zone subpélagonienne, néanmoins leur âge est comparable à celui du flysch de l'Iti.

### C) CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES

Dans le massif de l'Iti, il existe donc une série à caractère essentiellement flyschoïde s'étageant pendant la période Crétacé-Eocène inférieur.

L'âge de base Tithonique-Berriasien de cette série permet de l'attribuer à la zone béotienne.

Les différentes microfaunes recueillies ont permis de préciser son extension verticale. J'ai pu établir ainsi que la série s'étendait jusqu'au Cuisien. Dans les Dinarides s. l., c'est la première fois que des niveaux aussi récents appartenant à une série bosniaque ou béotienne ont été décrits.

La zone béotienne a donc existé en tant que sillon, au moins au niveau du massif de l'Iti, depuis le Tithonique-Berriasien jusqu'à l'Eocène inférieur (Cuisien). Elle se situait en bordure de régions affectées par des mouvements orogéniques, notamment ceux de la période anté-Crétacé supérieur (zones maliaque et pélagonienne), et recueillait les produits de destruction résultant de l'érosion des différents orogènes. La sédimentation terrigène s'est interrompue au Campanien-Maestrichtien (dépôts de calcaires) et au Paléocène (lacune de sédimentation).

Pendant la période Tithonique-Santonien se dépose une série détritique riche en débris de jaspes rouges et surtout de roches du cortège ophiolitique. Les zones ophiolitiques internes sont affectées d'une orogénèse pendant le Crétacé inférieur. Le sillon béotien reçoit donc à cette époque les produits de destruction de cette orogénèse. Au Campanien-Maestrichtien, les apports détritiques cessent et on assiste à une sédimentation calcaire calme. Cela peut être dû au fait qu'à cette époque la mer a entièrement transgressé sur les zones internes qui ne se trouvent plus ainsi soumises à l'érosion. Après une interruption de sédimentation au Paléocène, celle-ci reprend au Paléocène supérieur par le dépôt du flysch qui a pu être daté du Cuisien supérieur. Du fait de l'absence de dépôts discordants sur ce flysch, on ne peut fixer une limite supérieure à sa sédimentation.

LES ZONES INTERNES

-----

I) DEFINITIONS

Reprenant les travaux de RENZ (1955), c'est J. AUBOUIN (1957, 1959) qui a établi la zonéographie utilisée dans les Hellénides. Au sein des zones internes il distingue entre autres une zone subpélagonienne et une zone pélagonienne.

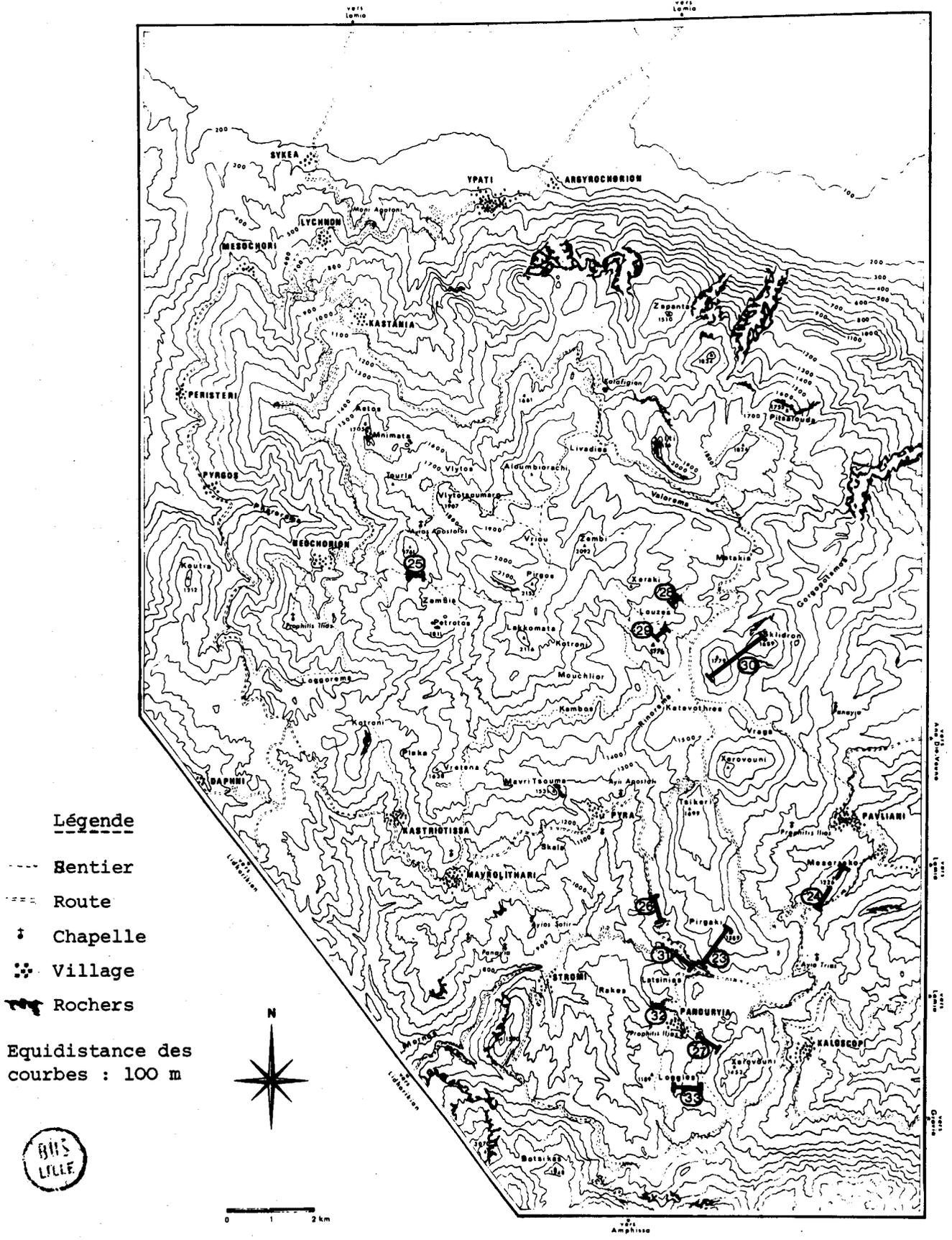
Pour lui, la zone pélagonienne est une ride allongée, affectée de nombreuses phases tectoniques. Elle est caractérisée par ses faciès lagunaires et récifaux du Trias au Crétacé supérieur, ce dernier étant en outre transgressif jusque sur le socle paléozoïque.

La zone subpélagonienne est essentiellement caractérisée par l'association ophiolites-radiolarites et par la discordance du Crétacé supérieur sur ces dernières. J. AUBOUIN définit cette zone comme étant transitionnelle entre la ride pélagonienne et le sillon pindique.

Cependant, depuis quelques années, certains auteurs éprouvent des difficultés à distinguer ces deux zones. Ainsi, pour C. GUERNET (1971), les séries mésozoïques subpélagonienne et pélagonienne au Sud du Sperchios sont semblables.

Etudiant la stratigraphie du massif de l'Othrys, J. FERRIERE (1974 b) a mis en évidence, pour la période triasico-jurassique, l'existence de séries sédimentaires dont les faciès, néritiques à l'Est, deviennent de plus en plus pélagiques vers l'Ouest. Il distingue alors en Othrys un "pélagonien" néritique d'un "subpélagonien" pélagique contenant tous les deux des ophiolites au Malm. Il est donc amené à reconsidérer la paléogéographie du massif de l'Othrys pour la période triasico-jurassique (J. FERRIERE 1976 d). Les notions de zones pélagonienne et subpélagonienne ne semblant plus pouvoir s'appliquer, il définit une zone isopique maliaque à valeur de sillon profond, caractérisée par une sédimentation calcaro-siliceuse pélagique au Trias-Jurassique et par l'arrivée des ophiolites au Malm supérieur. Cette zone est intercalée entre

Figure 27



le sillon du Pinde à l'Ouest et la ride pélagonienne à l'Est. Au niveau de la zone pélagonienne se déposent des calcaires néritiques pendant la période triasico-jurassique, puis les faciès deviennent plus pélagiques au Malm supérieur ; le tout est couronné par le complexe ophiolitique.

La tectonique anté-Crétacé supérieur efface ce dispositif et on assiste à l'installation d'une nouvelle paléogéographie. Une transgression se développe de l'Est vers l'Ouest et colmate les structures antérieures. La zone la plus profonde semble se trouver à l'Est de l'Othrys au Crétacé supérieur. La nomenclature utilisée pour la période triasico-jurassique n'est donc plus valable pour la période post-jurassique.

## II) GENERALITES

Dans le massif de l'Iti, affleurent plusieurs séries dont l'origine interne ne fait pas de doute, mais qui ont une attribution parfois problématique. Ainsi nous pouvons distinguer :

- Une série néritique du Jurassique supérieur comprenant le complexe ophiolitique et d'affinité pélagonienne (au sens de J. FERRIERE).
- Une série flyscholide puis bréchique du Crétacé moyen-supérieur analogue à celles connues en transgression sur les terrains triasico-jurassiques des zones maliaque et pélagonienne.
- Une série calcaro-siliceuse du Trias supérieur-Jurassique semblable aux séries décrites par J. FERRIERE dans la zone maliaque.
- Une série conglomératique et schisteuse d'âge Crétacé supérieur-Paléocène qui n'est pas sans évoquer les séries transgressives sur les ophiolites des zones internes.

### III) LES COUPES

#### A) LE JURASSIQUE SUPERIEUR NERITIQUE : LA ZONE PELAGONIENNE

Dans le massif de l'Iti, les formations d'âge jurassique supérieur attribuables à la zone pélagonienne affleurent en deux secteurs différents. Le premier se développe autour des monts Pirgos (2152 m) et Petrotos (1811 m) dans la région centrale du massif. Le deuxième s'étend de part et d'autre de l'alignement des monts Xerovouni, Tsikeri (1680 m), Pirgaki (1589 m) et Xerovouni de Kaloscopi (1452 m) dans la partie méridionale du massif.

##### 1) Coupe du Pirgaki (coupe 23, Fig. 28)

En descendant depuis le sommet du Pirgaki, vers le Sud-Ouest, en direction de la route Pavliani-Pyra on recoupe une épaisse série de calcaires jurassiques. Au sommet affleurent des calcaires à Clacocoropsis mirabilis FELIX d'âge Kimméridgien. Ceux-ci sont interrompus par une faille verticale. On observe ensuite une série inverse dont on peut donner la coupe suivante :

(1) 50 m de calcaires noirs, très fins et assez bien lités. Quelques passages micrograveleux s'y intercalent. En lame mince, les calcaires fins montrent quelques rares intraclasts de calcite noyés dans une matrice micritique très fine. La microfaune est assez rare ; néanmoins, j'ai pu trouver (Ech. W 75-342/341/337) :

Alveosepta jaccardi

Glomospirella sp.

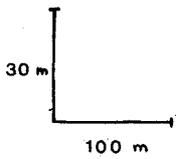
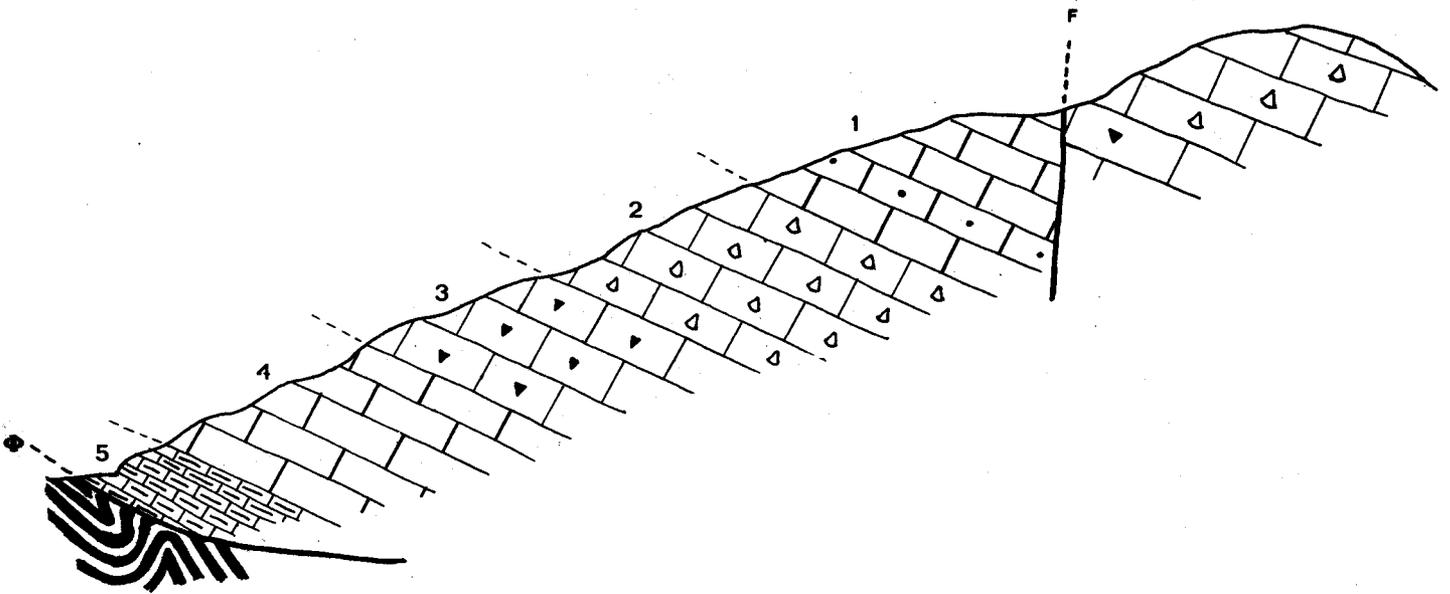
Nautiloculina sp.

Cette association indique un âge Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur.

Figure 28

SW

NE



-  Radiolarites rouges
-  Calcaires à silex lités
-  Calcaires fins noirs
-  Calcaires microbréchiques
-  Calcaires massifs à Polypiers
-  Calcaires micrograveleux noirs



(2) 40 m environ de calcaires gris, massifs. De nombreux polypiers isolés parsèment ces calcaires, ainsi que :

Cladocoropsis mirabilis FELIX

du Malm (Kimméridgien probable).

(3) 30 m de calcaires gris microbréchiqes contenant de nombreux débris de tiges d'encrines.

(4) 50 m de calcaires noirs assez fin et relativement bien lités.

(5) 15 m de calcaires à silex bien lités en bancs décimétriques. Il s'agit de calcaires gris microbréchiqes dans lesquels apparaissent fréquemment des lits centimétriques de silex jaunes. Cette formation surmonte en contact anormal des radiolarites rouges assez broyées. Ce contact est visible un peu plus vers l'Ouest sur la route.

2) Coupe du Mesorrako (coupe 24, Fig. 29)

Le Mesorrako est une sorte d'éperon calcaire rectiligne entre le Pirgaki et le village de Pavliani. En suivant la ligne de crête jusqu'à la route Pavliani-Kalosciopi on peut lever une coupe analogue à la précédente mais moins bien datée. On observe la série suivante, également en position inverse :

(1) des calcaires gris assez massifs, contenant de nombreux exemplaires de :

Cladocoropsis mirabilis FELIX

du Malm (Kimméridgien probable)

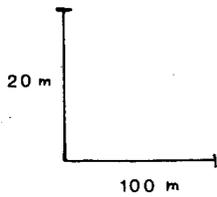
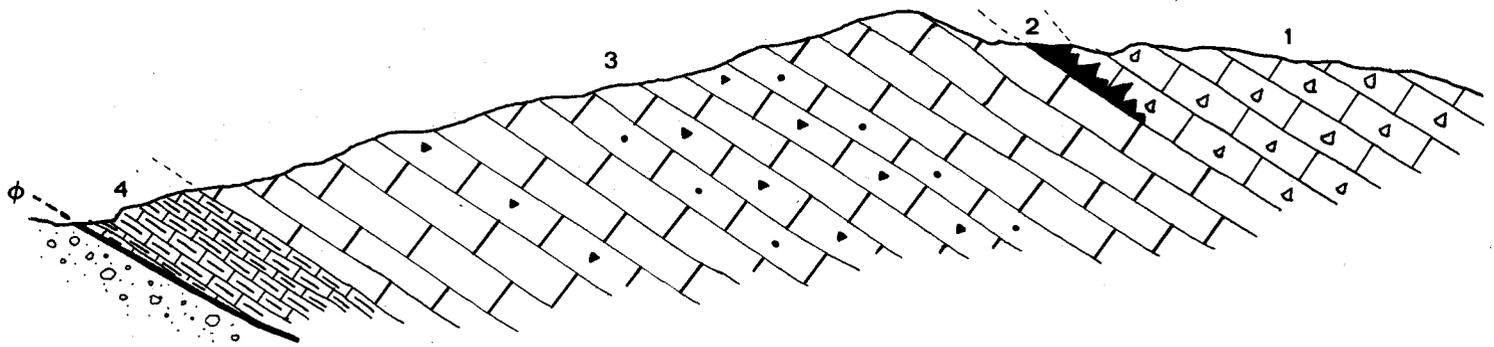
(2) Une petite poche de bauxite.

(3) 60 m de calcaires noirs très fins et assez bien lités. Quelques bancs micrograveleux ou microbréchiqes entrecoupent par endroits ces niveaux fins.

Figure 29

SW

NE



-  Conglomérats du flysch du Parnasse
-  Calcaires à silex lités
-  Calcaires fins noirs
-  Calcaires microbréchiques noirs
-  Calcaires micrograveleux noirs
-  Bauxite
-  Calcaires massifs à Polypiers

COUPE DU MESORRAKO (Coupe 24)



(4) 10 m de calcaires à silex bien lités composés d'une alternance de lits calcaireux microbréchiques et de lits siliceux. Cette formation chevauche les grès et conglomérats du flysch du Parnasse.

Les deux coupes que nous venons de décrire nous montrent donc, en position inverse, la série calcaire du Jurassique supérieur.

Remarque : La poche de bauxite occupe la même position stratigraphique que celle du mont Xerovouni (E. WIGNIOLLE, 1975, p. 13). En cet endroit, les calcaires du toit des bauxites avaient livré :

Pfenderina sp.

Nautiloculina sp.

Salpingoporella sp.

du Malm probablement, d'après J.P. BASSOULLET.

### 3) Coupe au Nord-Ouest du Zambia (coupe 25, Fig. 30)

Le long du chemin menant du village de Néochorion vers les hautes prairies de Zambia, il est possible d'observer le passage continu des calcaires au mélange chaotique. La coupe donnée ici résume mes observations et celles de E. BLEHAUT (E. BLEHAUT, 1975, p. 59 ; E. WIGNIOLLE, 1975, p. 18). La série se présente ainsi :

(1) des calcaires noirs très fins et bien lités. En lame mince on peut voir quelques débris d'Echinodermes et de Mollusques pris dans une micrite très fine. L'échantillon W121 a livré :

Conicospirillina basiliensis MOHLER

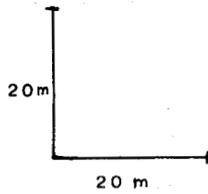
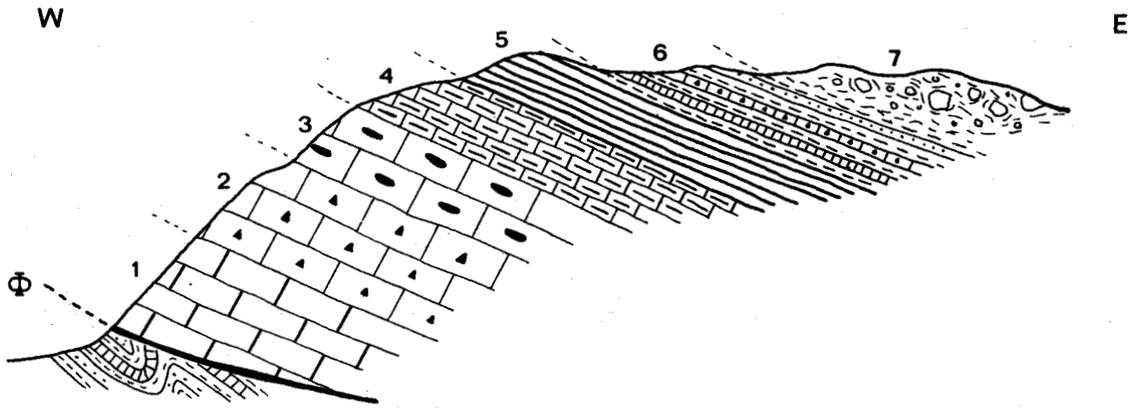
qui date le Malm.

Ces calcaires chevauchent une formation flyschôide attribuable à la base du mélange.

(2) 15 m de calcaires gris, finement microbréchiques et assez mal lités. Ils contiennent des débris d'encrines, de calcaires variés, de Foraminifères et d'Algues emballés dans une matrice micritique.

Figure 30

COUPE AU NORD-OUEST DU ZAMBIA (Coupe 25)



-  Mélange volcano-détritique
-  Pélites
-  Grès
-  Microbrèches calcaires
-  Calcaires fins siliceux
-  Radiolarites
-  Calcaires à silex lités
-  Calcaires à nodules siliceux
-  Calcaires microbréchiques
-  Calcaires fins noirs



(3) 15 m de calcaires gris, également microbréchiques mais renfermant de gros nodules de silex rouge-orangé.

(4) 10 m de calcaires à silex bien lités. Ils sont formés d'une alternance de lits calcaires d'aspect microbréchiques et de lits siliceux. L'épaisseur de ces lits est de 2 à 3 cm environ. En lame mince, on peut voir que les lits calcaires correspondent à une micrite contenant, outre des intraclasts variés, des radiolaires et des spicules d'éponges, tandis que les lits siliceux correspondent à des niveaux très riches en radiolaires et spicules siliceux.

(5) 10 m environ de radiolarites bien litées, de couleur assez foncée.

(6) 20 m d'une série flyschoïde composée d'une alternance de calcaires siliceux foncés, de microbrèches calcaires à lits de silex, de grès verts et de pélites verdâtres.

(7) Une formation chaotique où l'on trouve des blocs essentiellement de nature ophiolitique emballés dans une matrice pélitique gris-vert : c'est le mélange volcano-détritique.

Cette coupe fait donc apparaître clairement le passage des calcaires du Malm au mélange chaotique par l'intermédiaire de couches radiolaritiques puis flyschoïdes.

Des coupes analogues ont déjà été décrites auparavant, mais la succession des calcaires jusqu'au mélange n'était pas toujours visible (E. BLEHAUT, 1975 ; E. WIGNIOLLE, 1975). En outre, au Tsikeri, il semble que l'on doit admettre l'existence d'un contact anormal entre les calcaires à silex et les couches flyschoïdes du mélange.

#### 4) Autres observations sur les calcaires jurassiques

Dans le massif calcaire du Pirogos-Petrotos j'ai pu dater les calcaires jurassiques en divers endroits. Mais ces datations ont été effectuées localement et n'entrent pas dans le cadre de coupes précises. J'ai

pu ainsi préciser l'âge des calcaires à faciès périrécifal, contenant les Cladocoropsis, par :

Parurgonina caelinensis CUVILIER et al.

Conicospirillina basiliensis MOHLER

Ophthalmidium sp.

Thaumatoporella sp.

Cayeuxia sp.

Glomospirella sp.

Protopeneroplis sp.

Labyrinthina mirabilis

Cette association indique le Kimméridgien (- Portlandien ?).

Les calcaires noirs et très fins surmontant les calcaires à Cladocoropsis ont livré en différents points :

Conicospirillina basiliensis MOHLER

Nautiloculina oolitica MOHLER

Kilianina sp.

Glomospirella sp.

Kurnubia sp.

Pseudoclypeina cf. cirici RADOICIC

Cette association date le Kimméridgien-Portlandien.

En aucun endroit je n'ai pu trouver des microfaunes indiquant un âge soit inférieur à l'Oxfordien, soit supérieur au Portlandien. L'ensemble des calcaires pélagoniens présents dans le massif de l'Iti semble donc s'étager entre l'Oxfordien supérieur et le Portlandien.

#### 5) Coupe de la route de Pyra (coupe 26, Fig. 31)

Le long du talus de la route Pavliani-Pyra, à environ 2 km après le carrefour des routes de Panouryia et de Stromi, on peut observer un bel affleurement de mélange volcano-détritique présentant :

(1) 20 m environ d'une formation flyschoïde composée d'une alternance de lits de calcaires siliceux très fins, de microbrèches calcaires à nombreux débris de jaspes rouges, de radiolarites brunes et pélites siliceuses violacées. L'épaisseur de chacun de ces lits est de 2 à 3 cm environ.

En lame mince, les niveaux de calcaires siliceux noirs révèlent leur richesse en radiolaires et spicules d'éponges siliceux. On peut y voir également de nombreux débris de serpentine et quelques pellets. Le tout baigne dans une matrice micritique.

Les microbrèches nous montrent une très grande abondance de débris anguleux de jaspes rouges, avec des fragments de serpentine et de calcaires fins, ainsi que des grains de quartz. Les radiolaires et spicules d'éponge sont également fréquents. Une sparite assez fine cimentent l'ensemble. L'échantillon W 75-535 a livré une microfaune assez pauvre et en mauvais état, avec des formes rapprochées de :

Protopeneroplis sp.

Nautiloculina sp.

qui indiqueraient un âge Dogger-Malm.

(2) 30 m d'une formation d'aspect chaotique où des blocs subarrondis de grès vert et de radiolarites rouges sont emballés dans une matrice grésopélitique jaune-vert assez friable. La taille des blocs varie entre 10 et 50 cm.

Le passage du niveau (1) au niveau (2) se fait sans discontinuité par l'intermédiaire des pélites gréseuses. Les premiers blocs n'apparaissent que 30 cm environ après la fin du dépôt des couches flyschoïdes.

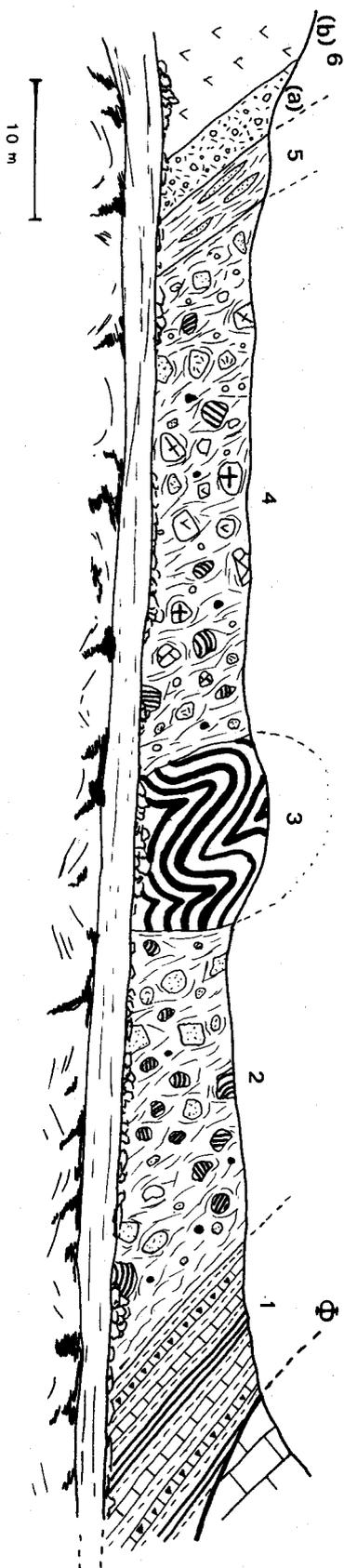
(3) Un gros bloc de radiolarite rouge. Les dimensions de ce bloc sont de 50 m pour la longueur et 20 m pour la largeur. Il est composé de radiolarites rouges assez écrasées et litées en bancs de 10 cm séparés par des interlits de pélites radiolaritiques rouges.

Figure 31

COUPE DE LA ROUTE DE PYRA (Coupe 26)

NNW

SSE



- |  |   |  |                   |  |                         |
|--|---|--|-------------------|--|-------------------------|
|  | Serpentines                               |  | Radiolarite       |  | Microbrèches calcaires  |
|  | Pyroclastite                              |  | Serpentine        |  | Calcaires sillicieux    |
|  | Lentille de grès                          |  | Gabbro            |  | Radiolarites brunes     |
|  | pélites schisteuses                       |  | Lave              |  | Calcaires du Jurassique |
|  | Mélange volcanodétritique avec blocs de : |  | Amphibolite       |  |                         |
|  | Grès                                      |  | Radiolarite rouge |  |                         |
|  | Calcaire                                  |  | pélites           |  |                         |



(4) 50 m d'un complexe chaotique composé d'une association hétérogène de blocs de taille et de nature variées noyés dans une matrice pélitique de couleur brune. La taille des blocs oscille entre 10 cm et 1 m et leur forme est subarrondie à subanguleuse. Leur nature est extrêmement variée ; succinctement ces blocs peuvent être :

- sédimentaires : calcaires fins, radiolarites rouges, grès quartziques, greywackes ;
- volcaniques : spilites à faciès "mandelstein", diabases ;
- plutoniques : gabbros ;
- métamorphiques : amphibolites.

Les pélites de la matrice, légèrement schisteuses, emballent ces blocs. En de nombreux points on peut observer que les pélites moulent intimement les blocs et que la schistosité épouse la forme des moindres anfractuosités.

(5) 5 m de pélites schisteuses violettes, micacées ; de nombreuses lentilles discontinues de grès les parcourent. Un granoclassement affecte fréquemment ces lentilles, avec les niveaux grossiers occupant la partie supérieure des lits. On aurait donc ici une série inverse, confirmée par le fait que les couches flyschoides (1) surmontent la formation chaotique (2).

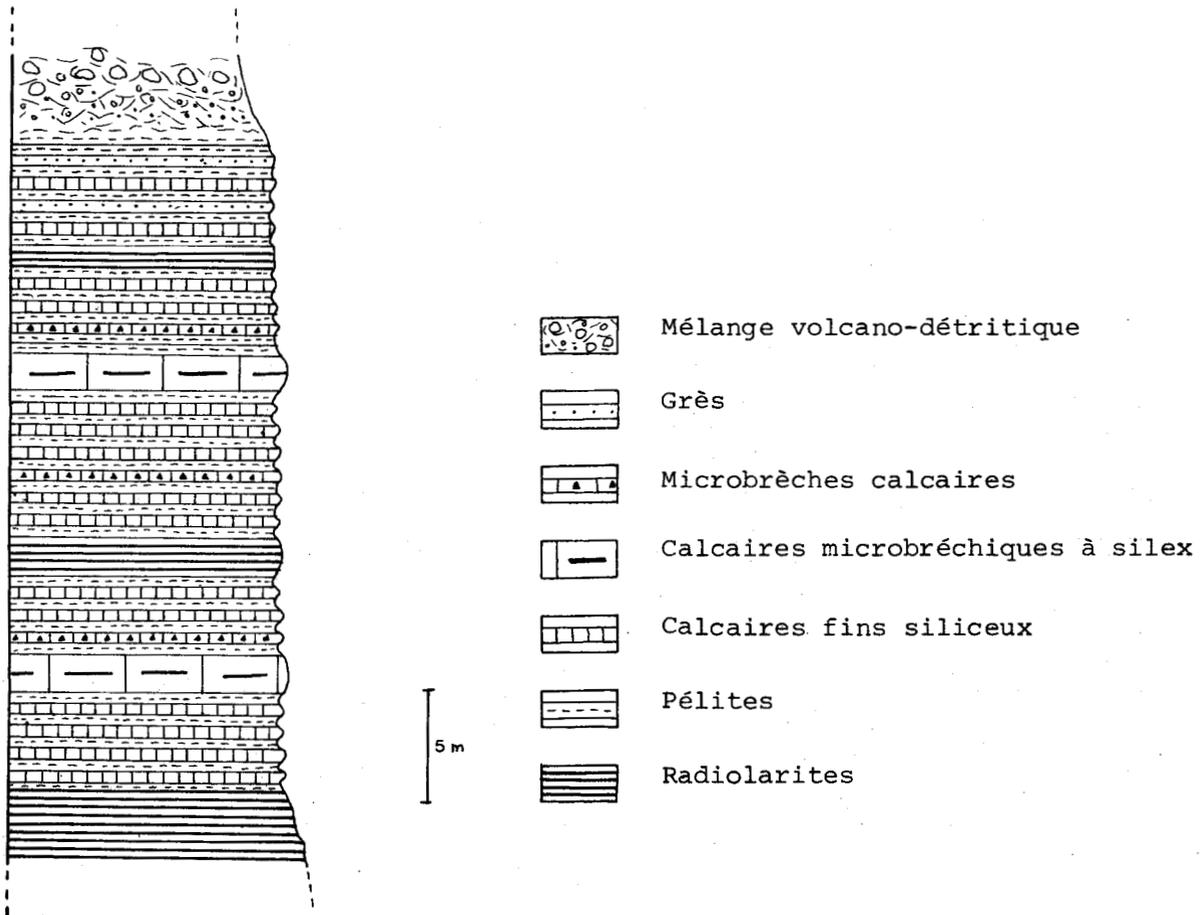
(6) Les roches du complexe ophiolitique débutant par des pyroclastites  
(a) auxquelles succèdent des péridotites complètement serpentinisées  
(b).

6) Autres observations sur les couches de passage au mélange

a) Versant Ouest du Xerovouni de Kaloscopi (coupe 27, Fig.32)

Le long de la route qui longe, depuis Panouryia, le versant Ouest du Xerovouni de Kaloscopi, les couches flyschoides de base du mélange affleurent bien et ont une puissance de 30 m environ. Comme sur la route de Pyra, ces couches surmontent le mélange chaotique et la série présente donc un caractère inverse. Nous observons ici une alternance régulière de calcaires

Figure 32



COUPE SCHEMATIQUE DES COUCHES DE PASSAGE AU MELANGE SUR LE VERSANT  
QUEST DU XEROVOUNI DE KALOSCOPI (Coupe 27)

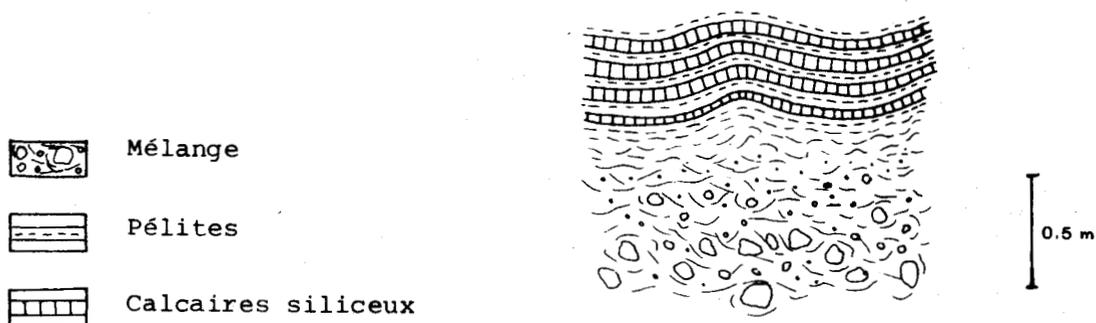


siliceux très fins, de pélites verdâtres, de microbrèches calcaires et de radiolarites brunes. L'épaisseur moyenne de chacun des lits est de 5 cm environ. Parfois, les bancs de calcaires siliceux peuvent s'épaissir pour atteindre 1 m environ ; ils contiennent alors quelques lits de silex.

A proximité du mélange s'intercalent des bancs de grès grossiers.

Les couches flyschoïdes sont surmontées par plusieurs mètres de radiolarites brunes bien litées en banc de 10 cm environ.

Figure 33



LE PASSAGE DES COUCHES FLYSCHOIDES AU MELANGE SUR LE  
VERSANT OUEST DU XEROVOUNI DE KALOSCOPI  
(SERIE INVERSE)

Le passage de cette série bien rythmée au mélange chaotique est visible dans le talus de la route, à l'aplomb du Stavros de Panouryia. On peut voir (fig. 33) de haut en bas, donc en série inverse, que la série régulière de calcaires et pélites s'interrompt pour laisser place à des pélites brunes assez friables sur une vingtaine de centimètres. Puis apparaissent les premiers éléments exogènes, emballés dans ces pélites ; ils ont d'abord une taille très petite (0,5 cm) mais celle-ci s'accroît régulièrement pour atteindre 10 cm. On peut voir alors que leur nature est essentiellement ophiolitique (gabbros, serpentine).

La coupe schématique de la figure 32 résume les observations que l'on peut faire le long de cette route.

b) versant Est du Xerovouni de Kaloscopi

Sur le flanc Est du Xerovouni, dans les alentours du village de Kaloscopi, on peut observer un dispositif analogue : couches flyschoïdes composées de calcaires siliceux, microbrèches et pélites surmontant le mélange chaotique. La série rythmée atteint cependant ici une épaisseur plus grande : 50 m.

c) le mont Pirgos

Au niveau des calcaires jurassiques du Pirgos, le mélange affleure en deux endroits à la faveur de deux replis synclinaux (voir carte hors-texte). Les couches flyschoïdes et radiolaritiques formant le passage au mélange y sont également visibles. Dans ces niveaux la microfaune de radiolaires est assez abondante. Ainsi un échantillon de calcaire fin siliceux pris au niveau du synclinal occidental a fourni (Ech. B 113) :

Podobursa sp.

Eucyrtidium ptycum

Haliodictya hojnosi

Sphaerostylus lanceola et forme ancestrale

Spongopyle gr. insolita

Dictyomitra boesii

Eucyrtis hanni

Lithocampe chenodes

Podobursa pantanelli

Podocapsa sp.

Stichomitra gr. asymbatos

Cette association date le Jurassique terminal-Crétacé basal.

Un échantillon de calcaire siliceux prélevé dans les couches flyschoïdes du synclinal oriental a livré (W 142) :

Spongopyle gr. insolita  
Podobursa sp.  
Emiluvia sp.  
Eucyrtidium ptycum  
Dictyomitra boesii  
Haliodictya hojnosi  
Eucyrtis hanni  
Lithocampe chenodes  
Lithocampe mediodilata  
Lithocampe perampla  
Podobursa pantanelli  
Podocapsa sp.  
Stichomitra gr. asymbatos

qui datent le Jurassique terminal-Crétacé basal.

Cette association de Radiolaires ressemble beaucoup à celle décrite récemment en Eubée par BAUMGARTNER et BERNOULLI (1976). Dans ce secteur elle a également été trouvée dans une série flyschoïde intercalée entre les calcaires jurassiques supérieurs et un olistostrome ophiolitique.

#### B) LE CRÉTACE TRANSGRESSIF DES ZONES INTERNES

Les formations d'âge Crétacé attribuables aux zones internes sont peu représentées dans le Massif de l'Iti. Nous les trouvons en trois points différents :

- au Nord des Katavothres, au niveau du Sklidron (1689 m) ;
- au Nord du Mont Iti, entre celui-ci et le Pitsalouda (1755 m) ;
- au Sud de Panouryia, au niveau de Loggies.

Dans le secteur étudié, ces formations ne sont pas transgressives sur les ophiolites comme en Locride ou en Othrys ; mais elles constituent des unités allochtones chevauchant des terrains d'affinité plus externe (béotienne, parnassienne) et sont parfois surmontées par le mélange ophiolitique. Le faciès de ces unités et leur position structurale permettent cependant de les rattacher aux terrains transgressifs des zones internes.

Elles forment des klippes, parfois très réduites, et il n'est pas toujours possible d'y lever des coupes. Le seul endroit où l'on puisse le faire se situe aux environs de Sklidron-Louzes.

1) Le secteur de Sklidron-Louzes

a) Le gisement fossilifère du Gorgopotamos

Le Gorgopotamos est le torrent qui prend sa source au niveau des prairies de Louzes, coule entre Matakia et le Sklidron et entaille une gorge profonde de direction SW-NE vers la vallée du Sperchios. Au pied du point coté 1779 m, on trouve un conglomérat à galets de serpentine et de jaspes rouges. Ce conglomérat est surmonté de quelques passées schisteuses ou calcaro-marneuses. Il est en outre très fossilifère. Ainsi j'ai pu récolter :

- des Polypiers et des Lamellibranches indéterminables ;
- quelques Rudistes mal conservés, avec :
  - Sauvagesia sp., du Crétacé moyen-supérieur
  - Praeradiolites sp. ou Radiolites sp., débutant au Crétacé inférieur.
- un très grand nombre de Gastéropodes, parmi lesquels :
  - Neoptyxis sp.
  - Aptyxiella sp.
  - Acteonella (trochacteon) sp.
  - Diozoptyxis sp.

qui ne fournissent pas d'indications stratigraphiques.

En outre, de la microfaune a pu être dégagée des niveaux schisteux et calcaro-marneux sus-jacents. Ainsi l'échantillon W 76-56 de schistes a donné :

Ticinella sp.

qui date l'Aptien supérieur-Albien.

b) coupe à l'Est du Xeraki (coupe 28, Fig. 34)

Le long du chemin qui mène de Matakia vers les prairies de Louzes on peut observer la succession de couches suivantes :

(1) Un conglomérat assez peu consolidé contenant des galets roulés de serpentines, de jaspes rouges et de calcaires. Ces galets, d'une taille variant entre 1 et 10 cm, sont pris dans un ciment gréseux friable. J'ai pu y récolter quelques fossiles, dont des Gastéropodes et des Polypiers indéterminables ainsi que des Rudistes très mal conservés avec :

Radiolites sp. ou Praeradiolites sp.

qui débutent au Crétacé inférieur.

(2) 2 m d'un calcaire marno-gréseux, assez fin et de couleur foncée. Ce calcaire se débite plus ou moins en plaquettes.

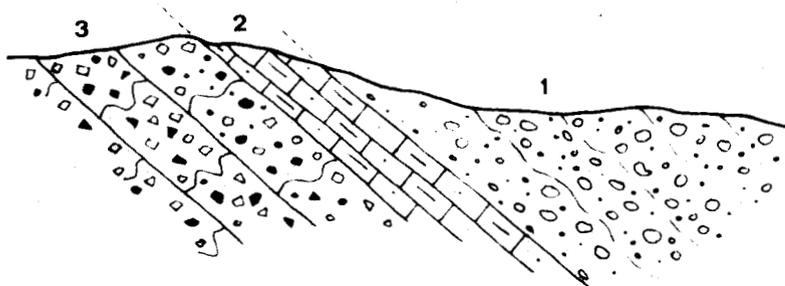
(3) Une brèche calcaire grossière qui contient des débris anguleux de roches vertes, jaspes rouges et Rudistes. La taille de ces débris est d'ordre centimétrique.

Le conglomérat fossilifère surmonte ici les calcaires marno-gréseux ; par rapport à l'affleurement du Gorgopotamos, la série présente donc un caractère inverse.

Figure 34

SW

NE



Brèche calcaire



Calcaires marno-gréseux



Conglomérat gréseux

COUPE A L'EST DU XERAKI (Coupe 28)



c) Coupe au Sud des prairies de Louzes (coupe 29, Fig. 35)

Cette coupe se situe dans le torrent qui descend de Louzes, longe le flanc Nord-Est de la crête cotée 1776 et forme ensuite le ravin du Gorgopotamos. Sur le versant Sud-Ouest de ce torrent, on peut décrire la coupe suivante :

(1) Une série flyschoïde composée d'une alternance régulière de lits de marnes gréseuses verdâtres et de microbrèches calcaires gréseuses. Chacun des lits à une épaisseur moyenne de 5 cm. Les marnes renferment de la microfaune ; des échantillons W 583 et W 585 a pu être extrait :

Globigerinelloides algerianus CUSHMAN et TENDAM

qui marque l'Aptien moyen-supérieur.

Vers le sommet de cette série les niveaux microbréchiques deviennent de plus en plus grossiers pour donner finalement de véritables brèches.

(2) 50 m d'une brèche calcaire à gros débris de roches vertes et de jaspes rouges. La dimension des éléments oscille entre 1 et 10 cm. En lame mince, ces niveaux nous révèlent la présence :

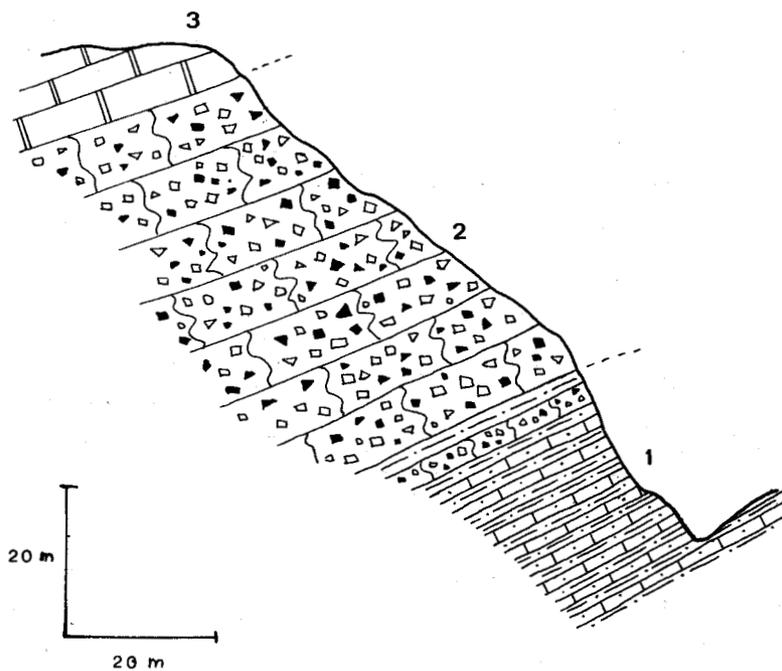
- d'un ciment de sparite largement cristalline ;
- d'éléments anguleux variés qui sont :
  - . des débris de Lamellibranches et d'Echinodermes ;
  - . des fragments de jaspes rouges et de roches éruptives du cortège ophiolitique (serpentine, diabases) ;
  - . des débris de calcaires fins (contenant parfois des Calpionelles) ou microbréchiques.

(3) 5 m environ de calcaires gris assez fins, présentant quelques passées microbréchiques. Ces passées montrent d'abondants débris calcaires d'origine organique pris dans une sparite assez fine. Les niveaux fins sont composés d'une micrite englobant quelques éléments bioclastiques. En de nombreux points ces calcaires ont livré des Orbitolinidés, malheureusement indéterminables, ainsi que :

Figure 35

NW

SE



-  Calcaires fins
-  Brèche calcaire
-  Microbrèches calcaires grêseuses
-  Marnes grêseuses

COUPE AU SUD DE LOUZES (Coupe 29)



Bacinella irregularis RADOICIC

du Jurassique-Crétacé.

d) Coupe du mont coté 1779 - Sklidron (coupe 30, Fig. 36)

Du Sud-Ouest vers le Nord-Est, en gravissant successivement le mont coté 1779 m et le Sklidron (1589 m) il apparaît la succession de couches décrite ci-dessous :

(1) Une alternance de lits de marnes gréseuses et de calcaires microbréchiques. Ces derniers sont riches en débris de tiges d'encrines, de tests de Mollusques et de calcaires divers, ainsi qu'en grains de quartz. Ils contiennent aussi des Orbitolinidés, indéterminables, et des Dasycladacées.

(2) Une dizaine de mètres de calcaires bréchiques de couleur brune. Il s'agit d'une micrite, parfois recristallisée, cimentant des débris calcaires de nature diverse.

(3) 10 m de calcaires bréchiques rouge lie-de-vin. Comme précédemment, une matrice micritique emballé des éléments calcaires variés. L'échantillon W 243 a fourni de la microfaune avec, entre autres :

Globigerinelloides algerianus CUSHMAN et TENDAM

Hedbergella sp.

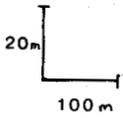
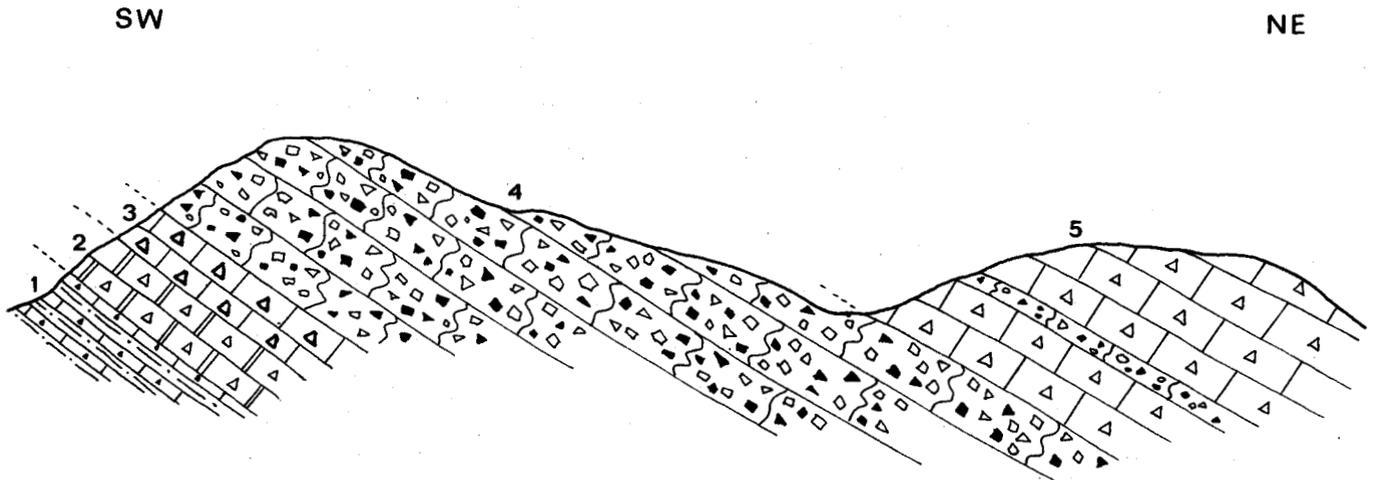
Ticinella sp.

Cette association marque la limite Aptien-Albien.

(4) Une épaisse série (100 m minimum) d'une brèche calcaire à débris de jaspes rouges qui forme l'essentiel du mont coté 1779. Elle est constituée de bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur contenant de nombreux débris anguleux cimentés dans une sparite peu abondante mais largement cristalline. La nature de ces débris est très variée :

- jaspes rouges très abondants, contenant parfois des radio-laires siliceux ;

Figure 36



-  Calcaires bréchiqes massifs
-  Brèche calcaire
-  Calcaires bréchiqes rouges
-  Calcaires bréchiqes bruns
-  Microbrèches calcaires
-  Marnes grèseuses

COUPE DU MONT COTE 1779 - SKLIDRON (Coupe 30)



- roches éruptives du complexe ophiolitique (serpentes, diabases, dolérites) ;
- calcaires à faciès divers (parfois, micrite à Calpionelles) ;
- organismes variés : Rudistes, Algues, Mollusques, Madrépores, Foraminifères.

L'échantillon W 248, pris assez haut dans la série, a livré une Nezzazata de petite taille qui pourrait indiquer que l'on se trouve sous le Cénomanién, donc toujours dans l'Albien, d'après J.J. FLEURY.

(5) Une grosse masse de calcaires bréchiques (100 m environ) qui compose l'ensemble du Sklidron. Il s'agit de calcaires à faciès variés. Les débris siliceux ou éruptifs existent encore mais deviennent de moins en moins nombreux quand on s'élève dans la série. On a donc essentiellement des brèches à éléments calcaires, grossièrement litées, avec quelques passées de calcaires fins. Ils contiennent encore des Orbitolinidés et des Nezzazata et sont vraisemblablement d'un âge anté-cénomanién, d'après J.J. FLEURY.

## 2) Le versant Nord du mont Iti

Entre le mont Iti (2116 m) et le Pitsalouda (1755 m), deux klippes de brèches calcaires, reposant sur les couches flyschoides d'affinité béotienne et datées du Crétacé, ont pu être reconnues.

- Celle située vers l'Ouest, est composée de brèches calcaires à éléments de jaspes rouges et de roches vertes. Des niveaux riches en débris de Rudistes, ainsi que des passées microbréchiques s'intercalent par place. L'échantillon W 75-188 prélevé dans un niveau microbréchique, a fourni :

Orbitolina sp. (débris)

Praealveolina sp. (probable ; en débris)

Cette microfaune, remaniée certainement, indique un âge post-cénomanién.

- La klippe située à l'Est et formant la crête cotée 1824 m montre des calcaires microbréchiques, parfois bréchiques à débris de Rudistes, intercalés de rares niveaux fins. Un de ces niveaux fins a livré (Ech. W 75-202) :

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana cf. coronata (BOLLI)

qui indiquent le Coniacien-Santonien.

Le faciès des calcaires de ces deux klippes est analogue à celui des formations transgressives sur les ophiolites décrites plus vers l'Est (Kallidromon, Locride, Othrys). Ces deux unités allochtones chevauchent des formations d'affinité béotienne. Ces deux faits nous conduisent donc à les attribuer aux zones internes. Mais étant donné que les séries se trouvent ici très incomplètes, cette attribution reste douteuse.

### 3) Le secteur de Loggies

Au Sud du village de Panouryia, aux alentours du point coté 1189 m, il existe toute une série de petites klippes de calcaires éparpillées sur les conglomérats fossilifères et les calcaires rouges de la série de Panouryia.

Les faciès rencontrés au niveau de ces klippes sont généralement bréchiques calcaires, avec quelques intercalations de passées microbréchiques.

Au niveau du Stavros de Panouryia, juste au Sud de ce village, on a une grosse épaisseur (60 m environ) de brèches calcaires à débris de jaspes rouges, de roches vertes, de calcaires variés et de Rudistes. Certaines passées s'enrichissent en débris de fossiles : Echinodermes, Lamellibranches, Gastéropodes.

Par place, on peut observer des lits microbréchiques où le ciment prend une couleur rouge lie-de-vin. Un de ceux-ci (Ech. W 75-309) a livré :



Pithonella  
Hedbergella sp.  
Globotruncana sp. (débris)  
des calcisphères

qui indiquent un âge Turonien au moins.

Comme sur le versant Nord du mont Iti, les séries se trouvent ici réduites à un état très fragmentaire. Les faciès décrits ressemblent à ceux mieux connus des couvertures transgressives des régions plus orientales. Les klippes chevauchent un conglomérat et des calcschistes rouges d'affinité encore problématique. L'attribution de ces klippes aux zones internes est envisageable sans toutefois être sûre et définitive.

### C) QUELQUES SERIES PROBLEMATIQUES

#### 1) Série des Latsinies

L'ensemble du domaine s'étendant entre le village de Panouryia et la route Stromi-Pavliani porte le nom de Latsinies. Une grosse masse de radiolarites y affleure avec un étroit liseré de calcaires qui s'y intercale.

##### a) Coupe de la route de Stromi (Coupe 31, Fig. 37)

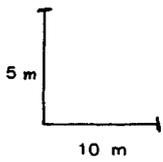
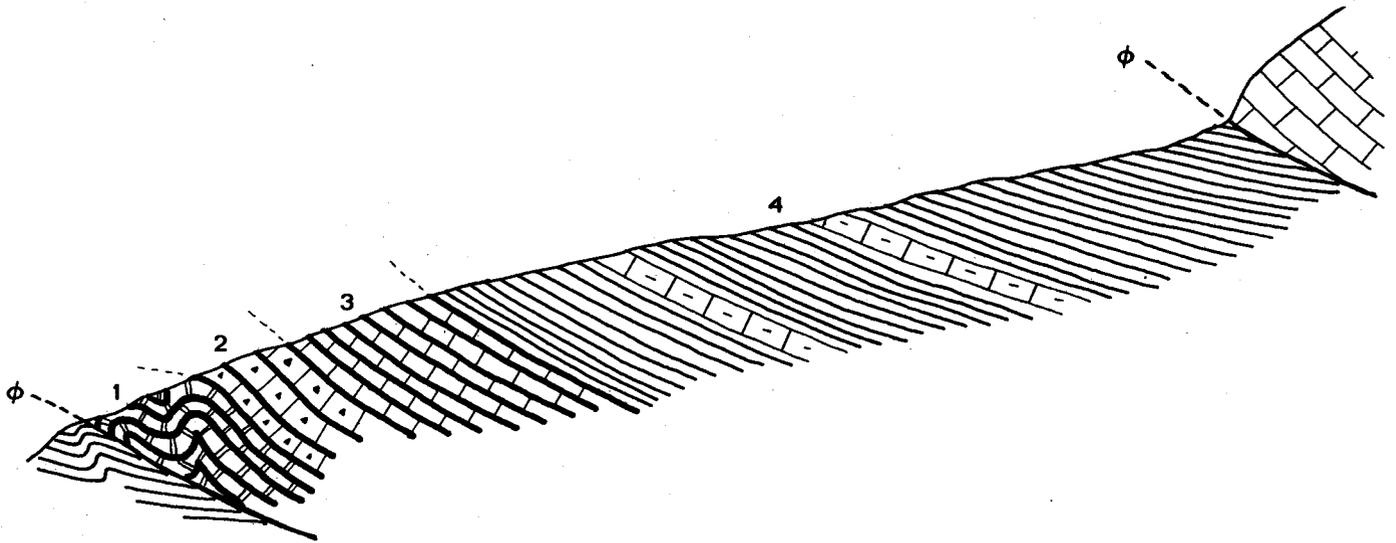
Le long de la route menant de Pavliani à Stromi, à environ 2 Km après le carrefour des routes de Pyra et de Panouryia, le talus, fraîchement dégagé, a permis d'observer une succession de calcaires et de radiolarites qui présente :

(1) 4 m de calcaires jaunes, microbréchiques, lités en bancs de 10 à 20 cm. De nombreux interlits discontinus de silex jaunes s'intercalent entre ces bancs.

Figure 37

NW

SE



-  Calcaires jurassiques
-  Calcaires siliceux à radiolaires
-  Radiolarites rouges
-  Calcaires blancs siliceux
-  Calcaires gris microbréchiques siliceux
-  Calcaires jaunes microbréchiques siliceux

COUPE DE LA ROUTE DE STROMI (Coupe 31)



(2) 3 m de calcaires gris-beige, microbréchiques, bien lités et contenant de nombreuses intercalations siliceuses. Ces calcaires ont livré des Conodontes, parmi lesquels (Ech. W 75-376) :

Epigondolella sp.

Neospathodus hernsteini (MOSTLER)

Prioniodina excavata MOSHER

Neohindeodella sp.

indiquant un âge Norien supérieur.

(3) 6 m de calcaires blancs très fins, bien lités. De nombreux "filaments" sont visibles à la loupe. Des intercalations de silex jaune entrecoupent fréquemment ces lits. Ces calcaires contiennent de nombreux Conodontes ; ainsi, de bas en haut, dans la série, nous avons :

- Ech. W 75-375 :

Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE)

Epigondolella postera (KOZUR et MOSTLER)

du Norien.

- Ech. W 75-374 :

Epigondolella bidentata (MOSHER)

Neohindeodella triassica triassica MUELLER

du Norien supérieur.

- Ech. W 75-373 :

Epigondolella postera (KOZUR et MOSTLER)

du Norien.

Néanmoins, les Conodontes ne permettent pas de définir une polarité dans la série calcaire.

(4) 40 m de radiolarites rouges formées de bancs indurés de 5 à 10 cm d'épaisseur séparés par des interlits centimétriques de pélites siliceuses rouges. Quelques bancs de calcaires gris à radiolaires parsèment ces radiolarites.

Ces radiolarites sont chevauchées par les calcaires jurassiques pélagoniens.

b) Coupe au Nord de Panouryia (Coupe 32, Fig. 38)

A 500 m au Nord de Panouryia, on peut lever la coupe suivante :

(1) des calcaires jaunâtres très fins, contenant de nombreux lits siliceux. Ils renferment des Conodontes, avec (Ech. W 75-552) :

Epigondolella bidentata MOSHER

Epigondolella permica (HAYASHI)

Prioniodina (Cypridodella) sp.

indiquant la base du Norien supérieur.

Ces calcaires occupent le coeur d'une structure anticlinale et sont donc entourés par les calcaires suivants :

(2) 20 m de calcaires bréchiques. Les éléments, d'une taille centimétrique, sont formés de calcaires blancs, gris ou beiges, très fins. Des petits lits discontinus de calcaires fins roses s'intercalent entre les bancs bréchiques. L'échantillon W 75-551 pris dans un de ces lits a fourni :

Chirodella dinodoides (TATGE)

Epigondolella sp.

marquant le Carnien terminal - Norien supérieur.

Les niveaux bréchiques contiennent également des Conodontes. Ainsi, l'échantillon W 75-550 a livré :

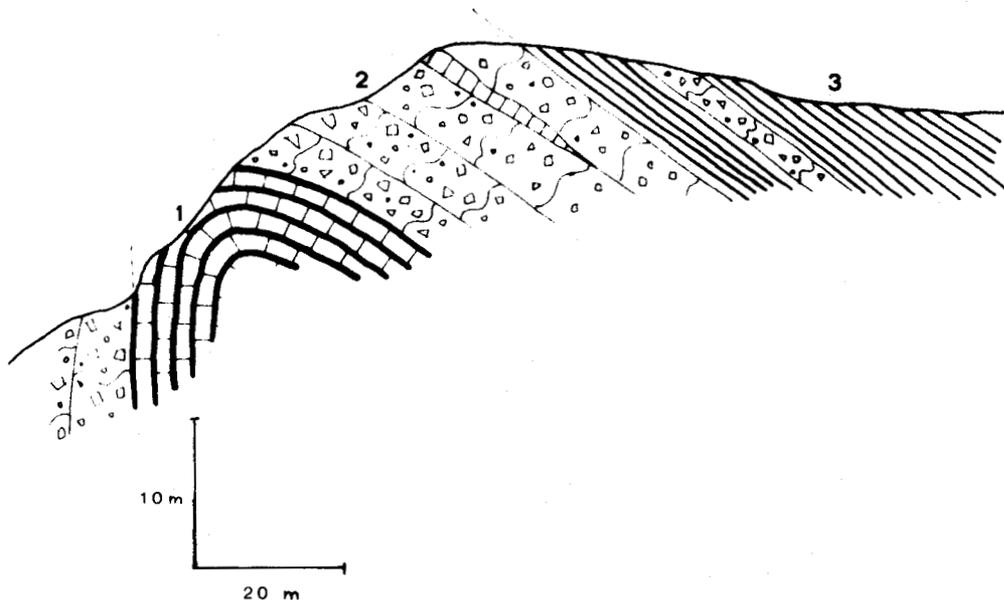
Neospathodus hernsteini (MOSTLER)

du Norien supérieur.

Figure 38

W

E



-  Radiolarites rouges
-  Calcaires fins
-  Brèches calcaires
-  Calcaires fins siliceux

COUPE AU NORD DE PANOURYIA (Coupe 32)



Pour G. KAUFFMANN, qui a déterminé les Conodontes, les spécimens de W 75-550 sont plus jeunes que ceux de W 75-552. La série serait donc ici normale.

(3) Des radiolarites rouges bien lités en bancs décimétriques, séparés par de fins interlits pélitiques, avec à la base quelques intercalations de brèches calcaires. Ces brèches montrent en lame mince (Ech. W 75-553) d'abondants débris calcaires variés, avec aussi des éléments de radiolarites rouges et de laves microlitiques, emballés dans un ciment sparitique. Il a également été trouvé des exemplaires de :

Protopenroplis striata WEYNSCHENK

qui donnent un âge Dogger-Malm.

c) Autres affleurements

En d'autres points du massif de l'Iti, affleurent des ensembles de radiolarites rouges. Mais au niveau de ces affleurements, elles ne sont pas associées à des calcaires triasiques. Cependant, leur faciès est analogue à celui des radiolarites des coupes précédentes : lits décimétriques de radiolarites rouges holosiliceuses, séparés par des lits centimétriques de pélites rouges siliceuses.

Les principaux affleurements cartographiables se situent :

- entre le Xerovouni et le Mésorrako
- du pied du Sklidron, légèrement au Nord de Vraga
- à 2 km au Nord du village de Stromi

Il faut noter que les ensembles radiolaritiques apparaissent au sein du mélange ophiolitique pélagonien.

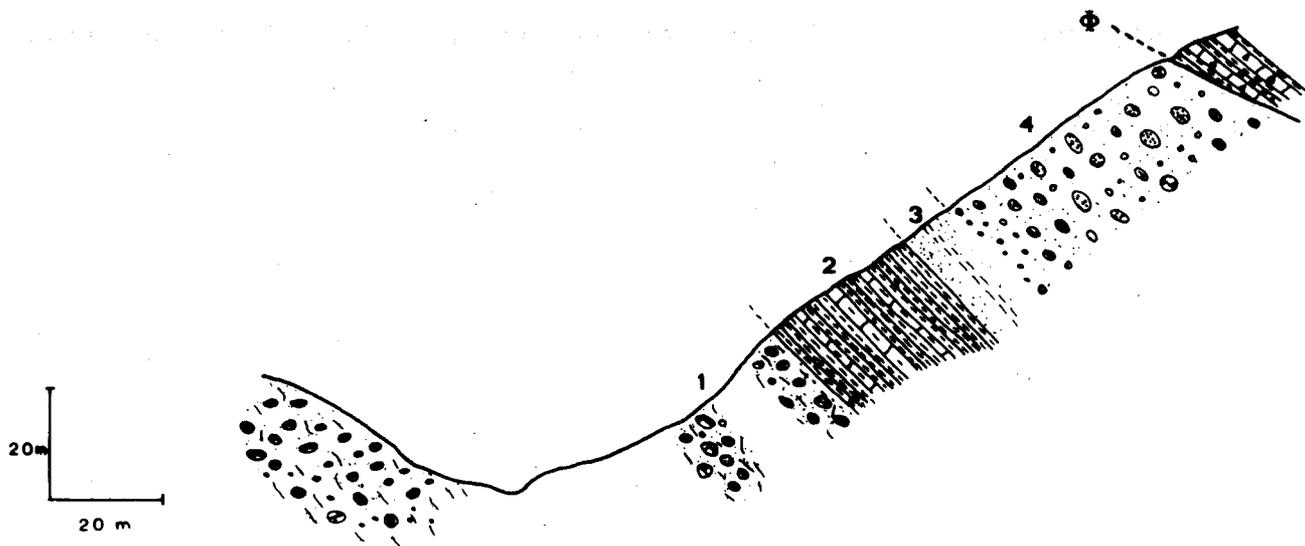
2) La série de Panouryia

Au Sud de Panouryia, s'étage une série d'un caractère assez particulier. C'est dans ce secteur en effet qu'affleure le conglomérat renfermant le célèbre gisement fossilifère de Dremisa (ancien nom de

Figure 39

W

E



Pélites et microbrèches du flysch béotien



Conglomérat à galets de grès et calcaires



Pélites



Grès



Marnes schisteuses roses



Calcaires marneux



Conglomérat à galets de serpentines, radiolarites, grès et calcaires



COUPE DE LOGGIES, A L'OUEST DU XEROVOUNI DE

KALOSKOPI (Coupe 33)

Panouryia). A un conglomérat Crétacé font suite des marnes schisteuses roses du Paléocène-Eocène et un flysch très conglomératique.

a) Description de la série : coupe à l'Ouest du Xerovouni  
(Coupe 33, Fig. 39)

Cette coupe se situe dans le secteur de Loggies et traverse la vallée qui borde à l'Ouest le Xerovouni de Kaloskopi. On observe successivement :

- (1) Un conglomérat riche en galets de serpentine, de radiolarite et de calcaires. Le ciment est de nature marno-sableux, assez friable. La taille des galets est de 5 centimètres environ. Le litage de ce conglomérat n'est pas visible. Ce poudingue occupe toute la base du flanc Ouest de la vallée. Sur l'autre versant, la végétation assez dense masque les couches. Néanmoins, par endroit on peut trouver des petits affleurements de conglomérats à galets calcaires. Ce conglomérat, daté en d'autres endroits du Crétacé, n'a fourni ici aucune indication stratigraphique.
- (2) Des marnes schisteuses roses, parfois verdâtres, très friables (20 m). Ces marnes sont intercalées de petits bancs centimétriques de calcaires marneux microbréchiques. Un lavage effectué dans les marnes a fourni une abondante microfaune pélagique (Ech. W 75-494) ; J.J. FLEURY a pu y reconnaître :

Globorotalia marginodentata SUBBOTINA

Globorotalia aequa CUSHMAN et RENZ

Globorotalia pseudomenardii (1 ex ?) BOLLI

indiquant un âge Ilerdien (base de P 6).

Les bancs calcareux sont également riches en microfaune. Ainsi l'échantillon W 75-495, pris sous les marnes précédentes a livré :

Globorotalia aequa CUSHMAN et RENZ

Globorotalia velascoensis (CUSHMAN)

Globorotalia occlusa LOEBLICH et TAPPAN

Association de l'Ilerdien (zone P 5).

Remarque : Des échantillons prélevés à la base des marnes roses dans d'autres affleurements ont livré :

Globorotalia pseudomenardii BOLLI

marquant le Thanétien supérieur (zone P 4).

L'épaisseur totale de ces marnes est de 20 m environ.

(3) Des niveaux gréseux, succédant à ces marnes. Ils sont peu épais (1 à 2 m) mal consolidés et intercalés de rares lits pélitiques.

(4) Un conglomérat à ciment gréseux et à galets bien roulés. Les galets, d'une taille variant entre 1 et 10 cm, sont de nature très diverse : grès très abondants, calcaires, radiolarites, roches effusives et plutoniques. Le ciment est assez peu consolidé, et contient, outre des quartz très anguleux, de nombreux grains de minéraux verts. Il est à noter que ce conglomérat ne contient aucun débris de fossiles.

Les alternances de microbrèches calcaires et de grès en plaquettes du flysch béotien chevauchent ce conglomérat.

b) Caractères du conglomérat crétacé

a) Les différents faciès

Le faciès le plus répandu est celui d'un conglomérat à ciment marno-sableux peu consolidé et à éléments subarrondis essentiellement de nature calcaire. On y trouve aussi des galets de granite, de roches vertes, de grès et de jaspes rouges ainsi que des débris de fossiles. La taille des éléments avoisine 10 cm.

Certaines passées sont extrêmement riches en petits galets de serpentine, avec plus rarement des galets de jaspes rouges et de calcaires. Le ciment est également marno-sableux et friable.

Localement s'intercalent des bancs lenticulaires de brèches calcaires bien consolidées et épais d'un mètre environ.

Le ciment du conglomérat peut devenir gréseux, voire micro-conglomératique ; il est bien consolidé. Les galets sont assez volumineux (10-20 cm) et bien roulés. Ils sont essentiellement de nature gréseuse et calcaires ; les éléments éruptifs sont alors rares.

Enfin, plus localement, ce conglomérat s'enrichit en débris subanguleux de jaspe rouge. Le ciment est de nature calcaire.

Aucune stratification n'est visible dans le conglomérat, de sorte qu'il est très difficile d'établir une succession stratigraphique des différents faciès. Toutefois, il apparaîtrait que les marnes roses de l'Ilerdien surmontent le conglomérat marno-sableux fossilifère. Quand aux autres faciès, il semblerait qu'il y ait indifféremment passage, latéral ou vertical, de l'un à l'autre.

#### β) Les éléments

Les galets contenus dans le conglomérat sont de nature très variée. Succintement, le catalogue de ceux-ci peut s'établir ainsi :

. Calcaires : microbréchiques (à débris de roches vertes parfois), micro-cristallins, gréseux, microbréchiques à billes de pyrite, bréchiques (à débris de coquille, de jaspes rouges ou de roches vertes), à Orbitolines, marneux. L'échantillon W 75-591 pris dans un galet de calcaire marneux, a fourni de la microfaune pélagique dont :

Globotruncana angusticarinata GANDOLFI

Globotruncana cf. lapparenti (BROTZEN)

du Coniacien - Santonien.

Un galet de calcaire marneux, légèrement gréseux, a livré une microfaune plus ancienne (W 75-300) :

Rotalipora greenhornensis (MORR.)

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

du Cénomaniens moyen-supérieur.

. Autres roches sédimentaires : grès quartziques, quartzites, jaspes rouges ou verts.

. Roches éruptives : gabbro, serpentine, granite.

. Roches métamorphiques : marbres.

Les roches effusives, ainsi que les roches métamorphiques non calcaires, ne semblent pas être représentées dans ces galets.

#### γ) Les fossiles

Le niveau conglomératique à ciment marno-gréseux et à éléments calcaires est par endroits très riche en fossiles bien dégagés de leur gangue. Plusieurs gisements fossilifères ont été ainsi répertoriés. Ces gisements ont été cités et décrits par C. RENZ (1930-1931), l'étude paléontologique a été effectuée par M. HACKMESSER (1936-1937). P. CELET a repris cette étude dans sa thèse (1962) et précisé quelques déterminations de fossiles. J'ai moi-même échantillonné dans ces gisements fossilifères et pu faire déterminer des Rudistes et des Gastéropodes.

Parmi les Rudistes, nous avons (détermination de J. SORRAY) :

Medeella sp. ? du Turonien-Santonien ?

Sauvagesia sp., du Crétacé supérieur

Dubertretia sp. ?, du Maestrichtien ?

Hippurites sp., juv. gr. H. variabilis (M. Ch.) ? du Campanien-Maestrichtien ?

Vaccinites aff. archiaci (M. Ch.) du Campanien.

L'association de Rudistes serait donc du Campanien et pourrait s'élever jusqu'au Maestrichtien.

Les Gastéropodes ont fourni (détermination de Mme G. TERMIER) :

Nerinea pauli COQUAND

Plesioptygmatis schiosensis PIRONA, du Cénomanién supérieur  
cf. Cryptoplocus sp.

Plesioptygmatis nobilis MUNSTER, du Turonien

cf. Nerinea matheroni D'ORBIGNY, du Turonien

Plesioptygmatis cf. geissuensis PCELINCEV, du Turonien

Neoptyxis sp.

La faune rencontrée semble donc s'étager entre le Cénomaniens et le Campanien (Maestrichtien ?). Toutefois, dans les différents gisements, elle est mélangée et plus ou moins remaniée. Elle pourrait en effet résulter de la destruction de couches fossilifères plus anciennes. On ne peut donc assurer que l'ensemble du conglomérat s'étage entre le Cénomaniens et le Campanien.

Cependant, la fin du dépôt du conglomérat serait d'un âge au moins Campanien (voire Maestrichtien ?) et serait antérieur à l'âge ilerdien des marnes roses immédiatement susjacentes.

#### IV) CONCLUSIONS

L'étude stratigraphique des terrains affleurant dans le massif de l'Iti a permis d'y mettre en évidence l'existence de plusieurs séries dont le faciès et la position structurale permettent de les rattacher aux zones internes. Ces séries ont des âges compris entre le Trias supérieur et le Paléocène.

##### A) LE JURASSIQUE SUPERIEUR NERITIQUE (Fig. 40)

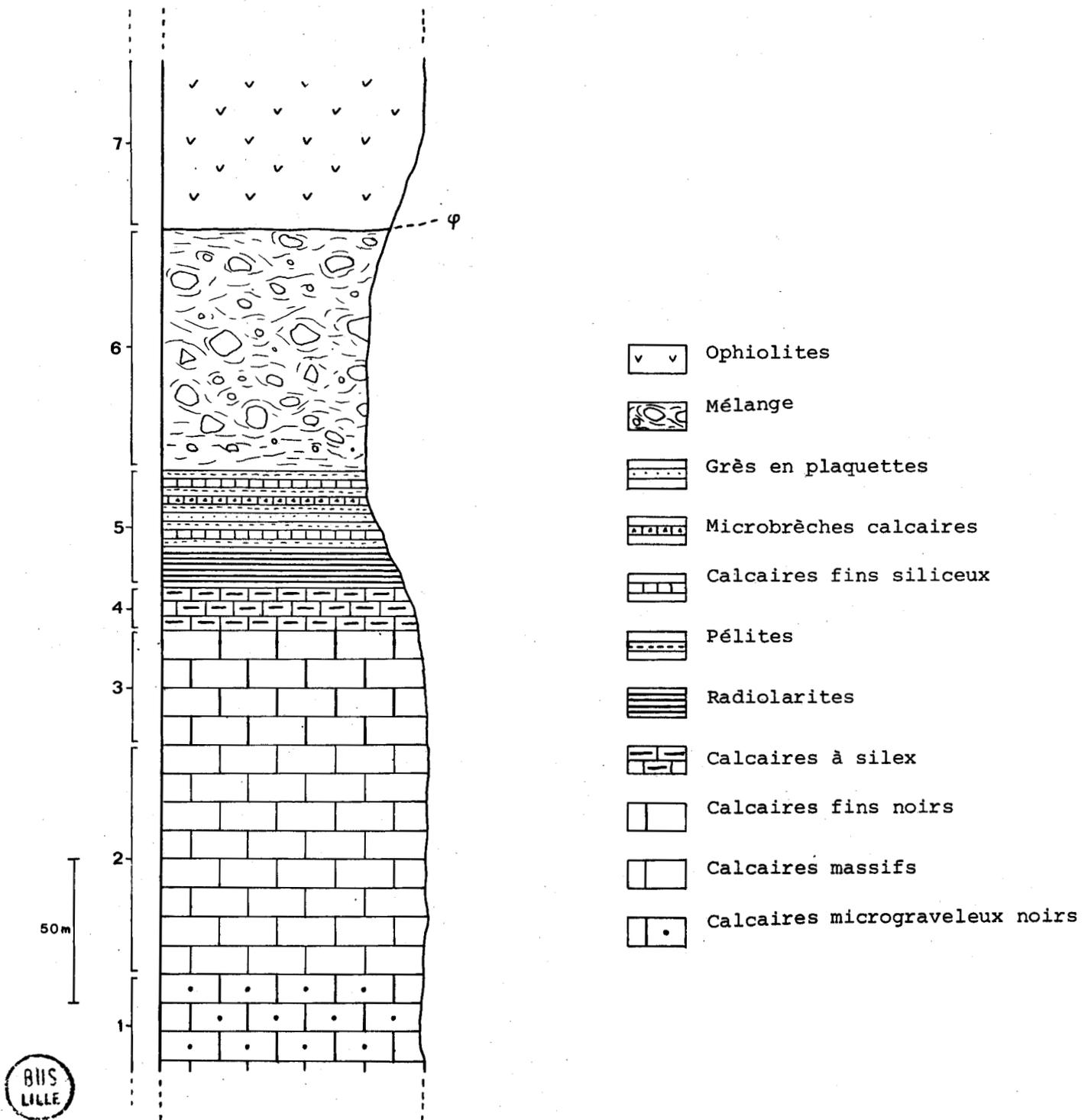
La série la mieux représentée est celle du Jurassique supérieur calcaire avec le complexe ophiolitique. Nous pouvons distinguer plusieurs termes dans cette série :

(1) des calcaires noirs fins ou micrograveleux de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur (50 m visibles) ;

(2) des calcaires microbréchiques massifs, à faciès perirécifal, datés du Kimméridgien (100 m) ;

Figure 40

COUPE STRATIGRAPHIQUE SCHEMATIQUE DE LA SERIE  
DU JURASSIQUE SUPERIEUR MERITIQUE DE L'ITI



(3) des calcaires noirs fins, pouvant devenir microbréchiques ou micrograveleux et datés du Kimméridgien-Portlandien (50 m) ;

(4) des calcaires à silex bien lités (10 à 20 m) ;

(5) un complexe flyschoïde, radiolaritique à la base, calcaro-siliceux et pélitique vers le sommet, du Jurassique terminal-Crétacé basal (20 à 50 m) ;

(6) une formation chaotique à débris du cortège ophiolitique : c'est la formation volcano-détritique encore appelée mélange (100 à 200 m) ;

(7) les ophiolites.

Du point de vue de la succession des faciès et des âges, cette série s'apparente tout à fait à d'autres séries qui sont connues plus à l'Est. Une telle série se rencontre en effet dans le Kallidromon (P. CELET, 1962 ; H. LELUC, 1976), en Locride (J.M. DEGARDIN, 1971), en Eubée (C. GUERNET, 1971) et enfin en Othrys (J. FERRIERE, 1974 b). Dans ces différentes régions nous avons, du Trias supérieur au Kimméridgien, une succession de calcaires néritiques ; puis apparaissent des niveaux siliceux qui passent ensuite au complexe ophiolitique. La série de l'Iti est donc tout à fait comparable à la partie supérieure des séries triasico-jurassiques des régions plus orientales.

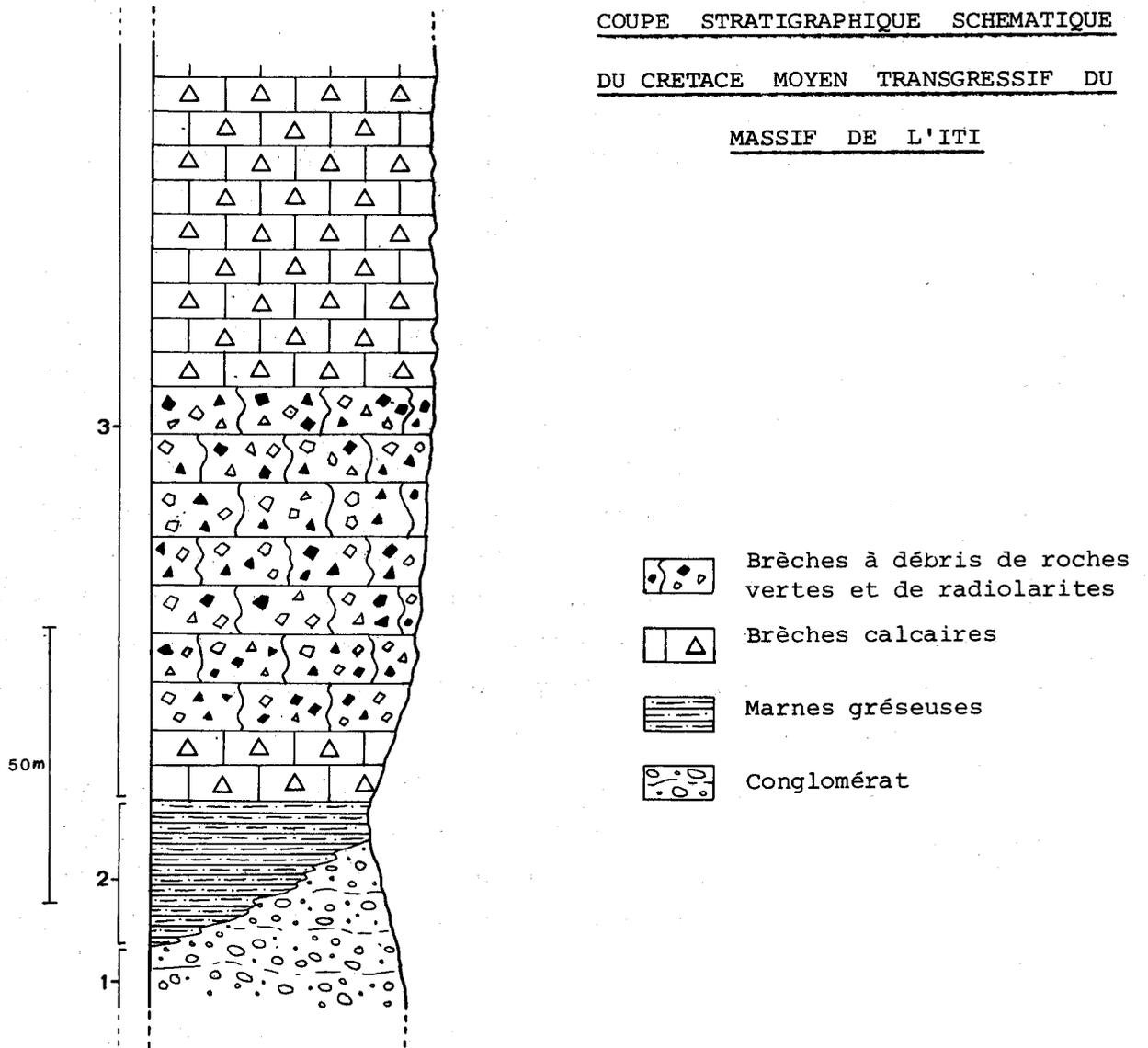
La présence du mélange et des ophiolites dans la série jurassique supérieure de l'Iti permet d'attribuer celle-ci à une zone interne. Le faciès néritique des calcaires du Malm nous conduit à envisager une affinité pélagonienne, au sens de J. FERRIERE.

#### B) LE CRÉTACE MOYEN-SUPÉRIEUR TRANSGRESSIF (Fig. 41)

Dans la partie centrale du massif de l'Iti existe une série d'âge Crétacé moyen qui se présente ainsi :

(1) conglomérat de base d'âge Aptien (20 m ?) ;

Figure 41



(2) couches marno-gréseuses, parfois flyschoïdes de l'Aptien supérieur (2 à 15 m) ;

(3) brèches calcaires à faciès variés datées de l'Aptien terminal-Albien (200 m au moins).

Ces couches avaient déjà été décrites par P. CELET (1959, 1962) qui avait attribué un âge Cénomaniens à l'ensemble de la série. Toutefois, les datations que j'ai pu effectuer ont permis d'attribuer un âge Aptien supérieur-Albien à la base de cette série.

Cette succession de couches évoque bien celles que l'on connaît en transgression sur les ophiolites dans les zones internes (maliaque et pélagonienne). Au Nord et au Sud du massif, s'échelonne une série de klippes dont le faciès bréchique et l'âge Crétacé supérieur des terrains nous conduisent à les rattacher aux mêmes couches transgressives (klippes de l'Iti et de Loggies).

C'est C. RENZ (1929, 1932, in P. CELET, 1962) qui démontre la transgressivité des formations crétacées de la zone "subpélagonienne" sur l'ensemble radiolarites-ophiolites. L'âge de cette transgression oscille suivant les régions entre l'Aptien et le Sénonien supérieur. Elle indique l'existence dans les zones internes d'une phase tectonique précoce d'âge jurassique terminal Crétacé inférieur qui a été mise en évidence par de nombreux auteurs (J.H. BRUNN, 1956 ; J. MERCIER, 1966 ; B. CLEMENT et J. FERRIERE, 1973).

L'âge Aptien pour le début de la transgression est peu fréquent. P. CELET (1958) découvre à l'Ouest du Parnasse une série allochtone, d'âge Crétacé (série du Jerolekas) qu'il attribue aux couches transgressives "subpélagoniennes" et dont la formation flyschoïde de base débiterait à l'Albien. Cependant cette série a peut-être une affinité béotienne (voir chapitre précédent).

En Béotie, B. CLEMENT (in J. AUBOUIN et al., 1970) décrit des couches transgressives sur des niveaux du Jurassique supérieur et datées de l'Aptien inférieur. En Othrys, la transgression commencerait à l'Aptien dans le secteur oriental (J. FERRIERE, 1974 b). La succession conglomérat

- couches flyschoides - brèches calcaires s'y retrouve ; mais les deux derniers niveaux s'étage entre le Cénomaniens et le Sénonien et sont donc plus récents.

Quoiqu'il en soit, le faciès des terrains d'âge Crétacé moyen-supérieur rencontrés dans le massif de l'Iti permet de les assimiler aux couches transgressives sur les ophiolites ou leur soubassement des zones internes (pélagonienne-maliaque).

### C) LA SERIE DES LATSINIES

Au Nord du village de Panouryia, une série calcaro-siliceuse a été décrite. Deux termes la composent :

(1) des calcaires à lits de silex surmontés ou non par des brèches calcaires. L'ensemble est daté du Carnien supérieur - Norien ;

(2) des radiolarites rouges à rares intercalations calcaires, du Dogger-Malm.

La position structurale de cette série sera discutée dans la partie tectonique de ce mémoire. D'un point de vue purement descriptif, elle s'intercale entre le mélange ophiolitique et les calcaires jurassiques supérieurs pélagoniens. Une origine interne doit donc lui être recherchée.

En Othrys, le domaine intermédiaire entre les zones maliaque et pélagonienne est caractérisé, au Trias-Dogger, par des niveaux calcaro-siliceux, bréchiqes et radiolaritiques (série de Chatala ; J. FERRIERE, 1974 b). Les séries maliaques franches présentent également des niveaux radiolaritiques au Trias supérieur, mais ils semblent être fréquemment associés à des pillow-lavas. La série des Latsinies dans le massif de l'Iti pourrait représenter un jalon au Sud du Sperchios de la zone isopique maliaque, tout au moins d'un domaine intermédiaire entre la zone pélagonienne et la zone maliaque. Jusqu'à présent, cette série est la seule de ce type qui ait été décrite au Sud du Sperchios. Mais,

étant donné sa faible extension stratigraphique, il demeure un certain doute quant à cette attribution. Elle ne peut en tout cas représenter la couverture stratigraphique des ophiolites, comme cela était admis autrefois (P. CELET, 1962).

#### D) LA SERIE DE PANOURYIA

La série de Panouryia présente un faciès très particulier et n'a pas d'équivalent dans le massif de l'Iti et ses régions avoisinantes. Le problème de son appartenance à l'une ou à l'autre des zones paléogéographiques des Hellénides se pose donc.

La série se compose essentiellement de trois termes :

- (1) Un conglomérat fossilifère riche en galets de roches éruptives, du Crétacé ;
- (2) des marnes roses s'étageant entre le Thanétien (zone P 4) et l'Ilerdien moyen (base de la zone P 6) ;
- (3) un flysch gréseux devenant très rapidement conglomératique.

Il convient d'abord de s'intéresser aux galets du conglomérat d'âge Crétacé supérieur. La présence parmi eux de roches éruptives (roches vertes et granite) indique que leur origine doit être recherchée dans une zone interne (maliaque - pélagonienne ?). De même, certains galets ont une lithologie qui permet d'envisager leur appartenance aux zones internes (calcaires bréchiques ou microbréchiques à débris de roches vertes et de jaspes rouges, marbres, quartzites). Des galets dont le faciès serait d'affinité parnassienne ne semblent pas s'y trouver.

Dans le Kallidromon (P. CELET, 1962), la Locride (J.M. DEGARDIN, 1971), l'Othrys (C. BECK, 1972 ; J. FERRIERE, 1974 b) la couverture transgressive sur les ophiolites, d'âge Crétacé supérieur, débute la plupart du temps par des conglomérats très fossilifères (Rudistes, Gastéropodes). Mais à ceux-ci font souvent suite de puissantes séries calcaires, bréchiques. Enfin, le flysch éocène y est généralement très développé.

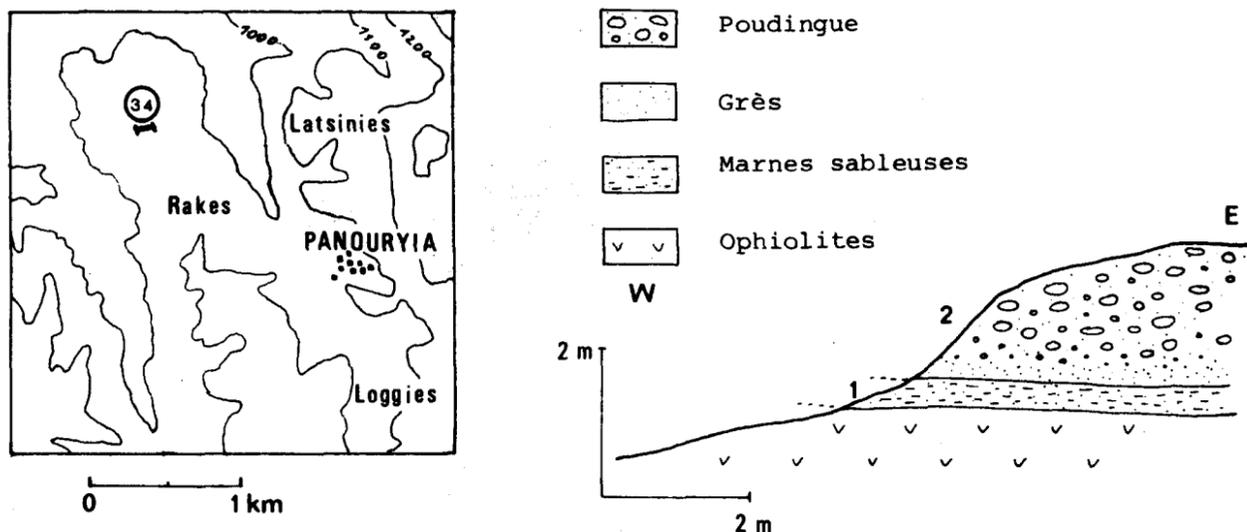
LES FORMATIONS RECENTES

Dans le massif d l'iti, les formations récentes, discordantes sur les structures tectoniques, sont rares. Au Nord-Ouest de Panouryia, sur la crête du Rakes, on peut observer le seul affleurement de ces formations. En coupe, on voit (coupe 34, fig. 42) :

(1) 50 cm de marnes sableuses verdâtres qui reposent sur les roches vertes à cet endroit (serpentines et amphibolites). Ce contact se fait directement, sans l'intermédiaire de croute ferralitique. Un lavage effectué dans ces marnes n'a fourni aucune microfaune.

(2) des grès jaunâtres qui passent rapidement à un poudingue grossier. Le ciment de ce poudingue est de nature gréseuse. La taille des galets varie de 1 à 10 cm. Ils sont de nature très variée : quartz blancs, quartzites, granites, gabbros, amphibolites, calcaires (assez rares). Aucune faune ni microfaune ne permet de dater ces formations. L'épaisseur maximum de poudingue est d'environ 5 m.

Figure 42



COUPE DANS LES FORMATIONS RECENTES DU RAKES (Coupe 34)

L'ensemble de ces formations affecte une structure sub-horizontale, colmatant les contacts tectoniques tangentiels (voir carte géologique). Le faciès de ces formations se rapproche de la molasse oligocène ou des conglomérats néogènes des régions avoisinantes. Les marnes et poudingues du Rakes sont donc vraisemblablement des formations récentes post-Eocène.

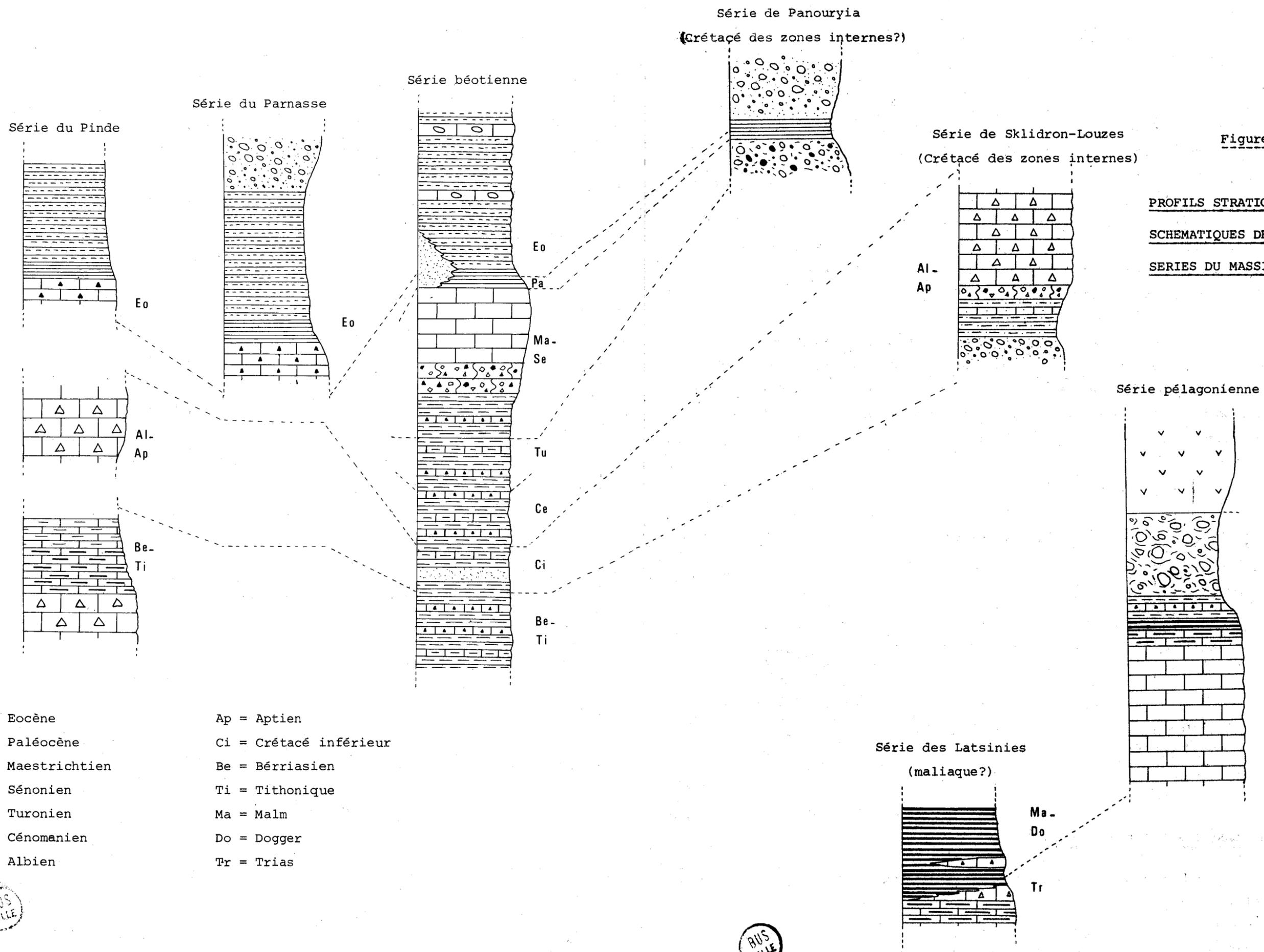


Figure 42 bis

PROFILS STRATIGRAPHIQUES  
SCHEMATIQUES DES DIFFERENTES  
SERIES DU MASSIF DE L'ITI

- |                   |                        |
|-------------------|------------------------|
| Eo = Eocène       | Ap = Aptien            |
| Pa = Paléocène    | Ci = Crétacé inférieur |
| Ma = Maestrictien | Be = Bérriasien        |
| Se = Sénonien     | Ti = Tithonique        |
| Tu = Turonien     | Ma = Malm              |
| Ce = Cénomaniens  | Do = Dogger            |
| Al = Albien       | Tr = Trias             |

BUS  
LILLE

BUS  
LILLE

CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

-----

La figure 42 bis résume les observations stratigraphiques effectuées dans le massif de l'Iti.

Les séries sont souvent incomplètes et parfois très réduites. Toutefois, elles ont pu être attribuées dans la plupart des cas à l'une ou l'autre des zones isopiques helléniques. Ainsi des séries appartenant aux zones du Pinde, du Parnasse, béotienne, pélagonienne et probablement maliaque ont pu être reconnues. La couverture transgressive d'âge Crétacé des zones internes se trouve ici décollée de son soubassement.

Les incertitudes d'attribution se situent au niveau de la série des Latsinies et de la série de Panouryia. La première présente les faciès des séries maliaques connues plus au Nord ; la seconde évoque les séries crétacées transgressives des zones internes.

La tectonique tangentielle tertiaire a provoqué la superposition de nombreuses unités allochtones, ce qui explique qu'un grand nombre de séries appartenant à des zones différentes soit représenté sur un domaine relativement restreint.

Légende de la figure 42 bis

	Conglomerats gréseux		Calcaires gréseux
	Conglomerats marneux		Marnes gréseuses
	Grès		Pélites
	Brèches calcaires		Flysch
	Calcaires bréchiques		Calcschistes
	Calcaires microbréchiques		Calcaires à Nummulites
	Calcaires massifs		Radiolarites
	Calcaires à silex		Mélange
	Calcaires marneux		Ophiolites



**LE MELANGE  
ET  
LES OPHIOLITES**

ETUDE DESCRIPTIVE DU MELANGE

-----

I) LA NOTION DE MELANGE

Les mélanges sont des formations assez caractéristiques des chaînes alpines. D'une manière générale il s'agit d'une association de blocs hétérométriques de nature variée (sédimentaire, éruptive, métamorphique) dans une matrice tuffitique ou pélitique. Les mélanges diffèrent souvent par leur âge et les mécanismes invoqués pour expliquer leur formation sont nombreux.

Ce sont les mélanges d'Asie qui ont été les premiers décrits. Les mélanges d'Anatolie ("Ankara-Mélange") sont considérés comme ayant une origine tectonique pour E. BAILEY et W. MAC CALLIEN (1950-1953). Ces mélanges seraient des brèches tectoniques liées à des chevauchements majeurs. D'autres auteurs confèrent à ces mélanges d'Asie une origine mixte : tectonique et sédimentaire (P.C. de GRACIANSKY, 1973 ; A. GANSSER, 1974).

Les auteurs italiens considèrent les mélanges des Apennins comme de vrais olistostromes (E. ABBATE et al. 1970). Les blocs se seraient détachés au front d'unités allochtones par gravité et se seraient déposés dans une matrice sédimentaire.

Les différentes possibilités concernant l'origine des mélanges (origine tectonique, mixte, de type olistostrome) ont donc déjà été envisagées. Suivant le cas les auteurs attribuent l'une ou l'autre de ces trois origines aux mélanges qu'ils étudient.

Ainsi, en Yougoslavie, la formation "diabase-radiolarite" est interprétée comme étant un olistostrome par M.D. DIMITRIJEVIC et M.N. DIMITRIJEVIC (1973). Pour eux, la tectonisation du mélange, événement tardif important, n'est pas la cause principale de la structure chaotique du mélange.

Dans les Hellénides, les formations de type mélange sont également bien représentées. En Macédoine on considère que les mélanges du

Vardar sont d'origine tectonique et liés à des grands décrochements d'âge anté-Crétacé supérieur (J. MERCIER et P. VERGELY, 1972). Dans le Pinde septentrional, il existe une formation à klippe sédimentaires chevauchée par les ophiolites (J. TERRY, 1975) ; celle-ci serait l'écho d'un épisode de déformation précoce d'âge jurassique terminal. Le mélange de l'Iti a été décrit et interprété comme un olistostrome riche en débris ophiolitiques (E. BLEHAUT, 1975 ; P. CELET, 1976). Enfin, dans les zones externes, il existe à la base de la nappe du Pinde une formation à blocs qui peut être interprétée comme un olistostrome (P. DE WEVER, 1975). Récemment, les mélanges des zones internes des Dinarides ont été réinterprétés en tenant compte de la mise en place des ophiolites (P. CELET et al. 1976).

En Californie, le "Franciscan-mélange" présente l'association de blocs de roches du cortège ophiolitique et de roches métamorphiques dans une matrice argilo-gréseuse (K. HSU, 1968 ; 1971). La présence de roches métamorphiques (schistes bleus, éclogites) dans ces formations incitent de nombreux auteurs à situer leur origine dans les fosses bordières se formant au niveau des zones de subduction et des prismes d'accrétion (J.C. MAXWELL, 1974 ; M. BLAKE et D. JONES, 1974 ; D. KARIG et G. SHARMAN, 1975). Certains mélanges de Turquie sont d'ailleurs interprétés selon ce modèle (R. HALL, 1976).

## II) GENERALITES SUR LE SECTEUR ETUDIE

Dans le massif de l'Iti, le mélange à blocs du cortège ophiolitique affleure largement (voir carte géologique). On peut distinguer deux ensembles d'affleurements ; l'un, centré autour du Pirogos dans la région centrale du massif, l'autre situé dans le secteur méridional au niveau de la dépression de Pyra.

P. CELET (1962) a fait de cette formation le soubassement des ophiolites de la zone subpélagonienne (au sens de J. AUBOUIN, 1959) et l'a datée du Jurassique supérieur. Par contre, KOCH et NICOLAUS (1969) rattachent le mélange à la zone ultrapindique (au sens de J. AUBOUIN).

L'étude stratigraphique que j'ai menée a pu montrer que le mélange de l'Iti appartenait à la zone pélagonienne (au sens de J. FERRIERE, 1976) ; il n'a pu être daté directement mais il surmonte des formations d'âge Kimméridgien (-Portlandien).

Le mélange de la partie centrale du massif de l'Iti a déjà fait l'objet d'études descriptives (E. BLEHAUT, 1975) et interprétatives (P. CELET, 1976). Pour ce dernier, le mélange de l'Iti constitue un olistostrome ayant subi une tectonisation et un broyage après son dépôt.

### III) LA MATRICE

#### A) OBSERVATIONS DE TERRAIN

Sur le terrain, la matrice du mélange apparaît être essentiellement constituée de pélites, avec localement quelques passées gréseuses.

Ces pélites sont généralement de couleur brune parfois noire. Elles sont souvent feuilletées, à débit esquilleux. Les esquilles ont souvent un aspect lustré.

Ces pélites peuvent devenir marneuses ou marno-sableuses ; elles sont alors très friables.

Localement la matrice peut devenir gréseuse. Ainsi dans le talus de la route menant vers Stromi, la matrice est formée par un grès assez grossier et très friable. Les grains sont essentiellement constitués par des minéraux verts (pyroxène, olivine) et des feldspaths. Un grano-classement peut d'ailleurs s'observer en quelques points indiquant ici une série inverse.

#### B) ANALYSES DIFFRACTOMETRIQUES

Quelques échantillons de pélites de la matrice ont été analysés aux R.X., au Laboratoire de minéralogie de Lille, afin de connaître avec plus de précision leur composition. Les échantillons W 76-46 et

W 76-53 ont été prélevés dans l'affleurement de mélange du Rinorema. Le premier est une pélite brune, esquilleuse ; le second est une pélite noire, pulvérulente.

L'échantillon W 76-83 est une pélite brune prélevée dans le mélange affleurant le long de la route menant vers Stromi.

Les échantillons W 76-104 à W 76-107 ont été prélevés au niveau de la route de Pyra, là où a été levée la coupe 26 (voir fig. 31). Le N° 104 a été pris dans les niveaux pélitiques des couches flyschoides, 105 dans les pélites du niveau 2, 106 dans les pélites du niveau 4 et 107 dans les pélites à lentilles de grès du niveau 5.

### 1) Les résultats

#### a) Méthode utilisée

Chaque échantillon est analysé sans traitement, après glycolage et après chauffage à 550° C. Les raies caractéristiques des argiles obtenues lors de l'analyse des échantillons non traités sont les suivantes :

Illite : 10 Å, 5 Å, 3,33 Å  
Montmorillonite : 14 Å, 5 Å, 3,33 Å  
Chlorite : 14 Å, 7 Å, 4,74 Å, 3,56 Å, 2,82 Å  
Kaolinite : 7 Å, 3,56 Å.

Le traitement par le glycol provoque le déplacement de la raie à 14 Å de la montmorillonite vers une valeur supérieure (17 Å maximum). Le chauffage à 550° C entraîne la disparition des raies de la kaolinite et des raies à 7 Å et 3,56 Å de la chlorite ; il ramène à 10 Å la raie à 14 Å de la montmorillonite ; il n'affecte pas les raies de l'illite. La gibbsite donne une raie caractéristique à 4,83 Å. Enfin, le quartz donne des raies à 4,24 Å et 3,33 Å.

#### b) Résultats qualitatifs (fig. 43)

J'ai effectué moi-même le dépouillement des diffractogrammes et j'ai regroupé les résultats dans le tableau de la figure 43. Pour



Figure 43

ANALYSES DIFFRACTOMETRIQUES DES ECHANTILLONS ARGILEUX

W76-46		W76-53		W76-83		W76-104		W76-105		W76-106		W76-107		ECHANTILLONS
$\theta(^{\circ})$	d(Å)													
3,90	14,23	3,95	14,05	4,15	13,38	3,85	14,40	3,50	15,85	4,00	13,90	3,80	14,60	NORMAL
5,55	10,00	5,55	10,00	5,55	10,00	5,50	10,10	5,60	9,92	5,50	10,10	5,65	9,83	
7,85	7,09	7,90	7,04	11,25	4,95	11,20	4,98	11,25	4,96	11,25	4,96	11,30	4,94	
11,30	4,94	11,30	4,94	17,00	3,31	13,20	4,24	16,95	3,32	16,90	3,33	13,25	4,22	
13,25	4,22	11,85	4,71			16,90	3,33					16,95	3,32	
15,85	3,54	16,00	3,51											
17,00	3,31	17,00	3,31											
		20,10	2,82											
3,90	14,23	3,90	14,23	3,80	14,06	3,50	15,85	3,50	15,85	4,00	13,90	3,50	15,85	GLYCOLE
5,55	10,00	5,50	10,10	5,55	10,00	5,65	9,83	5,40	10,28	5,55	10,00	5,65	9,83	
7,80	7,13	7,90	7,04	11,30	4,94	11,30	4,94	11,30	4,94	11,25	4,96	11,30	4,94	
11,25	4,95	11,30	4,94	17,00	3,31	13,30	4,21	16,95	3,32	16,90	3,33	13,25	4,22	
13,20	4,24	11,85	4,71			16,95	3,32					16,95	3,32	
15,75	3,57	13,25	4,22											
17,00	3,31	15,95	3,52											
		16,95	3,32											
		20,00	2,83											
5,60	9,92	4,00	13,90	5,60	9,92	5,65	9,83	5,60	9,92	5,65	9,83	5,65	9,83	CHAUFFE
11,35	4,95	5,55	10,00	11,30	4,94	11,35	4,93	11,35	4,93	11,35	4,93	11,30	4,94	
13,25	4,22	7,85	7,09	17,00	3,31	13,25	4,22	17,00	3,31	17,00	3,31	13,30	4,21	
17,00	3,31	11,30	4,94			16,95	3,32					16,95	3,32	
		11,85	4,74											
		13,20	4,24											
		17,00	3,31											
		20,15	2,81											

certaines échantillons, il semblerait que le glycolage, qui a du être effectué rapidement pour des raisons techniques, n'a pas provoqué le déplacement de la raie à 14 Å de la montmorillonite.

La composition des différents échantillons est la suivante :

W 76-46 : illite, montmorillonite, kaolinite, quartz  
W 76-53 : chlorite, illite, montmorillonite, quartz  
W 76-83 : illite, montmorillonite  
W 76-104 : illite, montmorillonite, quartz  
W 76-105 : illite, montmorillonite  
W 76-106 : illite, montmorillonite  
W 76-107 : illite, montmorillonite, gibbsite, quartz.

Etant donné le peu d'échantillons analysés, il conviendrait d'effectuer des analyses complémentaires pour confirmer la composition de la matrice.

### c) Résultats quantitatifs

#### α) Pourcentage des minéraux argileux

La comparaison des surface des pics caractéristiques des minéraux argileux permet d'évaluer les pourcentages de ces différents minéraux (W. JOHNS et al., 1954 ; P. BISCAÏE, 1965). La méthode est assez approximative et, ainsi que l'indique P. BISCAÏE, elle donne plus une idée sur les pourcentages des minéraux argileux qu'une valeur exacte de ces pourcentages. Les pourcentages approximatifs des différents minéraux de la fraction argileuse des échantillons analysés sont donnés dans le tableau de la figure 44. Il convient de noter la prédominance de l'illite sur les autres constituants argileux.

#### β) Etude de l'illite

Différentes méthodes permettent de préciser la nature de l'illite. Ainsi B. KUBLER (1967) a défini un indice de cristallinité de l'illite obtenu en prenant à mi-hauteur la largeur du pic 001 (10 Å) ;



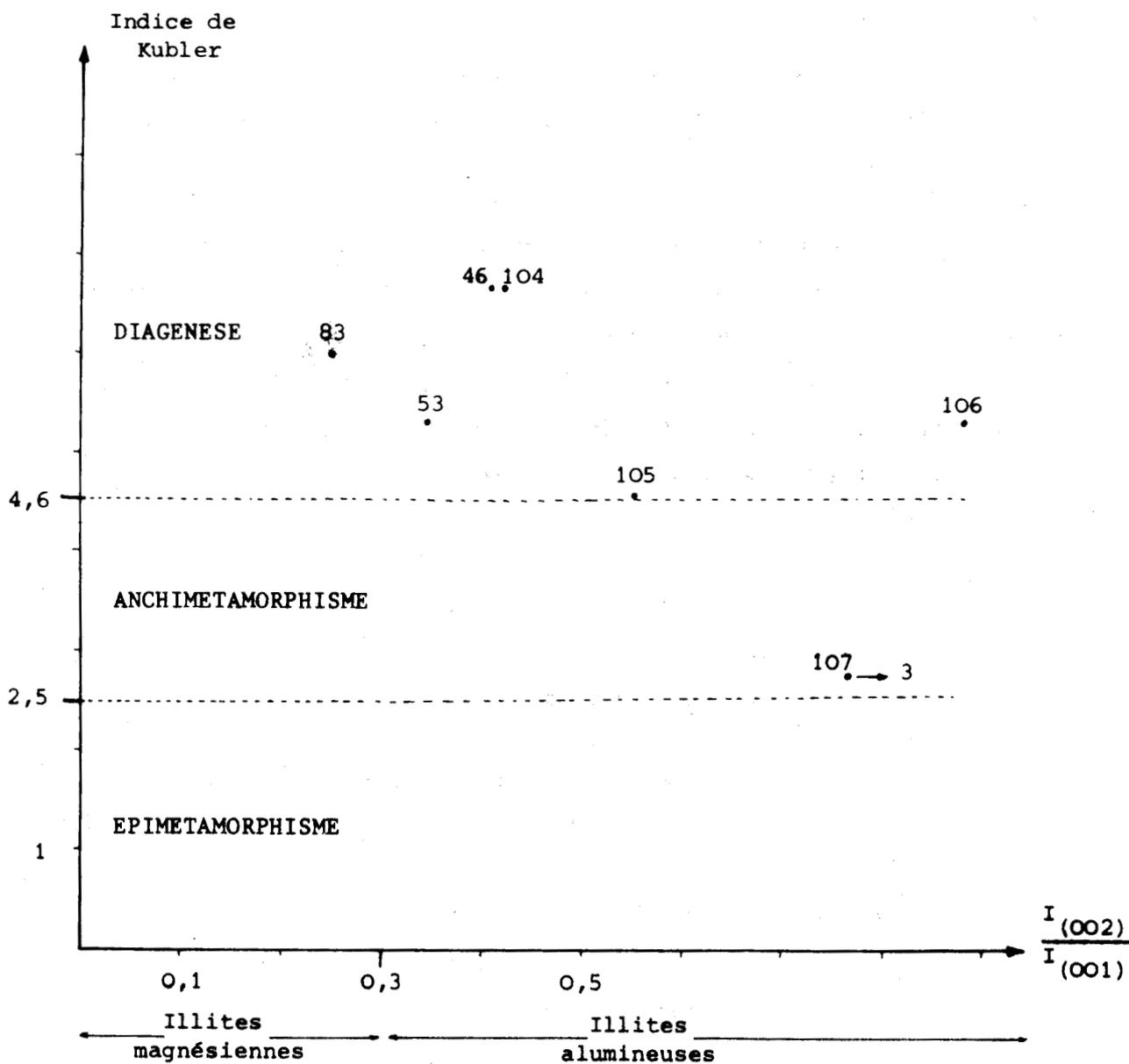
Figure 44

PROPORTIONS DES DIFFERENTS MINERAUX ARGILEUX DANS LES ECHANTILLONS PROVENANT DE LA MATRICE

Echantillons Minéraux (%)	W76-46	W76-53	W76-83	W76-104	W76-105	W76-106	W76-107
Illite	61	72	93	63	91	64	59
Montmorillonite	23	7	7	37	9	36	41
Chlorite		23					
Kaolinite	16						

Figure 45

NATURE ET COMPOSITION DES DIFFERENTES ILLITES



Les numéros des échantillons sont portés au dessus de chaque point.



plus la largeur du pic est faible, plus le métamorphisme ayant affecté l'illite est fort. On peut ainsi définir pour l'illite des domaines de diagenèse, anchimétamorphisme et épimétamorphisme.

Le diagramme d'ESQUEVIN (1969) utilise le rapport des intensités des pics 002 (5 Å) et 001 (10 Å) et permet de définir si l'illite est de composition magnésienne ou alumineuse. La limite entre les deux compositions est fixé à la valeur 0,3 du rapport. Un rapport supérieur à 0,3 indique une nature alumineuse de l'illite, un rapport inférieur à 0,3 une nature magnésienne.

Les deux indices peuvent se reporter dans un même diagramme (voir fig. 45). On peut voir que les échantillons analysés se regroupent dans le domaine de la diagenèse et la composition des illites accusent une tendance alumineuse. Seule l'illite de l'échantillon W 76-107 se trouve dans le domaine de l'anchizone et son rapport  $\frac{(002)}{(001)}$  est aberrant ; sa situation dans l'anchizone peut s'expliquer par le fait que l'échantillon a été prélevé près du contact tectonique des ophiolites.

Donc l'illite présente dans les différents échantillons est de nature diagénétique et lorsque l'on est suffisamment loin des contacts tectoniques, un métamorphisme, même faible, n'affecte pas la matrice du mélange.

## 2) Conclusions

### a) Résumé des faits

Il résulte de cette étude succincte que le constituant principal de la matrice pélitique du mélange est l'illite ; elle représente toujours plus de 50 % de la fraction argileuse de la matrice. Sa cristallinité est faible, indiquant qu'un métamorphisme ne l'a pas affecté.

La montmorillonite est également présente dans tous les échantillons parfois en quantité assez faible.

Le quartz se rencontre fréquemment dans la matrice, confirmant donc le caractère siliceux de celle-ci.

Enfin, la chlorite, la kaolinite et la gibbsite constituent des minéraux occasionnels de cette matrice.

b) Milieu de sédimentation

Les études menées récemment sur les argiles ont permis de définir leur milieu de sédimentation (J. GRIFFIN et al., 1968 ; W. BERGER, 1974).

Les deux composants principaux des argiles des grands fonds sont la montmorillonite et l'illite. La teneur en montmorillonite est supérieure à celle de l'illite lorsque les argiles se sont déposées dans un milieu franchement océanique. C'est le contraire lorsque le milieu de dépôt était proche d'un continent (W. BERGER, 1974).

D'autre part, la kaolinite, la gibbsite et la chlorite sont des indices de la proximité d'un continent soumis à l'érosion (P. BISCAYE, 1965).

En ce qui concerne la matrice du mélange de l'Iti, on a pu constater que le pourcentage de l'illite y était toujours supérieur à celui de la montmorillonite. De plus, la kaolinite et la chlorite ont également été trouvées dans quelques échantillons provenant de cette matrice. Les apports d'un continent soumis à l'érosion sont donc présents dans la matrice du mélange. Le milieu de dépôt de celui-ci était donc proche d'un continent, en admettant que la composition de la matrice n'ait pas subi de variations lors de la diagenèse.

IV) LES ELEMENTS EXOGENES

A) MORPHOLOGIE

La taille des éléments exogènes contenu dans le mélange est très variable. Elle oscille entre le millimètre et la centaine de mètres. Le plus souvent on a affaire à des blocs dont la dimension est d'ordre métrique.

La forme de ces éléments est généralement subanguleuse à subarrondie. Jamais ceux-ci ne sont bien roulés et ne prennent une forme de galet. Par contre, en quelques points, ils peuvent devenir franchement anguleux avec des arêtes assez vives. Enfin, la surface de certains blocs présentent des stries de friction.

## B) ESSAI D'INVENTAIRE DES BLOCS

La nature des blocs est très variée. Pour se faire une idée assez précise sur la composition de ces blocs il était nécessaire de dresser une sorte de catalogue de tous ces éléments. Les différents éléments rencontrés sont de nature sédimentaire, éruptive et métamorphique.

### 1) Les éléments sédimentaires

Parmi les blocs il a été trouvé des calcaires, des grès et des radiolarites.

#### a) Les éléments calcaires

##### α) Les faciès

Les éléments calcaires sont les plus nombreux ; voici les principaux faciès observés :

#### Echantillon W 75-385

Il s'agit d'une brèche calcaire à éléments de jaspes rouges et de roches effusives vertes.

Au microscope, on peut voir de nombreux débris de calcaires, de tests plus ou moins recristallisés de mollusques, de jaspes rouges et de laves microlitiques assez altérées. Une sparite bien cristallisée cimente le tout.

Echantillon W 75-386

C'est un calcaire graveleux blanc.

La lame mince montre des débris de calcaires et de tests de mollusques, constituant souvent le nucléus d'oolithes mal développées et cimentées par une sparite bien cristallisée.

Echantillon W 75-451

C'est un calcaire blanc-crème, très fin et compact.

L'examen en lame mince révèle la présence de très nombreux radiolaires totalement épigenisés en calcite et de nombreux "filaments" (coquilles de Lamellibranches). Une micrite fine emballe le tout.

Echantillon W 75-455

Il s'agit d'un calcaire fin, violet avec de fines veinules sombres et se débitant en plaquettes.

En lame mince, on observe une sparite fine et homogène avec, par endroits, des concentrations en filonnets d'oxydes de fer.

Echantillon W 75-187

C'est un calcaire fin, rose et contenant des lits de silex.

L'examen en lame mince révèle la présence de "filaments" et de fantômes de radiolaires épigenisés en calcite, le tout emballé dans une matrice micritique.

De nombreux autres blocs calcaires, de couleur blanche, présente également ce faciès.

Les calcaires fins, blancs ou roses, avec ou sans silex, constituent le faciès le plus fréquemment rencontré. Les autres faciès sont plus occasionnels.

β) Les âges

Les calcaires fins ont livré fréquemment des Conodontes qui ont pu être déterminés (détermination de G. KAUFFMANN)

Echantillon W 75-393

Chirodella dinodoides (TATGE)  
Enantiognathus bitortus (BENDER)  
Hibbardella lautissima (HUCKRIEDE)  
Hindeodella (Metaprionisus) pectiniformis (HUCKRIEDE)  
Neohindeodella aquiramosa (KOZUR et MOSTLER)  
Neospathodus homeri (BENDER)  
Ozarkodina tortilis (TATGE)  
Prioniodina (Cypridodella) muelleri (TATGE)

Association d'âge Werfénien supérieur - Anisien inférieur.

Echantillon W 75-435

Dydimadella alternata (MOSHER)  
Gladigondodella carinata (BENDER)  
Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis (HUCKRIEDE)  
Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri (HUCKRIEDE)  
Neogondolella cf. exelsa (MOSHER)  
Neogondolella regale (MOSHER)  
Ozarkodina sp.  
Prioniodina (Cypridodella) venusta (HUCKRIEDE)  
et des dents de poissons.

Association d'âge Anisien inférieur-moyen.

Echantillon W 75-187

Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)  
Hindeodella (Metaprionidus) pectiniformis (HUCKRIEDE)  
Neohindeodella triassica (MULLER)  
Ozarkodina tortilis (TATGE)

Association du Carnien

Echantillon W 75-184

Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE)

Epigondolella bidentata (MOSHER)

Neogondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Neohindeodella triassica (MULLER)

Association du Norien supérieur.

b) Les éléments gréseux

Les éléments gréseux se présentent essentiellement sous deux faciès : grès fins, gris ou vert clair, et greywackes brun-vert foncé.

Les grès montrent, dans un ciment pélitique peu abondant :

- . des grains de quartz anguleux très nombreux ;
- . quelques plagioclases, chlorites et muscovites ;
- . de rares débris de roches (serpentes, quartzites, calcaires) ;

Les greywackes, qui peuvent parfois devenir microconglomératiques, présentent :

- . un ciment chloriteux, très coloré ;
- . des grains de quartz anguleux abondants ;
- . des plagioclases et des pyroxènes assez nombreux ;
- . des débris de roches éruptives variées : dolérites, laves microlithiques, diabases.

c) Les radiolarites

Elles ont une teinte rouge ou brune, parfois verte. L'étude en plaques minces révèle la présence de très abondants radiolaires et spicules d'éponges siliceux noyés dans une matrice siliceuse vivement colorée par des oxydes de fer.

d) Autres roches

P. CELET (1976) avait signalé la présence, au sein du mélange de l'Iti, de blocs d'ophicalcites. Ces blocs sont composés d'éléments de roches basiques ou ultrabasiques cimentés par de la calcite. P. CELET avait noté la ressemblance de ces blocs avec les grands ensembles d'ophicalcites connus dans les Apennins.

2) Les éléments éruptifs

Les éléments éruptifs rencontrés sont abondants et très variés. Des roches effusives, semi-effusives et grenues ont été trouvées. Généralement on a affaire à des roches basiques ou ultrabasiques appartenant au cortège ophiolitique ; mais des roches acides ont été trouvées également.

a) Les péridotites

La plupart du temps elles sont totalement serpentinisées. Certaines montrent cependant des reliques de péridots et de pyroxènes.

Le type le plus fréquemment rencontré est celui des harzburgites. Les orthopyroxènes sont très souvent épigénisés en bastite ; la serpentine (antigorite) remplace en grande partie, parfois en totalité, l'olivine.

E. BLEHAUT (1975) a signalé la présence, au sein du mélange, de blocs de lherzolites présentant un litage net. Ce type de péridotite semble correspondre aux péridotites foliées souvent décrites à la base des ensembles ophiolitiques.

Enfin, il a été trouvé une lherzolite contenant près de 45 % de clinopyroxène (augite ?). Cette lherzolite est composée de lits péridotitiques très serpentinisés et de lits très riches en clinopyroxènes. Ce type de roche peut correspondre aux cumulats péridotitiques que l'on observe au-dessus des péridotites foliées dans les complexes ophiolitiques.

b) Les gabbros

Les blocs de gabbros ne sont pas parmi les plus abondants. Néanmoins, ils se présentent sous des faciès assez variés. Ils peuvent prendre soit une structure doléritique (sub-ophitique à intersertale) soit une structure franchement grenue. Du point de vue minéralogique, on rencontre des gabbros à clinopyroxène (augite, parfois diallage) ainsi que des gabbros à olivine (le pyroxène étant également de l'augite ou du diallage). Enfin, le plagioclase est dans tous les cas du labrador (An 55 à 65).

c) Les roches filoniennes

Les roches filoniennes se rencontrent assez fréquemment dans les éléments exogènes du mélange. Il a été ainsi trouvé des dolérites et des diabases, ces dernières semblant être les plus fréquentes. Ces roches se caractérisent par une structure sub-ophitique à intersertale qui peut s'observer à l'oeil nu.

Les dolérites présentent un enchevêtrement de baguettes de plagioclases millimétriques dont les espaces intersticiels sont remplis par du pyroxène (augite), de la chlorite et de la magnétite. On trouve aussi plus rarement des amphiboles vert-pâle et des aiguilles d'apatite ainsi que de la biotite. Dans tous les cas, le plagioclase est du labrador (An 55-60). Certains échantillons se rapprochent de la structure microlitique.

Les diabases montrent également cet enchevêtrement de lattes de plagioclases très altérés. Les espaces sont ici remplis par de la chlorite essentiellement ainsi que de la magnétite. On y trouve également de la calcite, du quartz et la préhnite intersticiels. Quelques échantillons ont montré des reliques de pyroxènes, complètement englobées par la chlorite. Quand il est possible de faire des mesures sur les plagioclases on note que ceux-ci sont généralement composés d'andésine (An 35-40), plus rarement de labrador.

d) Les laves

Les blocs de laves sont très fréquents dans le mélange ; ils présentent une grande diversité de faciès.

Un type fréquemment rencontré est celui des laves à vacuoles remplies de calcite. En lame mince, ces laves montrent de très nombreux microlites de feldspaths plagioclases qui prennent parfois un aspect en gerbe. La teneur en anortite de ces plagioclases est difficilement déterminables ; dans quelques cas il a pu être déterminé qu'on avait affaire à de l'albite (An 5 à 10). Les vésicules, qui peuvent atteindre 3 mm de diamètre, sont remplies de calcite souvent bien cristallisée ; la bordure de ces vésicules est parfois tapissée de spinelles chromifères. Les interstices entre les baguettes de plagioclases sont occupés par des plages de chlorites et de minéraux opaques. Il est donc vraisemblable que ces laves sont de composition spilitique ; quand les vacuoles de calcite sont bien développées, elles appartiennent au faciès mandelstein.

Des laves à grands cristaux de feldspaths ont aussi été trouvées. Le fond de la roche est composé d'un enchevêtrement de plagioclases, de petits grains de clinopyroxène (augite ?) et de minéraux opaques. Les phénocristaux sont constitués de plagioclases, variété labrador (An 65 %), très souvent altérés en préhnite. Ces laves sont donc des basaltes porphyriques.

Enfin, il existe aussi des blocs de laves aphanitiques composées uniquement de microlites de plagioclases, de microcristaux de clinopyroxène et de minéraux opaques. Le plagioclase est encore du labrador. Parfois on peut également observer des plages de recristallisation d'albite. Ces laves correspondent donc à des basaltes aphanitiques.

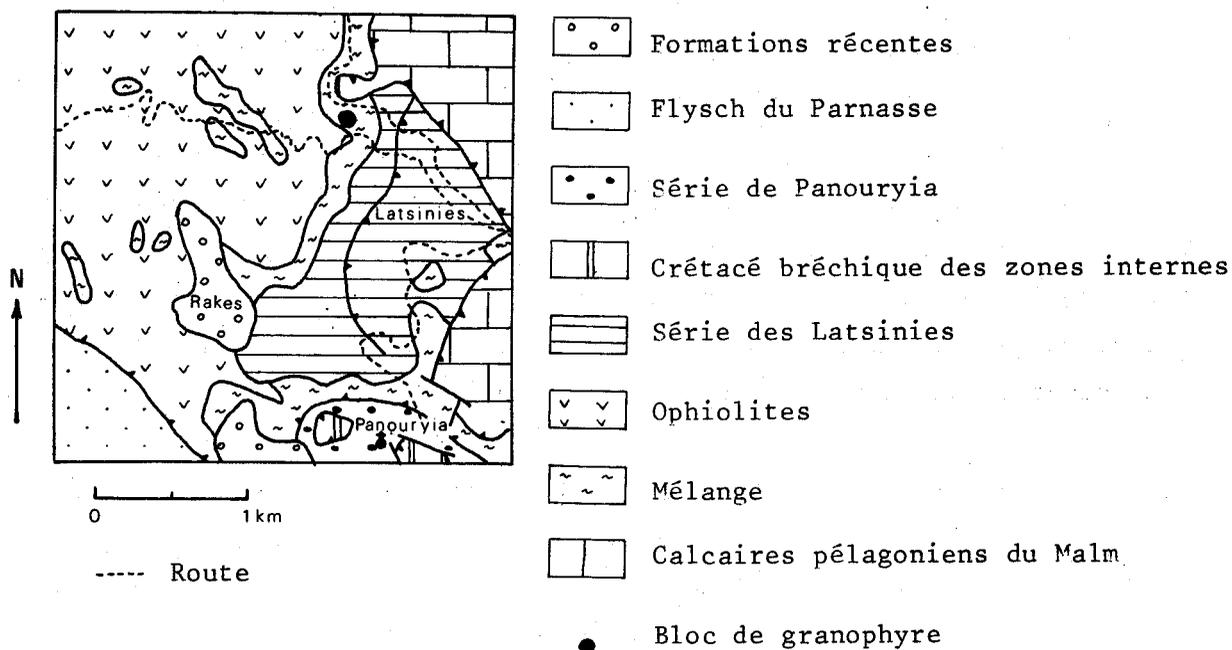
e) Le bloc de granophyre

α) Les faciès

Au sein du mélange, j'ai pu trouver un bloc de granophyre. La localisation de ce bloc est donnée en figure 46. Ses dimensions sont assez importantes : 30 m x 5 m x 5 m et il semble être unique dans le mé-

Figure 46

LOCALISATION DU BLOC DE GRANOPHYRE DANS LE MELANGE



BIS  
197

lange de l'Iti. Macroscopiquement, il présente l'aspect d'un granite rose à biotite. Néanmoins, on peut observer des variations de faciès au sein du bloc.

La plus grande partie du bloc présente une structure grenue. On peut observer en lame mince des cristaux sub-automorphes de feldspath ; il s'agit d'albite (An 0) et d'orthose beaucoup plus rarement. Les paillettes de biotite , assez rares par rapport aux autres minéraux, sont très altérées en chlorite. Le quartz prend souvent une structure graphique. L'apatite se rencontre assez rarement.

Par endroits, lorsque l'on se déplace vers la périphérie du bloc, on note une variation de faciès. En effet des plages mylonitisées et cataclasées prennent de l'importance et isolent des îlots grenus. Ces derniers présentent encore des structures graphiques mais aussi des structures doléritiques (intersertales). La composition minéralogique est la même, toutefois, les plagioclases s'enrichissent légèrement en anorthite (An 5).

### β) Composition chimique

Une analyse chimique effectuée au laboratoire du C.R.P.G. de Nancy portant sur un échantillon du faciès grenu a donné la composition suivante :

SiO <sub>2</sub>	75,43 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	2,28
MnO	0,03
MgO	0,10
CaO	0,00
Na <sub>2</sub> O	6,24
K <sub>2</sub> O	0,39
TiO <sub>2</sub>	0,35

Les proportions de  $\text{SiO}_2$  et de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  indiquent que l'on a bien affaire à une roche de composition granitique. L'absence de CaO et la pauvreté en  $\text{K}_2\text{O}$  confirment la nature du plagioclase (An 0) et la pauvreté en orthose. Par contre, la roche est particulièrement riche en  $\text{Na}_2\text{O}$ . Il faut aussi noter que l'absence totale de CaO est un cas rare dans les granitoïdes.

### γ) Conclusions

Les données minéralogiques et chimiques tendent à montrer que le bloc granitique répond à la définition d'un granite alcalin. L'analyse en lame mince a montré qu'il présentait des structures graphiques et doléritiques. Ces structures sont typiques dans les filons ou les bordures des massifs granitiques. Il s'agirait donc plutôt ici d'un granophyre à grains grossiers.

Toutefois, ce granophyre n'est pas intrusif dans le mélange. En effet le bloc présente nettement le caractère d'un olistolite. Ensuite, la périphérie du bloc ne présente pas de faciès de bordure de refroidissement. Il s'agit donc bien d'un bloc exogène provenant d'un filon ou d'une bordure d'intrusion granitique.

### 3) Les éléments métamorphiques

Les éléments métamorphiques du mélange sont assez rares au sein du mélange. La plupart d'entre eux sont constitués par des amphibolites.

#### a) Les amphibolites

Les amphibolites trouvées dans le mélange présentent des faciès variés. Certaines montrent des cristaux bien développés d'amphiboles vertes et de feldspaths et prennent alors une structure nématoblastique ou granonématoblastique. Chez les autres les cristaux restent microscopiques ;

la roche est alors massive et présente un aspect soyeux. Dans tous les cas les amphibolites ont une foliation nette.

Minéralogiquement, les amphibolites sont assez homogènes. L'amphibole est la hornblende verte qui peut être de teinte assez pâle. Le labrador (An 50 à 65 %) constitue la fraction feldspathique de la roche. L'épidote (clinozoïsite) se rencontre fréquemment, l'apatite plus rarement. Enfin, le plagioclase se trouve souvent altéré en préhnite.

E. BLEHAUT (1975) avait trouvé dans le mélange de la partie centrale de l'Iti un bloc d'amphibolite portant des signes de déformations (microplis). Il avait donc noté la présence de deux types d'amphibolites : l'un déformé et l'autre pas et il avait relié cette observation avec celles effectuées par R. BLANCHET (1973) en Yougoslavie où l'on observe également ces deux types d'amphibolites.

#### b) Les autres roches métamorphiques

Celles-ci sont très rares. Dans le mélange de l'Iti, il n'a été trouvé que deux blocs de roches métamorphiques autre que les amphibolites.

E. BLEHAUT (1975) a trouvé un bloc de micaschiste à deux micas et à grenats.

J'ai aussi trouvé un bloc de quartzophyllade. En lame mince on peut y voir un enchevêtrement de grains de quartz dont les contours sont assez flous et qui sont plus ou moins recristallisés. Des minuscules paillettes de biotite et de muscovite sont disséminées un peu partout dans la roche. Enfin, on peut aussi voir de nombreux grenats globuleux et de taille assez grande.

#### c) ANALYSE DES DONNEES GEOCHIMIQUES

Pour essayer de préciser la nature et l'origine des blocs éruptifs contenus dans le mélange, des analyses chimiques ont été effectuées par le laboratoire du C.R.P.G. de Nancy. Il s'agit d'analyses



Figure 47

Ech.	W75-	W76-	W76-	W76-	W76-	W76-	W75-	W75-	W75-	W75-	W76-	W76-	W76-	W75-	W75-	W75-	W76-	W76-
Nat.	G	G	D	D	D	D	B	B	d	d	d	d	d	s	s	s	s	s
SiO <sub>2</sub>	48,41	48,99	51,51	50,53	48,88	48,01	49,08	53,28	42,75	43,45	43,72	46,42	44,13	34,83	44,88	35,86	44,20	36,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	21,17	15,31	14,07	14,39	12,48	13,14	15,80	16,82	16,89	14,67	16,08	15,44	12,29	14,51	12,51	15,00	12,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t.</sup>	6,00	6,45	11,48	11,78	10,11	12,12	9,33	10,17	14,69	11,35	10,51	12,93	12,65	7,96	6,88	11,16	6,77	9,00
MnO	0,12	0,59	0,37	0,66	0,20	0,67	0,20	0,58	1,02	0,77	0,58	0,51	0,48	0,11	0,18	0,50	0,35	0,62
MgO	8,79	6,25	4,54	6,49	5,01	2,73	6,13	5,87	6,53	6,52	3,36	9,54	3,60	5,16	4,51	3,17	7,38	3,18
CaO	12,44	3,37	3,06	5,12	10,03	9,15	12,71	5,13	4,35	6,78	8,33	1,41	7,81	16,74	14,05	14,43	8,23	15,26
Na <sub>2</sub> O	2,88	4,52	4,55	4,67	3,76	3,47	2,44	3,92	4,25	3,71	4,20	4,18	5,11	2,29	3,30	2,67	4,69	4,15
K <sub>2</sub> O	0,03	0,74	0,29	0,38	0,55	0,18	0,01	0,16	0,46	0,42	0,84	0,09	0,15	1,72	0,78	2,22	0,73	0,79
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,20	3,26	1,93	1,56	1,00	1,19	1,40	2,63	1,86	1,95	1,62	1,54	1,38	1,45	1,89	1,28	2,03
P.F.	4,61	7,85	5,62	4,36	5,34	10,21	5,19	3,82	6,95	6,98	10,42	7,54	9,18	16,73	8,48	14,65	10,95	14,11
Total	99,31	100,13	99,99	99,99	99,83	100,02	99,42	100,23	100,45	98,73	98,58	100,32	100,09	99,21	98,92	99,06	99,58	98,40

ANALYSES CHIMIQUES DES ELEMENTS ERUPTIFS DU MELANGE

G = Gabbros

D = Dolérites

B = Basaltes

d = Diabases

s = Spilites

quantométriques portant sur 9 éléments majeurs, plus la perte au feu. Les résultats sont donnés dans le tableau de la figure 47. Des spilites, diabases, basaltes, dolérites et gabbros ont ainsi été analysés.

L'examen des données brutes permet de tirer quelques enseignements (fig. 47). Il apparaît tout d'abord que spilites et diabases sont moins riches en silice que les autres roches. Ensuite, les spilites se caractérisent par une teneur élevée en chaux et une perte au feu importante. Enfin, spilites et diabases semblent légèrement plus riches en alcalins et plus pauvres en ferromagnésiens que les autres roches.

Les différentes données géochimiques ont été reportées dans des diagrammes chimiques ou chimico-minéralogiques afin de préciser à quelle lignée pouvaient appartenir les différents éléments éruptifs.

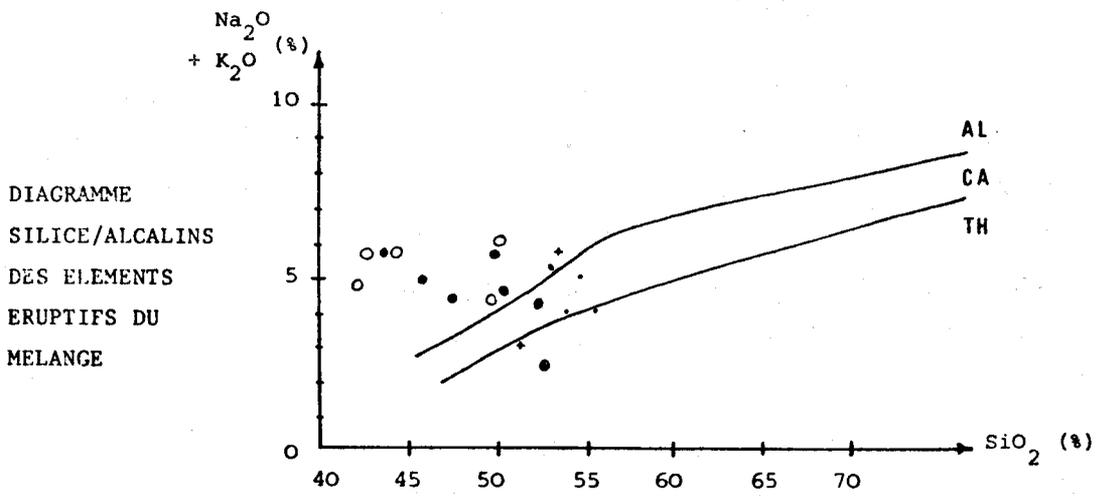
#### 1) Diagramme silice/alcalins (fig. 48 A)

Une première méthode pour tenter de définir l'appartenance des laves à une série est d'étudier les variations de la teneur en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) en fonction de la teneur en silice ( $\text{SiO}_2$ ). Sur ce diagramme les domaines tholéitique, calco-alcalin et alcalin ont pu être localisés (in H. HESS et A. POLDERVAART, 1968).

Sur le diagramme de la figure 48 A, il apparaît que les gabbros, les dolérites et les basaltes appartiennent plutôt au domaine calco-alcalin et tholéitique, mais peuvent déborder sur le domaine alcalin. L'ensemble des spilites et des diabases se situe dans le domaine alcalin.

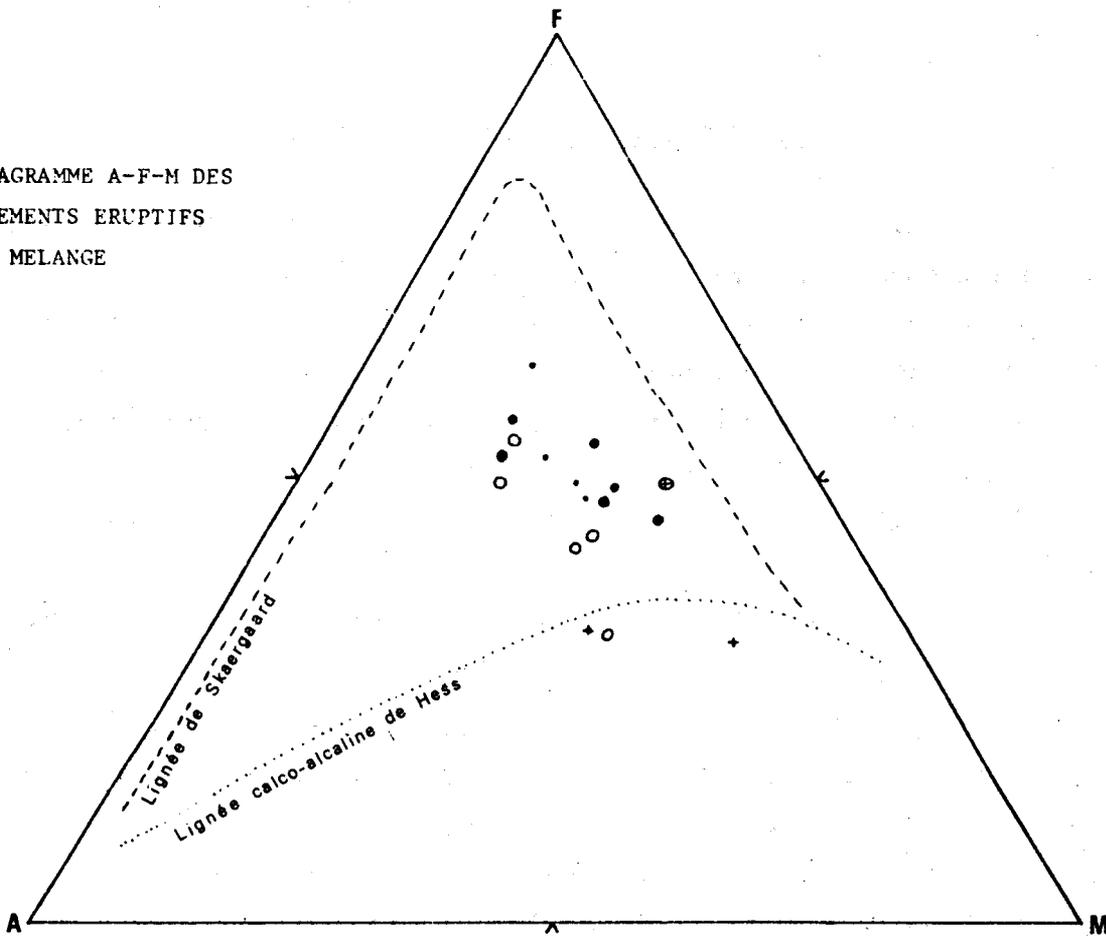
Toutefois, étant donné la mobilité des ions alcalins, la précision d'un tel diagramme peut-être contestée. Le diagramme silice/alcalins ne peut guère donner plus qu'une idée sur la tendance évolutive des roches. Le diagramme tendrait donc à séparer les spilites et les diabases, de tendance alcaline, des autres roches de tendance plutôt tholéitique.

Figure 48



A

DIAGRAMME A-F-M DES  
ELEMENTS ERUPTIFS  
DU MELANGE



B

- Basaltes
- Dolérites
- + Gabbros
- Diabases
- Spilites



2) Diagramme A - F - M (figure 48 B)

Ce diagramme analyse les variations des alcalins (A), du fer (F) et du magnésium (M). On constate que la lignée tholéitique se caractérise par une forte augmentation du fer lors de l'enrichissement en alcalins. Par contre, la lignée calco-alcaline montre un faible enrichissement en fer associé à une augmentation des alcalins (in A. PAUPY, 1976). Les deux domaines peuvent donc se différencier sur un tel diagramme.

En ce qui concerne les blocs éruptifs du mélange, le diagramme A - F - M ne permet pas de les différencier (Fig. 48 B). On constate en effet une répartition assez diffuse des points entre la lignée tholéitique typique (de Skaergaard) et la lignée calco-alcaline de HESS. Les gabbros se trouvent même dans le domaine calco-alcalin.

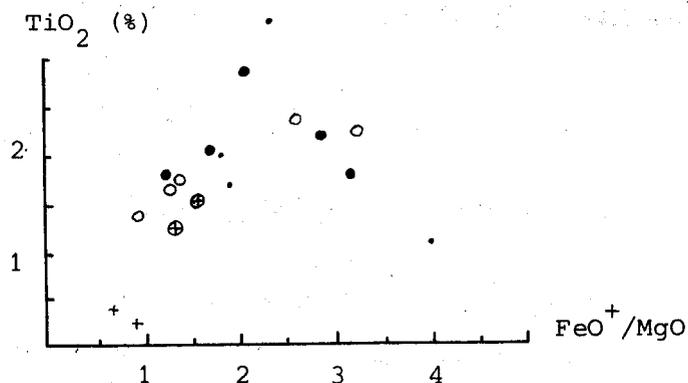
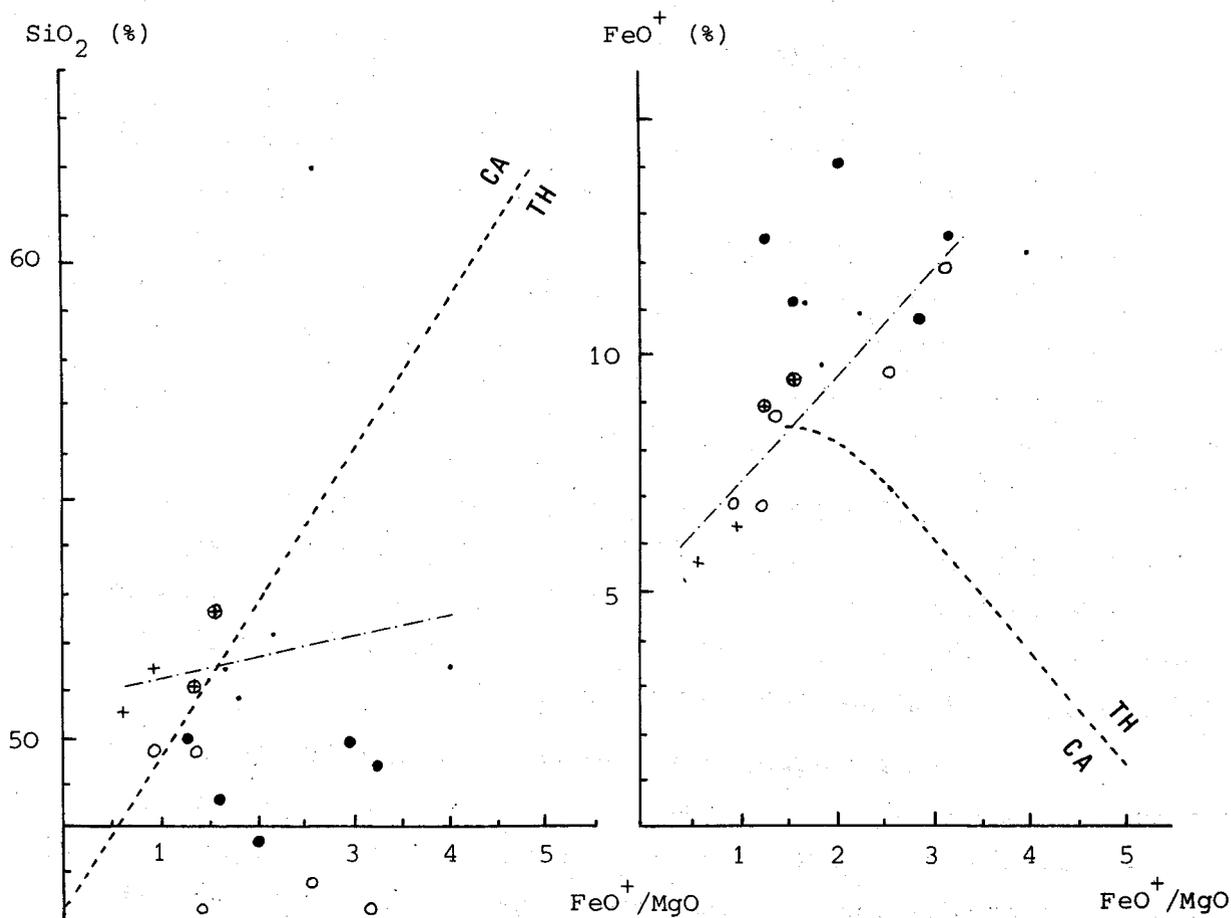
3) Diagrammes de Miyashiro (figure 49)

A. MIYASHIRO (1973, 1975) a établi une série de diagrammes qui tiennent compte des variations des teneurs en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^+$  (fer total exprimé en FeO) et  $\text{TiO}_2$  en fonction du rapport  $\text{FeO}^+/\text{MgO}$  et qui lui ont permis de séparer les roches tholéitiques et calco-alcalines. Les séries tholéitiques se caractérisent par un faible accroissement de la teneur en silice et une augmentation des teneurs en  $\text{FeO}^+$  et  $\text{TiO}_2$  (avec un maximum pour ce dernier) lors de l'augmentation du rapport  $\text{Fe}^+\text{O}/\text{MgO}$ . Les phénomènes inverses s'observent pour les séries calco-alcalines : rapide accroissement de la teneur en  $\text{SiO}_2$ , diminutions des teneurs en  $\text{FeO}^+$  et  $\text{TiO}_2$ .

De tels diagrammes ont donc été établis pour les roches éruptives du mélange de l'ITI. Il apparaît que les points représentatifs des gabbros, dolérites et basaltes se groupent assez bien suivant des droites qui s'inscrivent dans la lignée tholéitique. Par contre, les points des spilites et diabases se dispersent. Il ne paraît donc pas possible de définir une tendance pour ces roches à la simple vue des diagrammes de Miyashiro, si ce n'est que les spilites se rapprochent de la

Figure 49

DIAGRAMMES DE MIYASHIRO DES ELEMENTS ERUPTIFS DU MELANGE



- ⊕ Basaltes
- Dolérites
- + Gabbros

- Diabases
- Spilites

--- Lignée des basaltes, dolérites et gabbros



lignée tholéitique sur le diagramme  $FeO^+$  ( $FeO^+/MgO$ ).

#### 4) Diagrammes de De La Roche (figure 50)

H. DE LA ROCHE (1968) a établi un diagramme mettant en évidence le comportement différentiel des ions Na, K et Al dans les roches (fig. 50 A). Ce diagramme permet de faire ressortir la spilitisation des roches effusives (H. DE LA ROCHE et al., 1974). Sur ce diagramme les spilites se détachent des basaltes et occupent un domaine bien particulier avec des valeurs de  $Al/3 - K$  comprises entre 50 et 100 et des valeurs de  $Al/3 - Na$  comprises entre 0 et -100.

Toutes les roches effusives du mélange appartiennent à ce domaine (diagramme A, fig. 50). Elles sont donc affectées par la spilitisation. Le fait était apparu lors de l'étude pétrographique des spilites et des diabases. Ce diagramme nous montre que les basaltes et les dolérites sont également spilitisés.

Le diagramme chimico-minéralogique de H. DE LA ROCHE sépare les domaines alcalins et tholéitiques (H. DE LA ROCHE, 1966, H. DE LA ROCHE et al., 1974) et permet de rattacher les spilites aux séries tholéitiques ou alcalines. Ce diagramme a été établi pour les roches éruptives du mélange de l'ITI (diagramme B, fig. 50). La séparation des spilites et diabases des autres roches y apparaît nettement. En effet, spilites et diabases se trouvent bien localisées dans le domaine alcalin, tandis que basaltes, dolérites et gabbros se situent dans le domaine tholéitique.

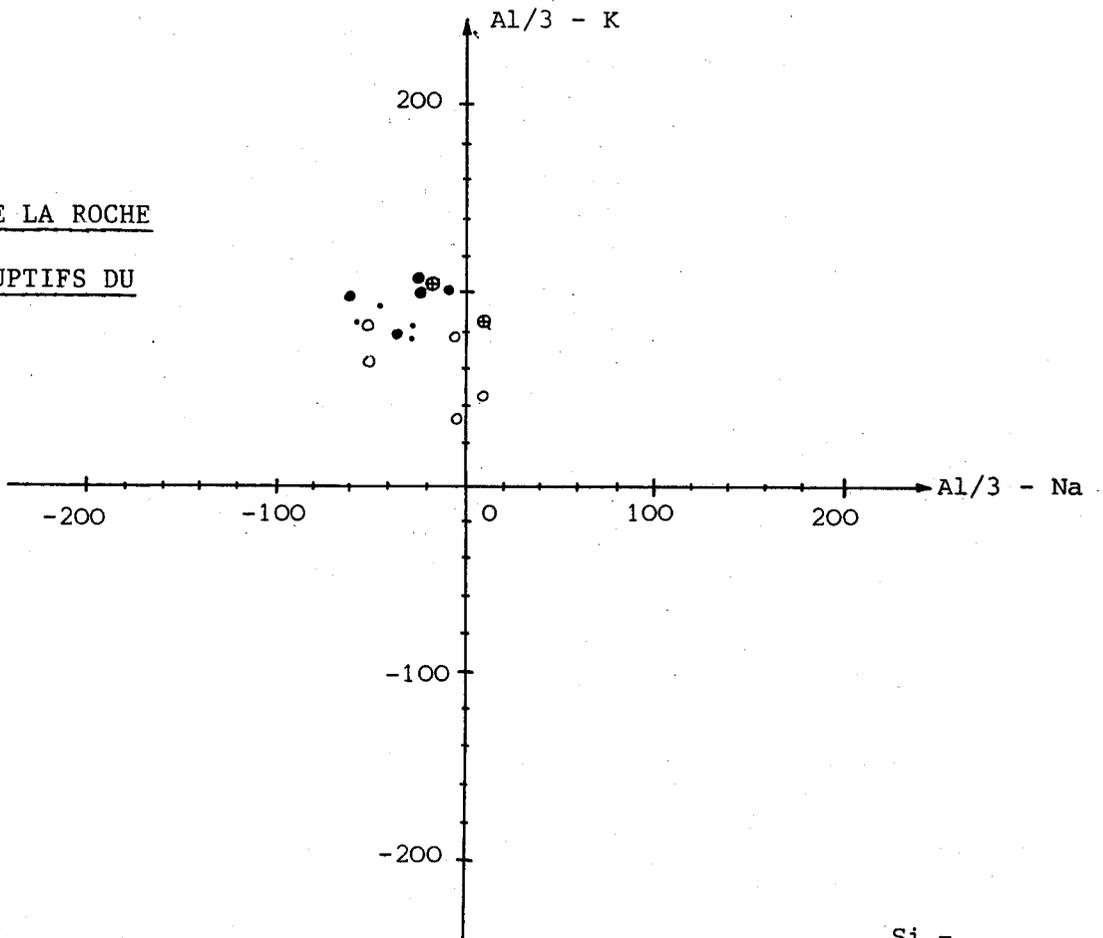
#### 5) Diagramme de DE LA ROCHE et LETERRIER (figure 51)

Récemment, DE LA ROCHE et LETERRIER (1973) ont proposé un diagramme chimique de classification des roches basaltiques qui est une transposition du tétraèdre minéralogique de YODER et TILLEY. Sur ce diagramme les lignées tholéitiques et alcalines se distinguent bien. Les différentes laves et roches de semi-profondeur y ont donc été reportées

Figure 50

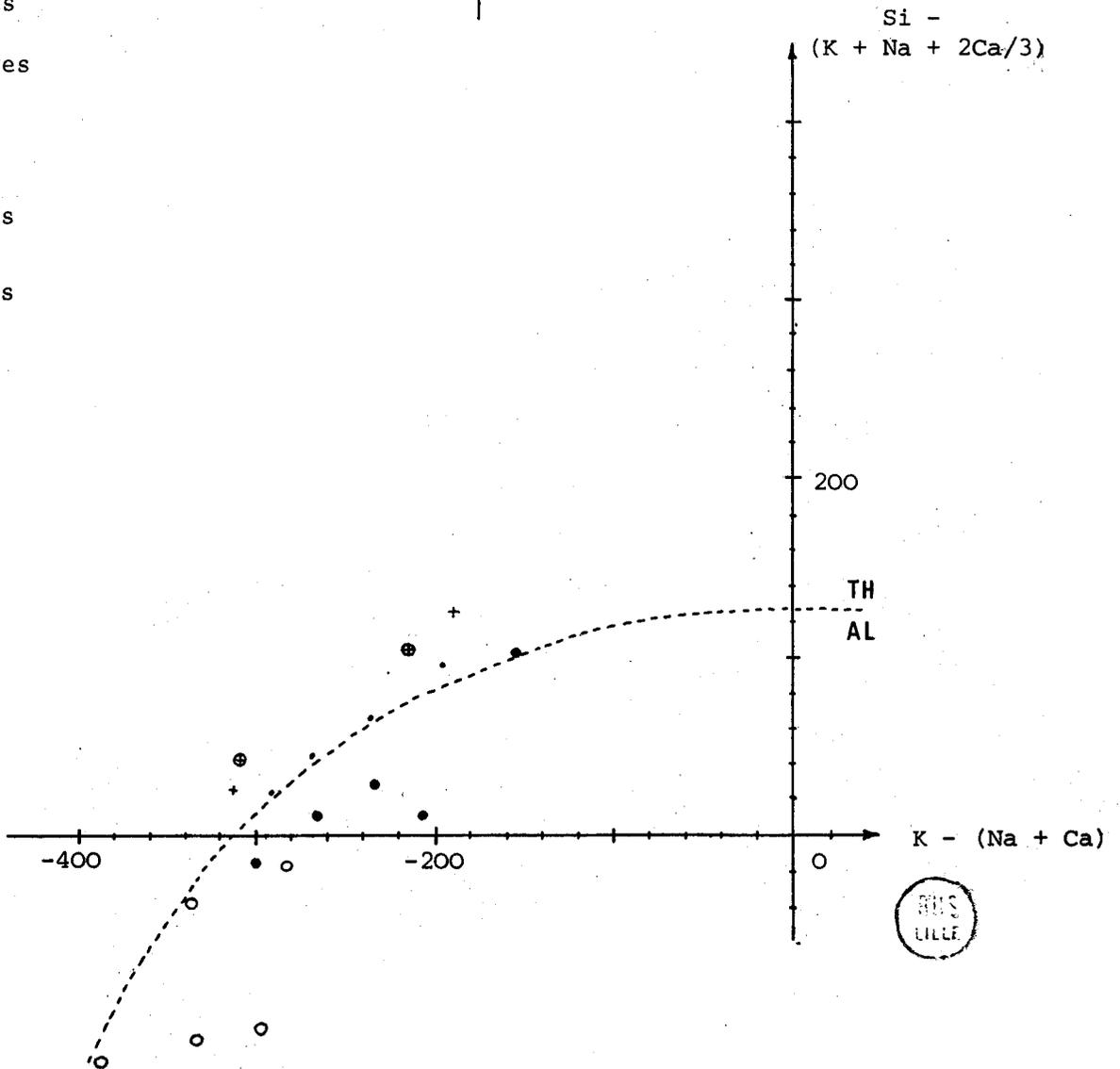
DIAGRAMMES DE DE LA ROCHE  
DES ELEMENTS ERUPTIFS DU  
MELANGE

**A**



- ⊕ Basaltes
- Dolérites
- + Gabbros
- Diabases
- Spilites

**B**

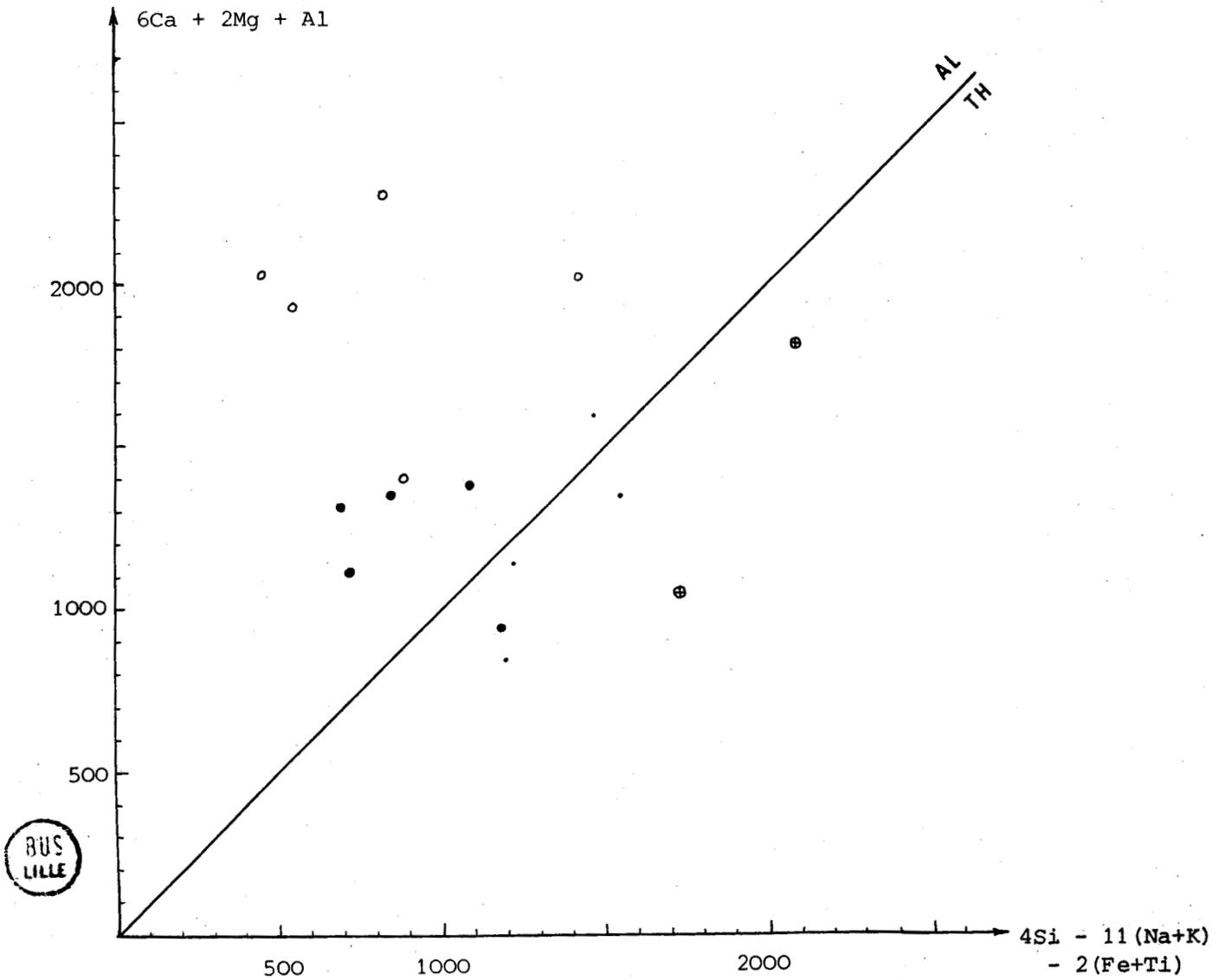


MUS  
LILLE

Figure 51

DIAGRAMME DE DE LA ROCHE ET LETERRIER DES  
ELEMENTS ERUPTIFS DU MELANGE

- Basaltes
- Spilites
- Dolérites
- Diabases



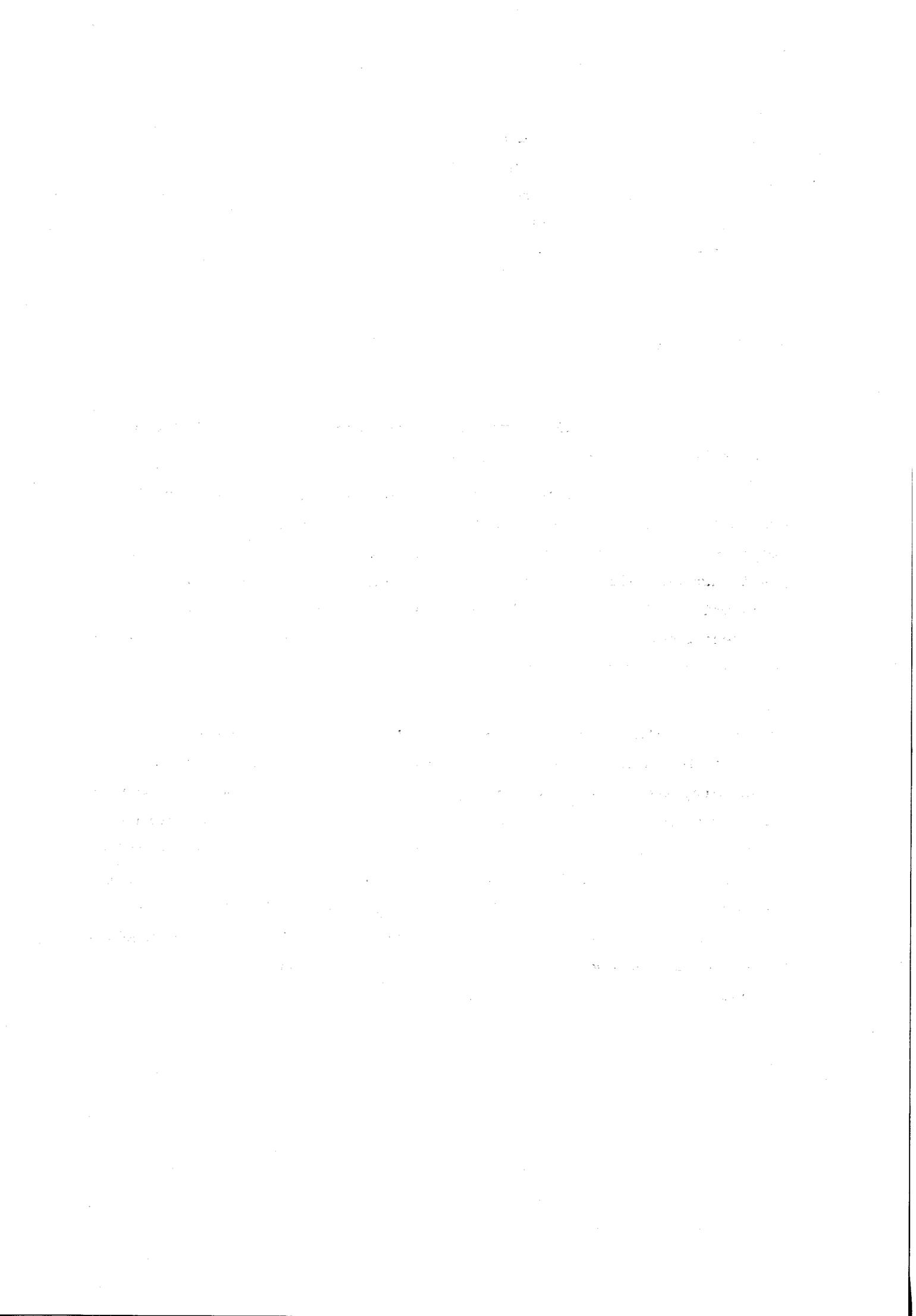
(fig. 51). La différence entre les spilites et diabases d'une part et les basaltes d'autre part y apparaît encore nettement. Les spilites et les diabases se regroupent bien dans le domaine alcalin (à une exception près) tandis que les basaltes et les dolérites occupent le champ tholéitique (à une exception près aussi).

#### V) CONCLUSIONS

L'étude du mélange pélagonien du massif de l'Iti a donc porté à la fois sur la matrice et sur les blocs exogènes.

L'analyse de la fraction argileuse de la matrice a montré que celle-ci était essentiellement composée d'illite et de montmorillonite, accessoirement de gibbsite, kaolinite et chlorite. La prépondérance de l'illite et la présence de gibbsite, kaolinite et chlorite indiquent que la zone de dépôt du mélange se situait à proximité d'un continent soumis à l'érosion. L'illite étant de diagenèse, un métamorphisme ne semble donc pas avoir affecté le mélange.

Le relevé des blocs exogènes du mélange a montré la grande diversité de ceux-ci. Parmi les blocs sédimentaires seuls ont été datés les blocs calcaires ; ils ont toujours donné un âge triasique. Les roches éruptives sont très bien représentées ; ce sont essentiellement des roches ultrabasiques et basiques, exceptionnellement des roches acides (granophyre). Les différents diagrammes géochimiques ont permis de différencier les gabbros, dolérites et basaltes des diabases et spilites ; le premier groupe en effet se révèle être de tendance tholéitique tandis que le deuxième s'est révélé être de nature alcaline. Enfin, les roches métamorphiques autres que les amphibolites sont exceptionnelles au sein du mélange.



LE MASSIF OPHIOLITIQUE DE PYRA

-----

I) INTRODUCTION

Il ne nous appartient pas de retracer ici l'historique détaillé des ophiolites. La littérature abonde sur ce sujet et on pourra se reporter à la thèse de JUTEAU (1975) où est présentée une rétrospective très complète de la question.

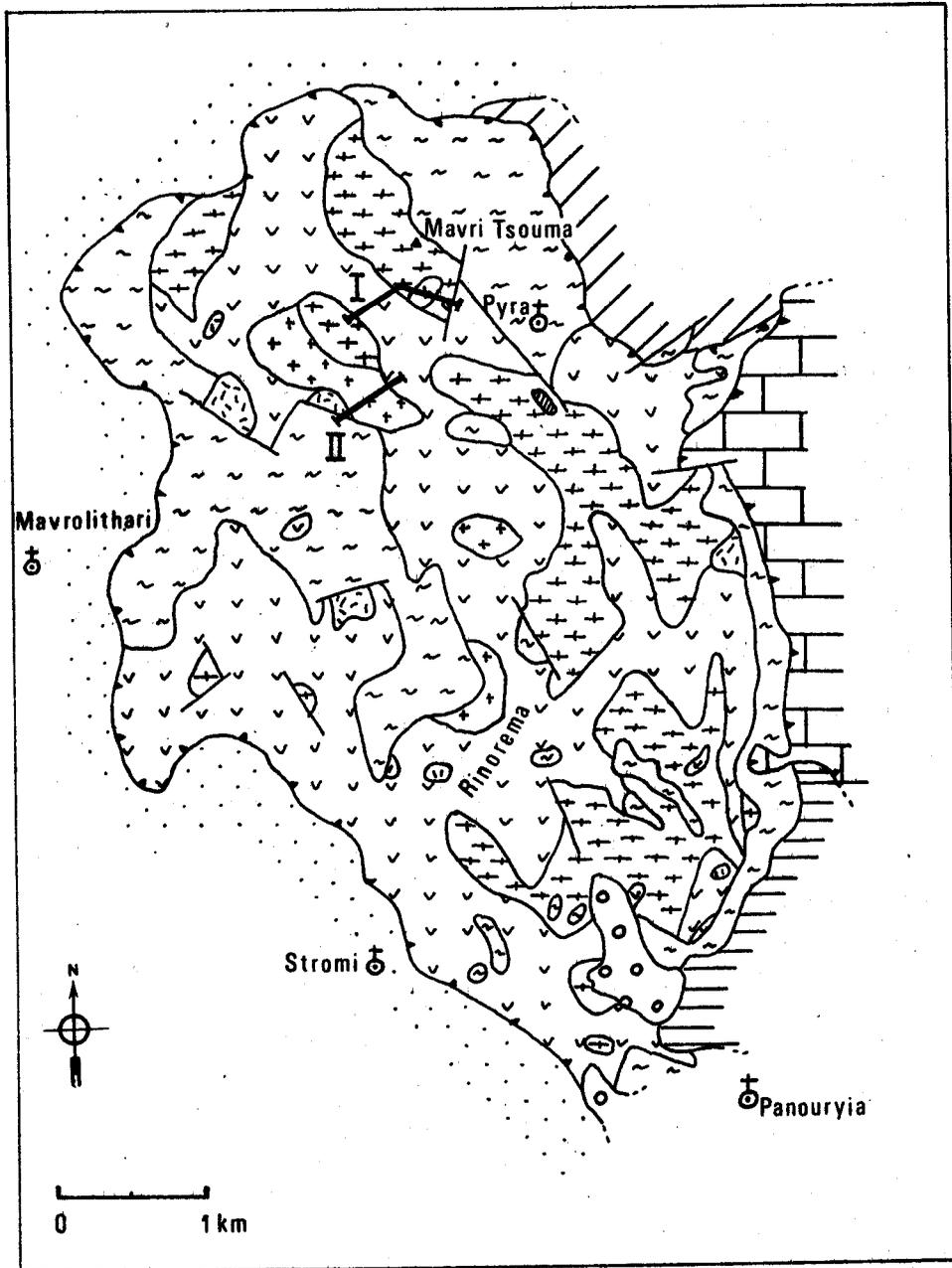
Il paraît toutefois utile de préciser le courant d'idées actuel sur la genèse des ophiolites. On reconnaît désormais que l'association ophiolitique naît tout au long des grandes dorsales océaniques (J. DEWEY et J. BIRD, 1970) ou au niveau des arcs insulaires (A. MIYASHIRO, 1973). Quant à la mise en place des ensembles ophiolitiques des chaînes de montagnes, l'hypothèse de l'obduction de ceux-ci sur les continents est souvent invoquée (R. COLEMAN, 1971). Les différents modèles pétrogénétiques proposés tendent donc à l'heure actuelle à placer l'origine des ophiolites au niveau des rides médio-océaniques (B. REINHARDT, 1969 ; E. MOORES et F. VINE, 1971 ; T. JUTEAU et al., 1973 ; J. TERRY, 1974).

II) GENERALITES SUR LE SECTEUR ETUDIE

Dans le massif de l'Iti affleure un petit massif ophiolitique. Il occupe, dans la partie méridionale du massif, un quadrilatère délimité par les villages de Pyra, Mavrolithari, Stromi et Pyra (fig. 52). Ce massif est donc de dimensions assez restreintes (15 km<sup>2</sup> environ) ; il est affecté de nombreux contacts anormaux qui empêchent souvent l'établissement de successions pétrographiques. Enfin, il est très affecté par la serpentinitisation.

Figure 52

CARTE DU MASSIF OPHIOLITIQUE DE PYRA



- |   |                     |   |                    |  |                            |
|---|---------------------|---|--------------------|--|----------------------------|
|  | Formations récentes |  | Roches volcaniques |  | Péridotites serpentinisées |
|  | Flysch du Parnasse  |  | Gabbros            |  | Mélange                    |
|  | Flysch béotien      |  | Amphibolites       |  | Calcaires jurassiques      |
|  | Série des Latsinies |  | Amphibololites     |  |                            |

INS  
LILLE

Pour ces raisons, il n'a pas été possible de retrouver tous les ensembles pétrographiques décrits habituellement dans les grands massifs ophiolitiques. Le but de mon travail a donc consisté en une description générale des différents types pétrographiques du massif de Pyra, un essai d'établissement des relations qui pouvaient exister entre ces types et une étude des différentes analyses géochimiques qui ont porté sur ce massif. L'établissement d'un modèle pétrogénétique serait parfaitement illusoire au niveau du massif ophiolitique du Pyra.

### III) DESCRIPTION DES DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES

Dans le massif de Pyra des roches appartenant à des catégories pétrographiques différentes ont pu être reconnues. Ainsi, sont représentées :

- des roches grenues ultrabasiques et basiques ;
- des roches filoniennes ;
- des roches volcaniques ;
- des roches métamorphiques (amphibolites).

#### A) LES ROCHES GRENUES

Afin de pouvoir situer dans le cortège ophiolitique les différentes roches reconnues au niveau du massif de Pyra, je donne ici la succession des termes que l'on reconnaît habituellement dans les grands ensembles ophiolitiques. Ainsi, d'après T. JUTEAU et al. (1973), on observe de bas en haut :

- des harzburgites à structures de tectonites, avec des passées dunitiques ;
- des péridotites de cumulats à lits de pyroxénolites ;
- un complexe grenu lité de roches à structures de cumulats magmatiques comprenant des péridotites avec ou sans feldspath, des gabbros à olivine et des pyroxénolites. Au sommet apparaissent des gabbros massifs suivis de tonalites, trondjhémites et granophyres ;

- au sein des cumulats, un complexe filonien de dolérites/diabases ;
- un empilement de laves en pillow-lavas ou en coulée massives.

Suivant les massifs, cette succession est bien sûr sujette à quelques variations.

### 1) Les péridotites foliées

Elles se rencontrent rarement. On ne les observe qu'au niveau du Mavri-Tsouma, le rocher noir qui domine Pyra.

A l'affleurement, ces roches présentent une foliation nette avec des gros cristaux de pyroxènes qui ressortent en relief de l'ensemble de la roche.

En lame mince, on peut voir un fond d'olivine complètement altéré en serpentine (antigorite) de couleur verdâtre. Les orthopyroxènes, très altérés en bastite, forment de grands cristaux. Ils présentent souvent des clivages flexueux et des extinctions roulantes. Quelques clinopyroxènes parsèment la roche et montrent les mêmes indices de déformations que les orthopyroxènes. Localement, on peut observer des concentrations de spinelles brunes. Enfin, on peut voir des petits agrégats d'olivine recristallisée, se localisant dans le plan de foliation de la roche et dans le sens d'étirement des pyroxènes.

Dans la classification de E. JACKSON (1968) ces roches appartiennent aux harzburgites ; elles renferment toutefois un faible pourcentage de clinopyroxène. Elles présentent une foliation nette et des indices de déformation. Il semble donc que l'on ait affaire à des péridotites foliées sans plagioclase ou encore à des harzburgites à structure de "tectonites".

## 2) Les péridotites grenues

Ces roches constituent une grande partie du massif. Elles constituent les crêtes aux formes lourdes qui parcourent le massif.

A l'affleurement elles présentent toujours le même aspect : roche vert foncé à patine d'aspect cireux, parfois rousse. On peut parfois y voir de grands cristaux de pyroxène.

En lame mince, elles présentent toujours le faciès de harzburgite soit pure soit à clinopyroxène. Le fond de la roche est constitué par un réseau de serpentine maillée qui entoure parfois des reliques d'olivine. Les orthopyroxènes, qui peuvent composer jusqu'à 35 % de la roche, sont la plupart du temps altérés en bastite. Les clinopyroxènes, assez rares et de petite taille, présentent parfois des indices de déformations (clivages flexueux, extinctions roulantes) ; leurs clivages sont souvent occupés par des minéraux d'exsolution. Autour des cristaux de pyroxènes on peut observer par endroits des petits agrégats de cristaux isogranulaires d'olivine de recristallisation qui présentent de nombreux points triples. Enfin, des flots de chromite parsèment la roche.

Les péridotites grenues du massif de Pyra sont donc très serpentinisées ; ce sont toujours des harzburgites où les orthopyroxènes sont plus ou moins abondants. Je n'ai pu observer de litage particulier au sein de ces péridotites. Toutefois, les variations de pourcentage des pyroxènes suggèrent que ces péridotites appartenaient aux cumulats ultramafiques que l'on observe fréquemment au-dessus des péridotites foliées au sein des grands ensembles ophiolitiques (T. JUTEAU et al., 1973). La serpentinitisation aurait effacé le litage originel de la roche.

## 3) Les gabbros

Plusieurs masses de gabbros ont pu être repérées au sein du massif ophiolitique de Pyra. Il est apparu que ceux-ci étaient composés soit de gabbros bien lités, soit de gabbros massifs ne présentant aucun litage particulier.

a) Les gabbros lités

Il existe un affleurement de ceux-ci le long de la route Pyra-Mavrolithari, à 500 m environ du village de Pyra.

Dans le talus de la route, ainsi qu'en contrebas, on peut en effet observer un bel ensemble de gabbros lités à pendage assez fort vers le Sud. Il s'agit d'une alternance assez régulière de lits très riches en ferromagnésiens et de lits feldspathiques ; chaque lit a une épaisseur moyenne de 5 cm environ.

Un échantillon pris au niveau de la route montre en lame mince un mésocumulat où les minéraux cumulus sont constitués par la bytownite (An 76) et où le matériel intercumulus est représenté par des niveaux opaques très abondants et de l'amphibole verte. Il est vraisemblable que cette roche a subi une transformation secondaire, avec notamment développement des amphiboles vertes aux dépens des pyroxènes qui subsistent par place à l'état de reliques à l'intérieur des amphiboles. Les plagioclases sont également très épigénisés en préhnite. La roche primitive devait être un gabbro à structure de cumulat ayant subi une amphibolitisation ultérieure.

En contrebas de la route, la transformation de la roche est plus nette encore. Si la structure litée est encore visible, des transformations minérales importantes se sont produites. On assiste au développement de minéraux tels que la pistachite et le sphène. La hornblende verte est largement cristallisée et constitue le seul minéral ferromagnésien. Les plagioclases ont tendance à recristalliser entre eux et prennent des contours indentés ; ils sont aussi plus acides (andésine, An 35). L'apatite est relativement abondante. Enfin, la structure en mésocumulat a tendance à s'effacer. Il est donc évident qu'ici la roche gabbroïque a subi un métamorphisme et il convient de parler de métagabbro.

b) Les gabbros massifs

La plupart des masses gabbroïques sont formées de gabbros massifs à structure équante.

Ils présentent une structure de mésocumulat bien développée. Les minéraux-cumulus sont constitués par du labrador (An 62) qui ne présentent pas de zonation mais sont parfois altérés en préhnite. Le matériel intercumulus est composé par du diallage et un peu de hornblende brune qui cristallise à la périphérie du pyroxène. De l'actinote pâle se développe fréquemment aux dépens du pyroxène.

En de nombreux points, l'ouralitisaiton envahit totalement le pyroxène. Toutefois, le plagioclase n'évolue pas vers le pôle albitique et conserve sa composition de labrador. Les gabbros auraient donc tendance à évoluer vers les épidiiorites, sans cependant en prendre la composition type.

#### 4) Les diorites

Ces roches sont rares ; je n'ai pu observer qu'un affleurement de celle-ci non loin du sommet du Mavri-Tsouma. On y note en effet la présence d'une inclusion dioritique au sein d'un massif gabbroïque. Cette diorite, de couleur claire, tranche sur la teinte sombre du gabbros. A l'oeil nu, on peut y voir un fond feldspathique blanc dans lequel se développe de grandes baguettes d'amphiboles.

La roche encaissante est un gabbro à structure de mésocumulat où les minéraux-cumulus sont constitués par du labrador très altéré (An 58) ; la phase intercumulus est constituée par la hornblende verte assez trappue qui englobe fréquemment du clinopyroxène. On remarque aussi quelques baguettes d'apatite.

La diorite est composée de grands cristaux d'andésine (An 32) montrant souvent des flots d'altération en préhnite et constituant la phase cumulus. Le matériel intercumulus est constitué par la hornblende verte en grandes baguettes et relativement peu abondante. L'apatite est également présente sous forme de fines aiguilles très allongées. Cette diorite présente également une structure de mésocumulat.

Le contact entre le gabbros et la diorite se fait brutalement par modification des phases minérales avec le passage du labrador

à l'andésine sans transition et la disparition du pyroxène (contact de phase ; E. JACKSON, 1971) ; il y a également accroissement de la taille des feldspaths et allongement des amphiboles (contact morphologique ; E. JACKSON, 1971).

Cette diorite représente sans doute un résidu acide de la différenciation magmatique ainsi qu'on en observe souvent dans les grands ensembles ophiolitiques (T. JUTEAU et al., 1973) ; cependant, ces résidus sont plus souvent des diorites quartziques que des diorites simples.

## B) LES ROCHES FILONIENNES

Les roches du cortège filonien s'observent au sein des harzburgites serpentinisées et des gabbros. Elles sont assez rares par rapport aux autres roches du massif ophiolitique de Pyra.

### 1) Filons au sein des harzburgites

Les harzburgites serpentinisées sont injectées parfois de filons de dolérites. A l'affleurement ces roches sont de couleur vert pâle et la structure doléritique, encore visible à la loupe, a tendance à s'estomper.

En lame mince on peut voir des phénocristaux automorphes d'augite, titanifère parfois, marqués par un début de serpentinsation. Les plagioclases sont complètement isotropisés ou altérés en préhnite. Le fond de la roche est composé d'un mélange de chlorite, de préhnite et de minéraux opaques.

Un filon de microgabbros intrusif dans les harzburgites a également été trouvé. En plaque mince la roche révèle une structure microgrenue simple. Elle est composée de hornblende brune, de clinopyroxène et de feldspaths complètement isotropisés. Très localement on peut observer des petites plages de préhnite, calcite ou chlorite.

## 2) Filons au sein des gabbros

Les massifs de gabbros contiennent également quelques filons de dolérites. Ainsi, le long de l'ancienne route menant de Stromi vers Mavrolithari, on peut observer un filon de taille importante au sein d'un gabbro. La structure doléritique est bien visible à l'oeil nu. Au centre du filon on assiste au développement de phénocristaux d'une taille d'un demi-centimètre environ.

En lame mince, la bordure du filon montre un enchevêtrement de lattes de labrador (An 63) où les interstices sont occupés par du clinopyroxène (pigeonite ?) quelquefois ouralitisé, de la hornblende verte assez abondante, quelques plages de chlorite, et des minéraux opaques. La roche présente donc une structure intersertale nette.

Le coeur du filon montre la même association minérale. On assiste cependant au développement de phénocristaux de labrador (An 58 ; détermination à la platine universelle) et de clinopyroxène. Le reste de la roche est composée d'une dolérite à structure intersertale avec des baguettes de labrador (An 50), de clinopyroxène et de la hornblende verte.

Dans le talus de la route menant de Pyra à Mavrolithari, à 300 m environ du village de Pyra on peut voir un petit massif de gabbro parcouru par un réseau de filons doléritiques assez ténus. Au microscope la roche montre une structure subophitique avec des plagioclases indéterminables et plus ou moins altérés, un fin enchevêtrement d'aiguilles d'actinote et des minéraux opaques.

## C) LES ROCHES VOLCANIQUES

Les roches volcaniques constituent de petites masses dispersées au sein du massif de Pyra. Elles sont relativement peu abondantes ; en particulier, les laves à débit en pillow-lavas n'ont pas été trouvées. Les roches volcaniques rencontrées peuvent être classées en deux catégories : brèches volcaniques et laves massives.

### 1) Les brèches volcaniques

Ce sont les plus fréquentes parmi les roches volcaniques du massif. Leur aspect bréchiq ue apparaît nettement à l'affleurement. Elles présentent souvent un débit en boules dû à l'altération.

Ces brèches montrent une association de débris anguleux de laves diverses (vitreuses, microlitiques, sphérolitiques, spilitiques) et de dolérites cimentés par une matrice peu abondante de chlorite, parfois de calcite ou même de calcidoine. La taille des débris varie entre 1 mm et 5 cm. Ces débris ne sont pas granoclassés.

Ces brèches correspondent sans doute à des brèches d'explosion, appelées encore brèches pyroclastiques (T. JUTEAU, 1975).

### 2) Les laves

Elles forment quelques rares petites masses éparpillées au sein des massifs. Elles présentent un aspect massif ; le débit en boule qu'elles adoptent parfois n'est que le fait de l'altération.

Ces laves présentent une structure microlitiques, parfois subdoléritique composée de fines lattes de plagioclase (labrador, An 50-55), de cristaux de clinopyroxène incolore et de minéraux opaques. Le tout cimenté par un verre qui peut être épigénisé en chlorite, parfois en calcite.

Ces laves répondent donc à la définition de basaltes aphanitiques.

### D) LES AMPHIBOLITES

Les amphibolites se rencontrent fréquemment au sein du massif de Pyra dont elles constituent les roches les plus abondantes après les péridotites serpentinisées. Elles forment donc des masses assez importantes et plusieurs faciès ont pu être discernés parmi elles.

1) Les amphibolites microplissées

Ce type d'amphibolites n'a été rencontré qu'au Nord du Mavri-Tsouma. A l'affleurement, on peut voir une roche verdâtre, schistosée et affectée de fines ondulations. En lame mince, on observe un litage de la roche avec une alternance régulière de lits composés soit de feldspath et quartz finement cristallisés, avec parfois de la clinozoïsite, soit de fines aiguilles microscopiques d'amphibole vert pâle. On assiste au développement de grands cristaux d'amphibole jaune-verdâtre (pargasite). La roche est plissée en microplis assez ouverts qui affectent le litage et les grands cristaux d'amphibole. La structure d'ensemble de la roche est finement granonématoblastique.

2) Les amphibolites massives

C'est ce type qui est le plus répandu. On peut y distinguer plusieurs faciès qui se différencient par la taille et la nature des minéraux exprimés.

a) Amphibolites à structure nématoblastique fine

Ces amphibolites sont de couleur vert foncé. A l'oeil, on ne distingue aucun minéral et l'aspect général est soyeux. En plaque mince, on peut noter la présence d'un litage assez fin avec une alternance de lits essentiellement amphiboliques et de lits feldspathiques et amphiboliques. Il y a aussi parfois présence de petits clinopyroxènes incolores (diopside ?). Les aiguilles d'amphiboles vertes sont toutes orientées dans la même direction, ce qui confère une sorte de pléochroïsme d'ensemble à la roche. Enfin, on peut observer de nombreux cristaux d'amphibole verte à vert pâle (hornblende verte et pargasite) que la foliation d'ensemble moule bien ; ces cristaux sont donc antérieurs à la foliation.

b) Amphibolites à structure granonématoblastique

Au sein de ces amphibolites, des différences s'observent au niveau des paragenèses minérales. On peut noter en effet des amphibolites à hornblende verte et des amphibolites à pargasite.

α) Les amphibolites à hornblende verte

Ce sont les plus répandues. Elles ont une teinte d'ensemble verte et les cristaux d'amphibole et de feldspath sont bien visibles à l'oeil nu. Ces cristaux sont nettement orientés et confèrent donc un caractère folié à la roche.

L'examen microscopique révèle la présence de nombreuses aiguilles de hornblende verte bien développées et de cristaux de plagioclases de composition variable (An 41 à An 60). Le sphène est présent dans la plupart des échantillons. Certains de ceux-ci ont montré des plages de clinopyroxènes incolores ou vert-clair qui semblent être primaires. Enfin, la clinozoïsite et l'apatite, plus rarement, s'observent également.

β) Les amphibolites à pargasite

La couleur de la roche est plus claire que précédemment ; la structure est néanmoins la même.

Au microscope, on peut observer de grands cristaux de pargasite vert très pâle à rigoureusement incolore. Le plagioclase (An 61 dans un échantillon) prend une structure microgranulaire et semble secondaire par rapport aux amphiboles. Il peut parfois être altéré en zéolite. Du clinopyroxène incolore (diopside ?) s'observe également fréquemment ainsi que le sphène et l'apatite. Enfin, un échantillon a montré de nombreux petits grenats disséminés à travers toute la roche.

3) Une amphibololite

Au niveau du cumulat gabbroïque de la route de Pyra, déjà décrit précédemment, on peut observer un petit massif d'amphibololites

sécant par rapport au litage du cumulat. A l'affleurement, c'est une roche de couleur vert foncé au sein de laquelle on peut voir se développer de grands cristaux d'amphibole.

L'étude en plaque mince montre que la roche est exclusivement composée de grandes aiguilles allongées d'amphibole vert pâle (pargasite) et de cristaux plus petits également de pargasite qui remplissent les espaces et les interstices laissés entre les grands cristaux.

Cette amphibololite recoupe le litage du cumulat. Il pourrait donc s'agir d'un ancien dyke ayant été métamorphisé sous le faciès amphibolite (le gabbro du cumulat a subi une amphibolitisation) ou cristallisation particulière s'étant effectuée au niveau d'une faille.

#### IV) RELATIONS ENTRE LES FACIES PETROGRAPHIQUES

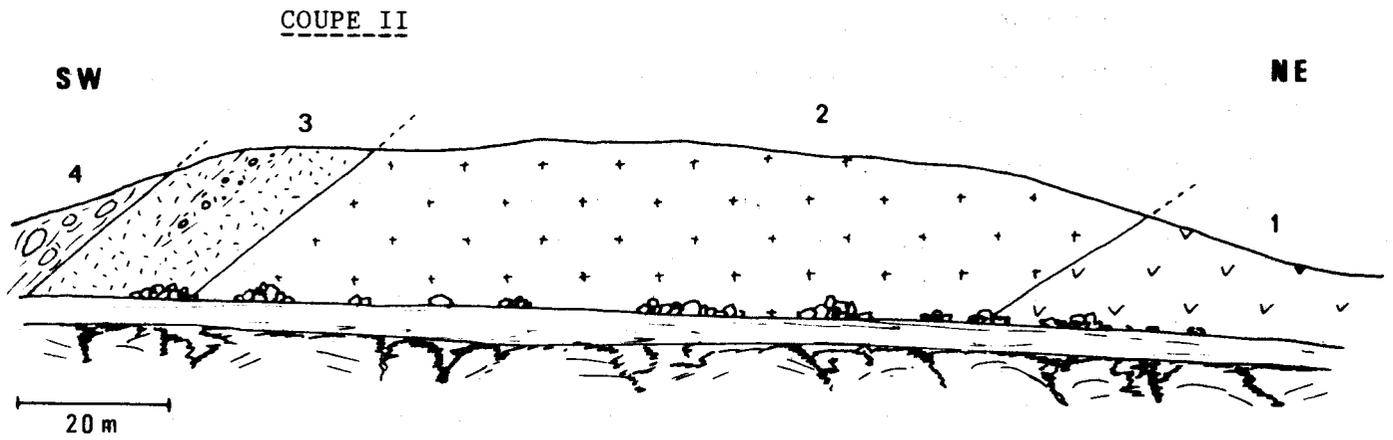
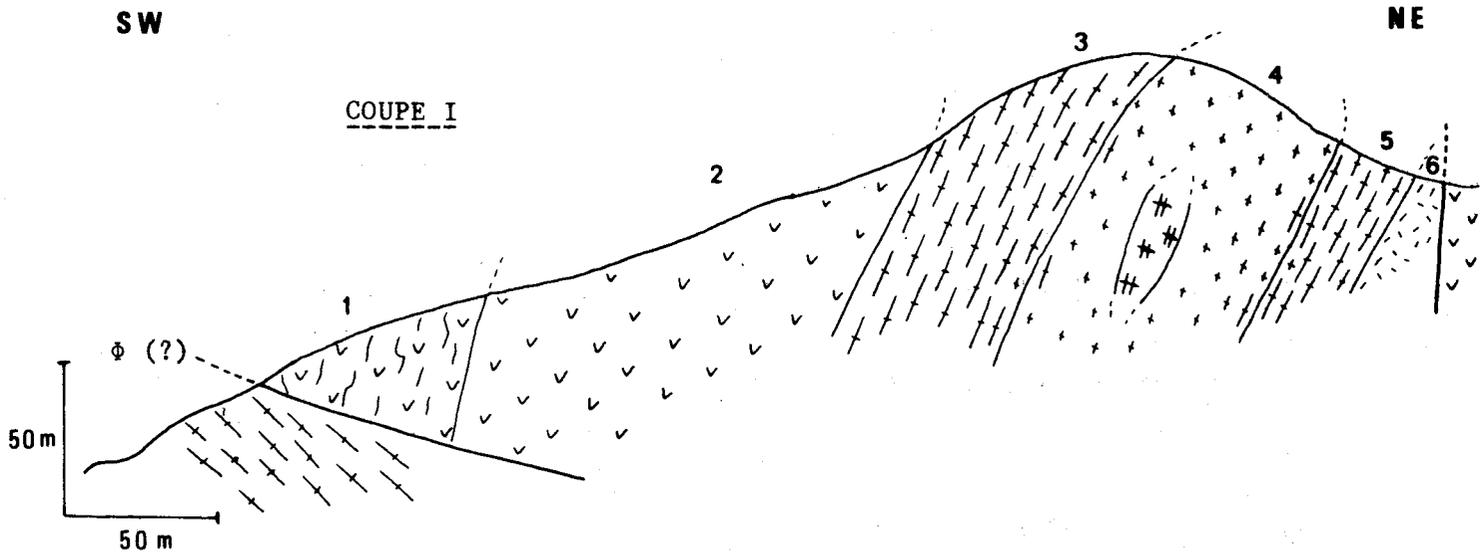
Le massif ophiolitique de Pyra est affecté de nombreux contacts anormaux. Les relations entre les différents termes pétrographiques ne sont donc pas facilement discernables. Toutefois, en quelques points, il est possible de lever des coupes qui montrent la succession de certains de ces termes.

##### A) COUPE DU MAVRI-TSOUMA (Coupe I, Fig. 53)

Le Mavri-Tsouma est un imposant rocher noir qui domine, à l'Ouest, le village de Pyra. Son versant sud montre la plupart des faciès pétrographiques observés sur l'ensemble du massif ophiolitique de Pyra. Une coupe peut être donnée à partir de la route Pyra-Mavrolithari et en se dirigeant vers le sommet (coupe I). On observe d'abord une série d'amphibolites massives à structure d'abord granonématoblastique puis à structure nématoblastique très fine. Ensuite, on relève les termes suivants :

Figure 53

COUPES DANS LE MASSIF OPHIOLITIQUE DE PYRA



 Mélange

 Laves

 Brèches volcaniques

 Diorites

 Gabbros

 Amphibolites

 Péridotites serpentinisées

 Péridotites foliées

BUS  
LILLE

(1) des péridotites complètement serpentinisées qui reposent sur les amphibolites précédentes (peut-être par contact anormal). En de nombreux points, on peut noter une foliation de la roche que souligne l'allongement des cristaux de pyroxène qui ressortent de la roche (50 m) ;

(2) des péridotites serpentinisées qui ne présentent plus trace de foliation (300 m). Ce sont des roches de teinte vert foncé à patine cireuse. Elles sont fragiles et se cassent facilement au marteau. Certains niveaux sont assez riches en pyroxènes ;

(3) des amphibolites massives à structure granonématoblastique. La foliation est nette ; le plan général de foliation pend fortement vers le Sud-Ouest (100 m) ;

(4) un gabbro à gros grains et à structure de mésocumulat (100 m) ; le passage des amphibolites au gabbro se fait de façon régulière par disparition progressive de la foliation et accroissement des cristaux. Ce gabbro contient en outre une inclusion métrique de diorite ;

(5) de nouveau des amphibolites identiques à celles du niveau (3) ;

(6) un petit massif de lave (basalte) se débitant en boule par l'altération (20 m).

B) COUPE DE LA ROUTE PYRA-MAVROLITHARI (Coupe II, Fig. 53)

Dans le talus de la route menant de Pyra à Mavrolithari, à 2 km environ du village de Pyra, on peut observer la coupe suivante :

(1) des péridotites massives complètement serpentinisées ; elles ne présentent pas de foliation ;

(2) des gabbros assez clairs et altérés ne présentant pas de litage particulier (150 m) ; on passe des péridotites serpentinisées aux gabbros sans transition par l'intermédiaire d'une zone légèrement broyée ;

(3) des laves massives d'une teinte grise à verdâtre (20 m) ; elles sont associées à quelques niveaux de brèches volcaniques ;

(4) le mélange.

Ces deux coupes montrent donc la succession des principaux faciès pétrographiques. Toutefois, il n'est pas sûr que certaines de ces successions soient normales. Sur la coupe I en particulier, la nature du contact entre les péridotites massives serpentinisées (2) et les amphibolites (3) ainsi qu'entre les amphibolites (5) et les laves (6), n'a pu être définie précisément. Sur la coupe II, gabbros et serpentines sont séparées par une zone légèrement broyée. Ces coupes ont cependant l'intérêt de montrer la succession, apparemment normale, de plusieurs types pétrographiques.

#### C) AUTRES OBSERVATIONS

Sur le terrain le passage des gabbros aux amphibolites peut s'observer également au Sud-Ouest du Mavri-Tsouma ; on a la transition graduelle depuis des gabbros à gros grains jusqu'à des amphibolites à foliation bien nette et à structure granonématoblastique.

Les massifs de gabbros et d'amphibolites sont toujours en contact avec les péridotites massives serpentinisées.

Le réseau de filons de dolérites semblent être plus développé au sein des gabbros qu'au sein des péridotites.

Enfin, les massifs de laves reposent aussi bien sur les péridotites que sur les gabbros et les amphibolites ; elles paraissent donc avoir été fréquemment décollées de leur soubassement.

Figure 54



E ch.	W75-	W75-	W75-	W76-	W76-	W75-	W75-	W75-	W75-	W75-	W75-	W76-
	297	360	361	103	94	288	294	402	502	298	368	102
Nat.	G	G	G	G	DI	D	D	D	D	B	B	B
SiO <sub>2</sub>	45,65	48,71	50,54	48,05	59,22	38,84	50,55	50,55	33,81	45,11	52,70	50,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,64	17,18	16,47	18,52	18,79	14,13	14,82	14,46	14,83	15,17	15,24	14,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t.</sup>	4,07	6,78	5,78	5,37	3,94	9,73	10,28	11,76	8,90	12,64	10,71	11,37
MnO	0,10	0,13	0,12	0,08	0,08	0,31	0,19	0,26	0,17	0,30	0,12	0,17
MgO	7,36	8,92	8,60	10,52	1,49	9,54	7,57	4,48	15,05	5,20	4,32	6,06
CaO	11,67	11,64	12,98	11,82	6,35	16,05	9,65	7,16	16,78	9,02	5,50	7,39
Na <sub>2</sub> O	1,57	2,68	2,43	2,07	6,53	0,09	2,76	5,05	0,10	3,65	5,72	4,68
K <sub>2</sub> O	0,12	0,16	0,12	0,30	0,38	0,02	0,84	0,12	0,00	0,30	0,02	0,24
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,66	0,56	0,20	0,70	1,53	1,24	2,02	1,04	1,57	2,59	1,11
P.F.	5,44	2,89	1,07	2,68	2,14	8,30	1,65	3,73	9,29	7,19	2,60	4,10
Total	99,72	99,75	98,67	99,61	99,62	98,54	99,55	99,59	99,97	100,15	99,52	100,14

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU MASSIF OPHIOLITIQUE DE PYRA

G = Gabbros

DI = Diorites

D = Dolérites

B = Basaltes

V) ANALYSE DES DONNEES GEOCHIMIQUES

Comme pour les blocs éruptifs du mélange, des analyses chimiques ont été effectuées sur plusieurs échantillons provenant du massif ophiolitique de Pyra. Ces analyses ont porté sur des gabbros, diorites, dolérites et basaltes ; les résultats sont donnés dans le tableau de la figure 54. Il y apparaît que les échantillons de dolérites W 75-288 et W 75-502 sont très altérés ; il y a en effet un lessivage important de la silice et des alcalins, et un enrichissement en chaux et en magnésium. Cette altération a d'ailleurs été confirmée par l'étude en lame mince.

Les différentes données ont été reportées dans des diagrammes afin d'essayer de définir à quelle tendance évolutive appartiennent les roches du massif ophiolitique de Pyra. Les analyses sont relativement peu abondantes, aussi les résultats ne peuvent donner guère plus qu'une indication sur cette tendance.

A) LES ROCHES ERUPTIVES

1) Diagramme silice/alcalin (Fig. 55 A)

Sur ce diagramme, les points représentatifs des gabbros, diorites, dolérites et basaltes se répartissent sur les trois domaines. Les gabbros sont bien groupés dans le domaine tholéitique, mais les dolérites, les basaltes et la diorite se situent dans le domaine alcalin, parfois calco-alcalin. Comme on l'a vu pour les roches éruptives du mélange, ce diagramme est à interpréter avec précautions. En effet, la spilitisation, correspondant entre autre à un enrichissement en alcalin, peut provoquer le déplacement dans le champ alcalin de certaines roches.

2) Diagramme A - F - M (Fig. 55 B)

Sur ce diagramme, on constate que l'ensemble des points se regroupe bien selon une courbe occupant un domaine intermédiaire entre

Figure 55

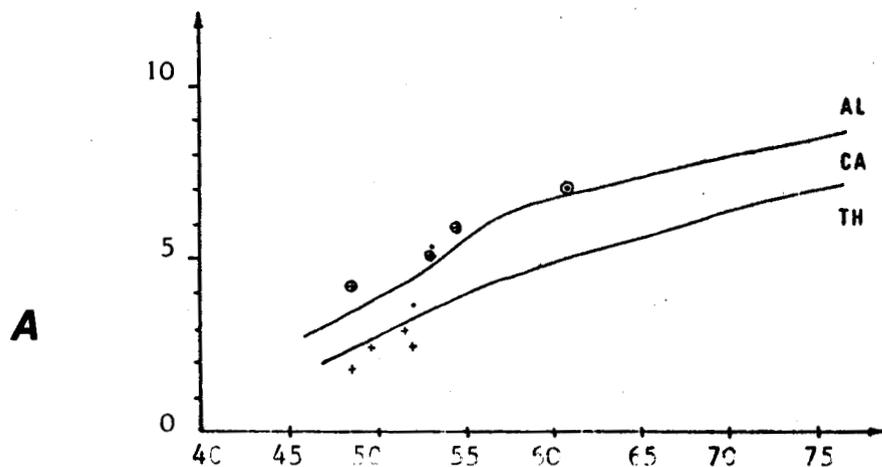


DIAGRAMME SILICE/ALCALINS  
DES ROCHES ERUPTIVES DU  
MASSIF OPHIOLITIQUE  
DE PYRA

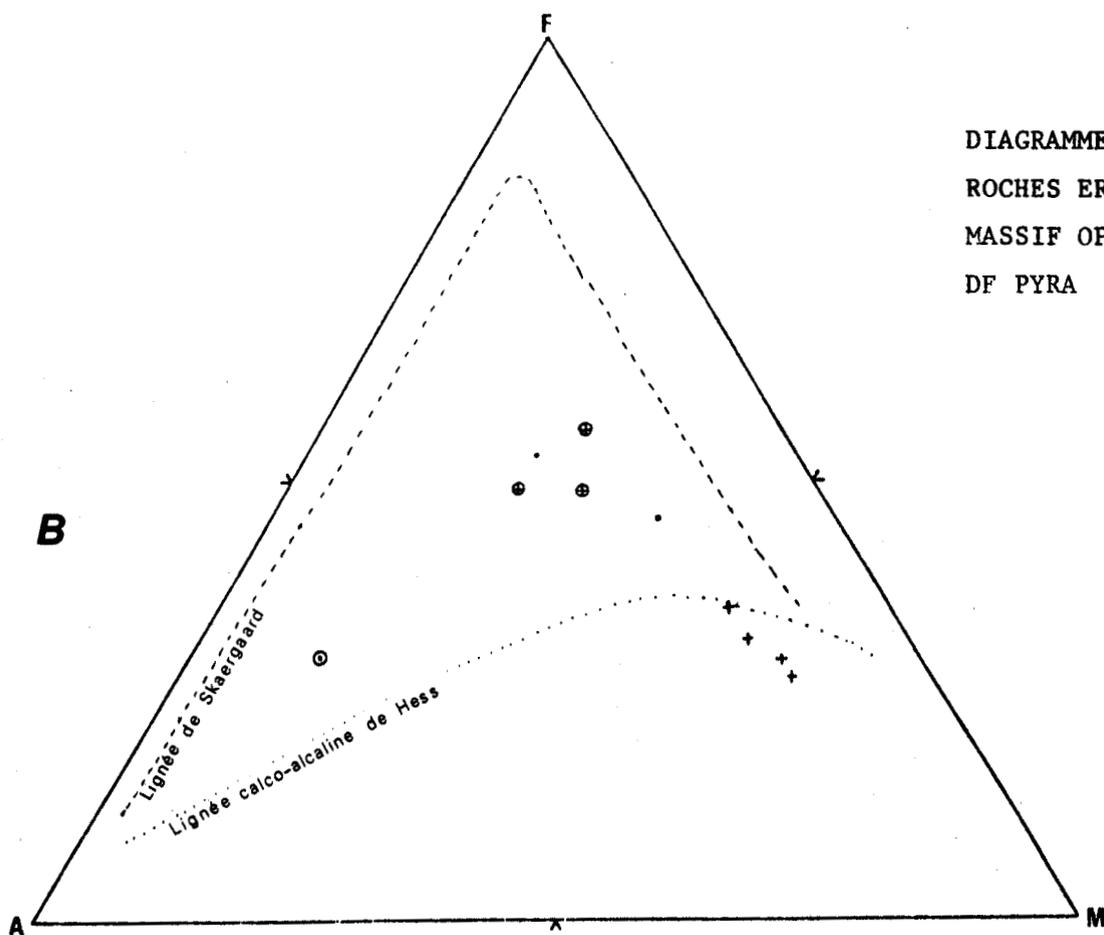


DIAGRAMME A-F-M DES  
ROCHES ERUPTIVES DU  
MASSIF OPHIOLITIQUE  
DE PYRA

⊙ Diorites

. Dolérites

. Gabbros

● Basaltes



la courbe tholéitique (type Skaergaard) et courbe calco-alcaline de HESS.

### 3) Diagrammes de MIYASHIRO (Fig. 56)

Les différents diagrammes de Miyashiro confirment la tendance tholéitique des roches basiques de Pyra. On assiste en effet à un faible accroissement de la teneur en silice quand le rapport  $FeO^+/MgO$  augmente ; par contre, la teneur en  $FeO^+$  et en  $TiO_2$  s'accroît nettement avec l'augmentation de ce même rapport. Toutefois, la tendance tholéitique n'est pas pure, car on observe des roches dans le domaine calco-alcalin (les gabbros surtout). Selon la classification de MIYASHIRO (1975), l'ensemble des roches du massif ophiolitique de Pyra appartiendrait à la classe II : série tholéitique avec roches dans le domaine calco-alcalin.

### 4) Diagrammes de DE LA ROCHE (Fig. 57)

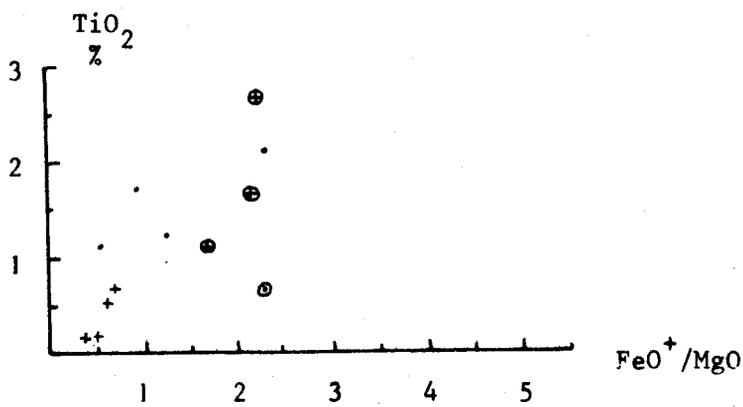
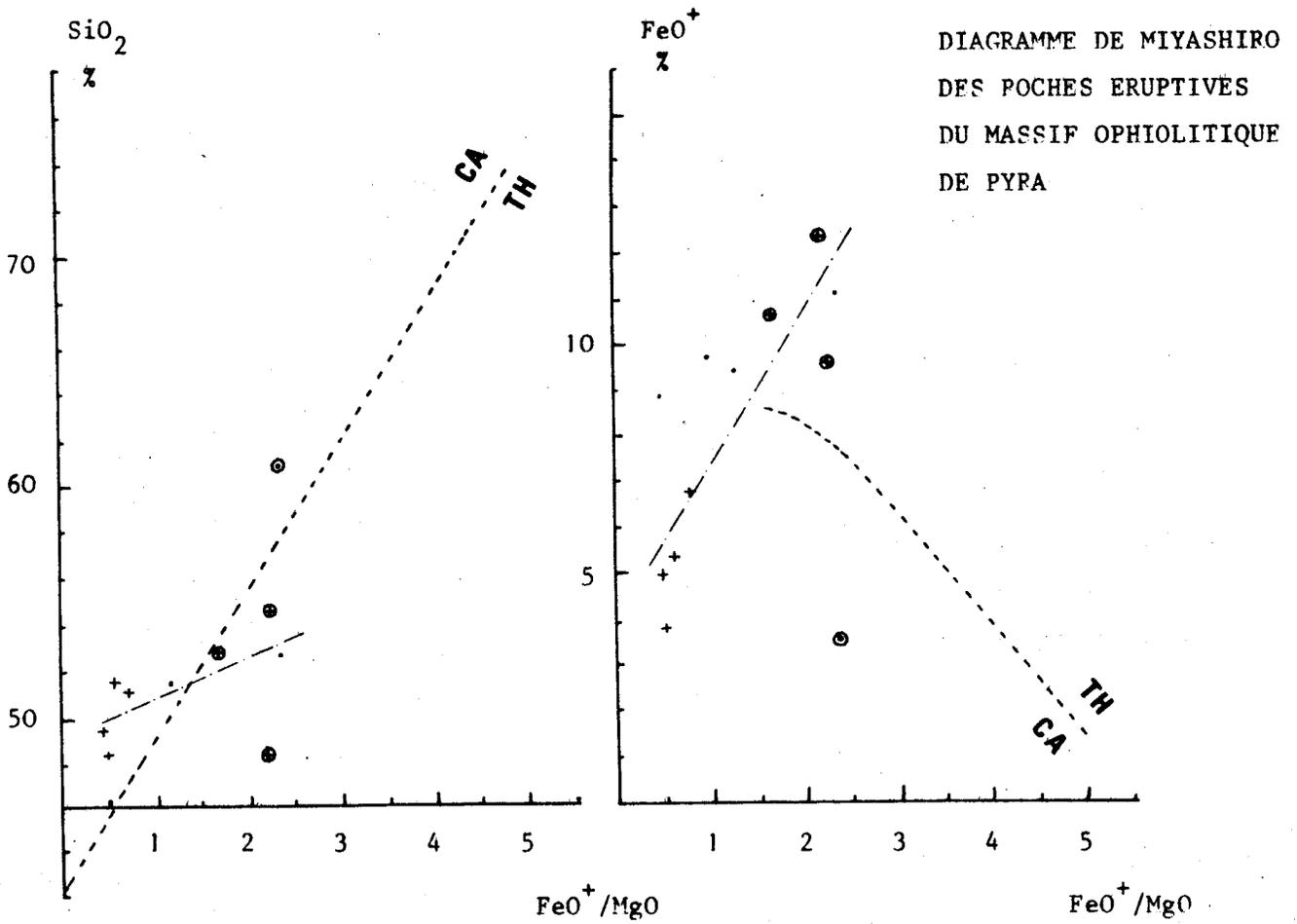
Dans le diagramme  $Al/3-K = f(Al/3-Na)$  (H. DE LA ROCHE et al., 1974), la spilitisation des termes effusifs du massif de Pyra ressort nettement).

Le diagramme de DE LA ROCHE (H. DE LA ROCHE, 1966 ; H. DE LA ROCHE et al., 1974) permet de séparer les séries tholéitiques et alcalines. Les différentes valeurs des roches du massif de Pyra y ont donc été reportées et il apparaît qu'elles se regroupent bien dans le domaine tholéitique en étant toutefois assez proche du domaine alcalin.

## B) LES AMPHIBOLITES

Les études de terrains ont montré que les amphibolites du massif ophiolitique de Pyra dérivait des gabbros (voir coupe I, Fig. 53).

Figure 56



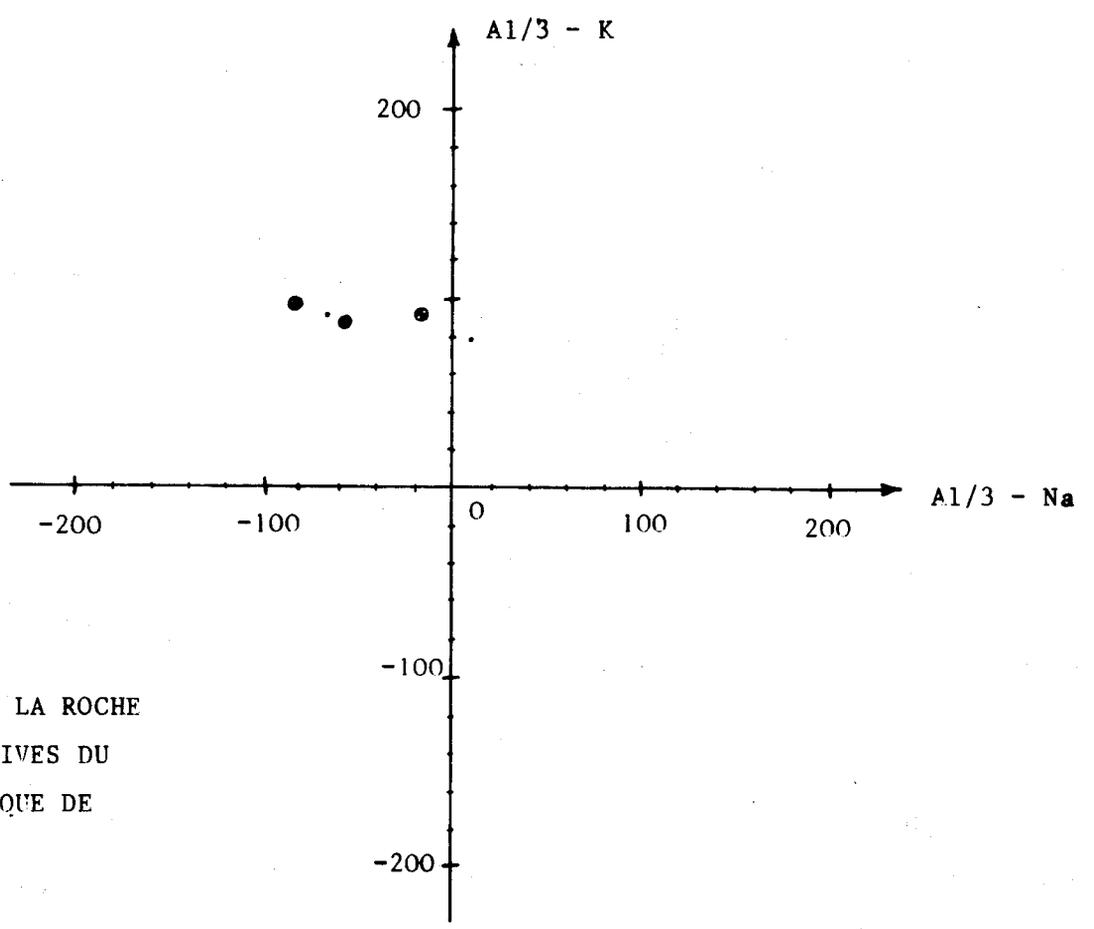
⊙ Diorites                      • Dolérites  
+ Gabbros                      ● Basaltes

--- Lignée évolutive



Figure 57

**A**



DIAGRAMMES DE LA ROCHE  
DES ROCHES ERUPTIVES DU  
MASSIF OPHIOLITIQUE DE  
PYRA

- ⊙ Diorites
- + Gabbros
- Dolérites
- Basaltes

**B**

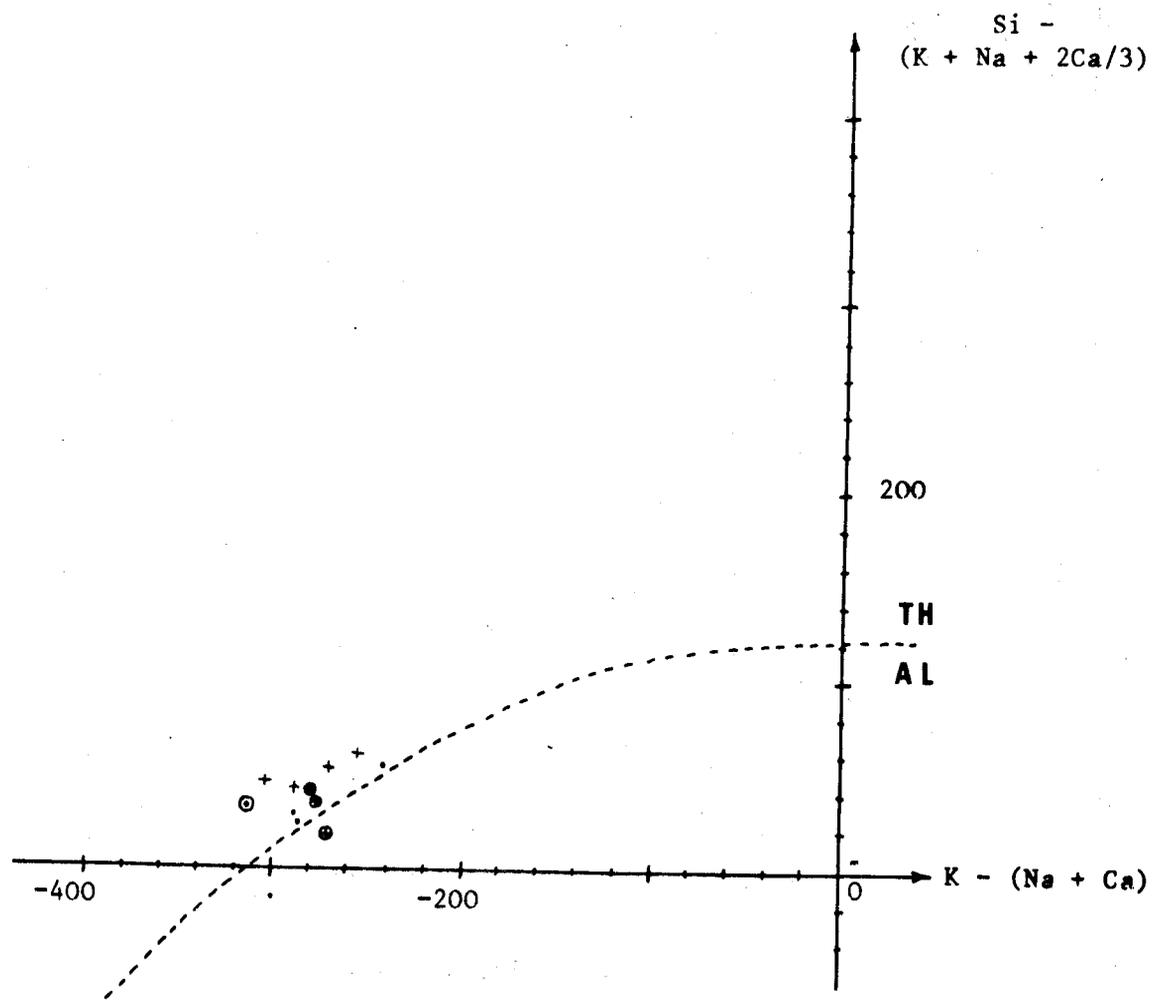


Figure 58

Ech.	W75-	W75-	W75-	W75-	W76-	W76-	W76-	M.G.
	351	353	397	400	86	92	141	
SiO <sub>2</sub>	54,26	47,75	45,11	48,38	49,27	49,53	53,63	48,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,23	14,09	14,03	14,23	15,84	15,51	14,81	18,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t.	9,24	11,04	9,94	12,24	6,55	9,42	7,51	5,74
MnO	0,17	0,16	0,20	0,18	0,11	0,16	0,12	0,19
MgO	8,16	8,68	7,71	7,84	9,40	7,27	7,12	8,40
CaO	8,11	11,22	16,35	9,73	12,04	10,39	8,12	10,65
Na <sub>2</sub> O	4,04	2,63	0,54	3,22	2,02	3,47	4,30	2,32
K <sub>2</sub> O	0,71	0,09	0,00	0,20	0,63	0,35	0,17	0,14
TiO <sub>2</sub>	0,46	1,06	1,31	1,14	0,35	1,16	0,86	0,35
P.F.	1,90	3,09	3,66	3,04	3,14	3,01	2,34	
Total	99,28	99,81	98,85	100,20	99,35	100,27	98,98	

ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLITES DU MASSIF DE PYRA

M.G. = Moyenne des gabbros du massif de Pyra



Quelques analyses géochimiques ont été effectuées sur les amphibolites afin de comparer les composition avec celle des gabbros. Les résultats sont donnés dans le tableau de la fig. 58, avec en parallèle la composition moyenne des gabbros du massif de Pyra.

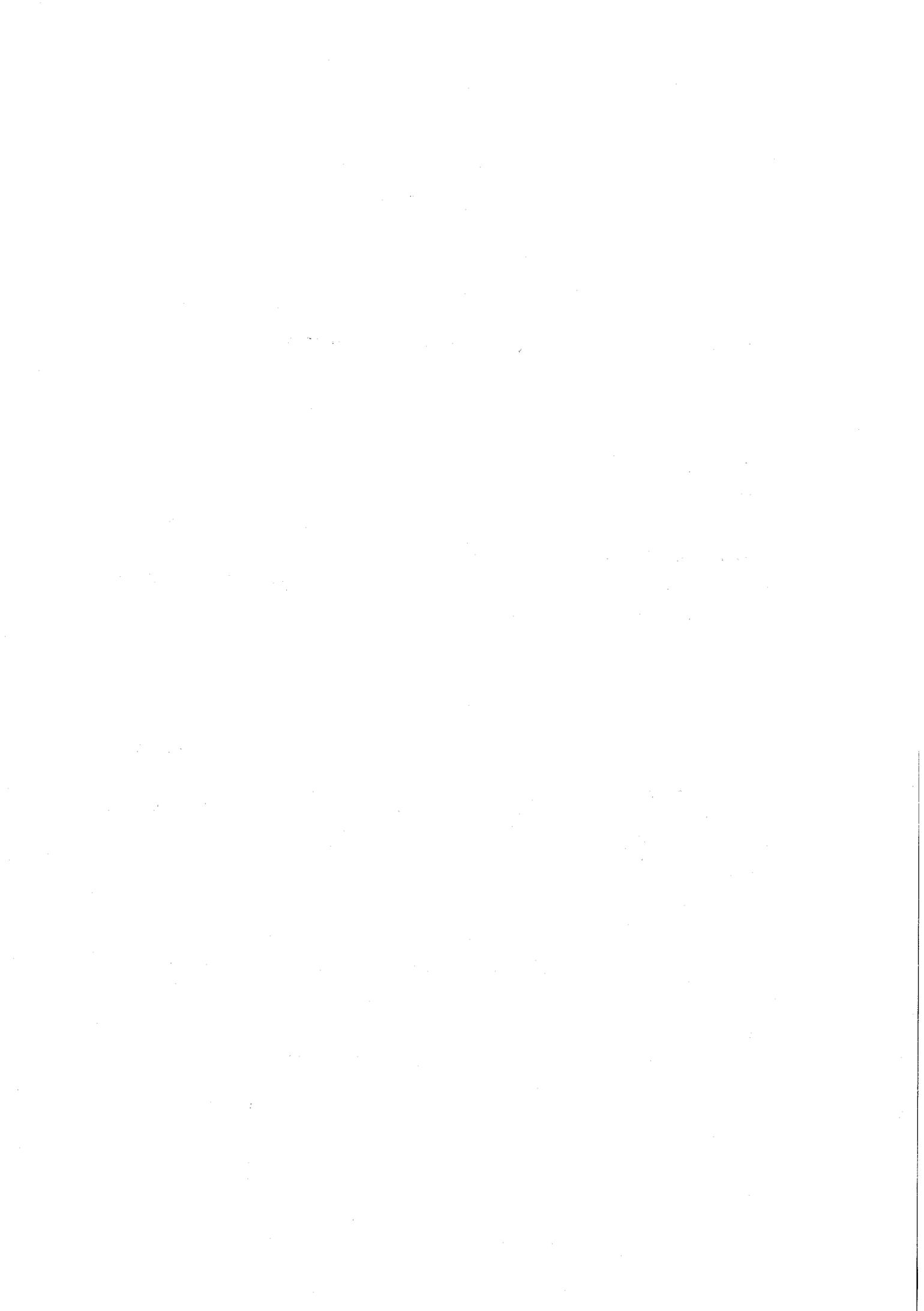
On peut remarquer que gabbros et amphibolites ont des compositions à peu près identiques. On assiste toutefois chez les amphibolites à un léger appauvrissement en  $Al_2O_3$  et à un enrichissement en  $Fe_2O_3$ , alcalins et  $TiO_2$ . Pour les autres éléments, les variations ne sont pas significatives.

Les amphibolites pourraient donc être de composition gabbroïque et entrer dans le clan des roches basiques. Les compositions chimiques et minéralogiques de ces amphibolites sont tout à fait comparables avec celles observées sur les amphibolites des Dinarides (J.PAMIC et al., 1973) dont les minéraux essentiels sont les suivants : hornblende verte, pargasite, edenite, plagioclase (anorthite à oligoclase), diopside, hedenbergite et grenat. L'origine de telles amphibolites peut se rechercher au niveau des rides médio-océaniques où a été mis en évidence un métamorphisme de ce type (W. MELSON et al., 1968, A. MIYASHIRO et al., 1971).

## VI) CONCLUSIONS

L'étude du massif ophiolitique de Pyra a montré l'existence au sein de celui-ci de la plupart des faciès pétrographiques habituellement reconnus dans les grands ensembles ophiolitiques : péridotites foliées, péridotites massives, cumulats gabbroïques lités ou non, filons doléritiques, roches volcaniques. La succession de tous ces termes n'a pu être définie exactement à cause de la tectonisation intense du massif. Il a également été montré que les gabbros étaient métamorphisés sous le faciès amphibolites.

Les analyses chimiques ont montré que les roches basiques du massif ont un caractère intermédiaire entre les séries tholéitiques et calco-alcalines franches. Cette constatation rejoint les conclusions de T. THAYER (1967) pour qui les roches des associations basiques alpinotypes ont un tel caractère.



LA GENESE DU MELANGE ET  
LA MISE EN PLACE DES OPHIOLITES

-----

Pour essayer de définir le mode de formation du mélange pélagonien de l'Italie il est nécessaire de tenir compte de l'origine des blocs exogènes et des rapports entre cette formation et les ophiolites.

I) ORIGINE DES BLOCS EXOGENES

Le relevé de la nature des blocs contenu dans le mélange a montré que ceux-ci étaient très diversifiés. Ainsi, il a été trouvé des éléments sédimentaires, éruptifs et métamorphiques. L'origine de ces éléments peut donc différer selon leur nature.

A) ELEMENTS SEDIMENTAIRES

Les éléments sédimentaires les plus significatifs et les plus abondants sont les calcaires fins avec ou sans silex et les radiolarites. Seuls les calcaires ont pu être datés et ils ont toujours donné un âge triasique. Il a également été trouvé quelques brèches ou microbrèches calcaires, ainsi que des grès.

Les blocs sédimentaires se caractérisent donc essentiellement par leur faciès pélagique, les faciès néritiques étant rares leur origine doit, par conséquent, être recherchée dans les séries présentant de tels faciès. Ils peuvent en particulier provenir des séries maliaques (J. FERRIERE, 1976) où l'on note l'abondance de niveau calcarosiliceux, radiolaritiques et bréchiques pendant la période triasicojurassique. Cette origine maliaque possible des blocs sédimentaires du mélange a été évoquée récemment (P. CELET et al., 1976).

Le problème de l'origine vardarienne de ces blocs se pose toutefois. La zone du Vardar se caractérise en effet par des faciès pélagiques, notamment au niveau des sous-zones d'Almopias et de Péonias (J. MERCIER, 1966 b). Cependant, le soubassement anté-Crétacé de la sous-zone d'Almopias n'est pas connu et les faciès pélagiques n'apparaissent qu'au Lias dans la sous-zone de Péonias. Aussi, il paraît peu probable que la zone du Vardar ait pu fournir les éléments sédimentaires du mélange.

Enfin, il est possible que les pélites des séries maliaques se trouvent remaniées au sein de la matrice du mélange. Des études complémentaires, en vue de déterminer la nature des pélites des séries maliaques et la part d'héritage contenu dans la matrice du mélange, paraissent nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

#### B) ELEMENTS ERUPTIFS

Les éléments éruptifs constituent la majeure partie des blocs contenus dans le mélange. Ces éléments sont principalement formés de roches ultrabasiques (péridotites); basiques (gabbros, dolérites, diabases, laves) et acides (granophyre). A ces roches il convient d'associer les amphibolites dont on a vu l'origine possible à partir de gabbros. Les analyses géochimiques ont montré qu'au sein des roches effusives et filoniennes il convenait de séparer les dolérites et les basaltes d'affinité tholéitique des diabases et des spilites de tendance alcaline.

##### 1) Les roches ultrabasiques et basiques à tendance tholéitique

L'analyse pétrographique des blocs éruptifs a montré que l'on retrouvait pratiquement tous les termes décrits habituellement dans les cortèges ophiolitiques : péridotites foliées, péridotites massives, gabbros, dolérites et basaltes ; à ces roches, il faut associer les amphibolites qui dérivent probablement des gabbros.

L'origine ophiolitique de tous ces éléments paraît donc indubitable.

## 2) Les diabases et les spilites à tendance alcaline

Dans les Hellénides, il convient actuellement de distinguer un volcanisme triasique de l'ensemble des manifestations ophiolitiques (J. TERRY, 1971 ; J. FERRIER, 1974 b). Ce volcanisme, souvent associé à des niveaux sédimentaires, est caractérisé par des laves spilites, des pillow-lavas et des hyaloclastites ; comme dans l'ensemble des Dinarides, ces formations volcano-sédimentaires sont datées du Ladinien (P. CELET et al., 1976). Au niveau de l'Othrys A. HYNES (1974) a montré que le volcanisme triasique était de type alcalin.

Il est donc probable que les spilites amygdalaires et les diabases du mélange de l'Iti proviennent des niveaux volcano-sédimentaires triasiques que l'on trouve au sein des séries pélagiques de type maliaque.

## 3) Le bloc de granophyre

Ce type de roche est peu fréquent dans les Hellénides, notamment au sein des ophiolites. Aussi, son origine est elle problématique. Du point de vue géochimique ce granophyre se caractérise par sa nature sodique.

Au sein des grands ensembles ophiolitiques, les termes ultimes de la différenciation magmatique peuvent être acides (diorites quartziques, trondhjémites, granophyres). On observe de telles roches dans le Pinde septentrional et dans le Vourinos (E. MOORES, 1969 ; J. TERRY, 1974 ; A. PAUPY, 1976). Le granophyre de l'Iti se distingue toutefois de ceux des complexes ophiolitiques par son affinité franchement sodique.

L'origine de ce bloc de granophyre peut-être recherchée dans les massifs granitiques de la zone pélagonienne. Ces massifs, d'âge paléozoïque, sont très déformés, mylonitisés (G. YARWOOD et M. AFTALION, 1976), ce qui n'est pas le cas du granophyre de l'Iti. Les épisodes des déformations des granites pélagoniens sont datés du Crétacé inférieur et du Tertiaire. Si le granophyre de l'Iti est d'origine pélagonienne, il aurait été arraché des massifs granitiques avant que ces derniers ne subissent des déformations.

La zone du Vardar et la bordure de la zone serbo-macédonienne sont marquées par de nombreuses phases de magmatisme acide anté-Crétacé (J. MERCIER, 1966 b). Les magmatismes acides sont d'âge hercynien, fini-hercinien et Jurassique supérieur. Les produits granitiques issus de ce magmatisme sont de nature sodico-potassique ou calco-alcaline et sont parfois étroitement associés aux ophiolites (granite de Guevgueli ; J. BEBIEN, 1974). L'origine du granophyre de l'Iti apparaît donc difficilement localisable au niveau de la zone du Vardar, étant donné sa nature sodique.

Le bloc de granophyre de l'Iti est donc vraisemblablement d'origine interne. Sa composition sodique est rare pour les Hellénides. Etant donné sa taille, il paraît difficile d'en faire un apport détritique serbo-macédonienne ou rhodopienne. Une autre hypothèse serait alors d'en faire un granophyre associé aux cortèges ophiolitiques.

### C) ELEMENTS METAMORPHIQUES

Hormis les amphibolites, les roches métamorphiques sont excessivement rares dans le mélange. Il a été trouvé en tout deux blocs : un micaschiste et une quartzophyllade.

Il peut s'agir de roches paléozoïques métamorphisées à une époque anté-Mésozoïque. Ces blocs peuvent donc provenir de socles anciens et leur origine serait donc à rechercher dans les zones internes.

## II) AGE DU MELANGE

Dans le massif de l'Iti, les derniers niveaux datés sous le mélange l'ont été du Kimméridgien-Portlandien. La question est alors de dater les niveaux supérieurs du mélange. Les ophiolites et probablement le mélange se trouvent remaniés dans le flysch béotien. Le dépôt du mélange serait donc antérieur ou subcontemporain de celui du flysch béotien.

En Yougoslavie, on peut faire le même genre d'observation. J. CHARVET (1973) a mis en évidence la transgression du Tithonique-Valanginien sur la formation "diabase-radiolarite", suivie d'une deuxième transgression du Barrémo-Aptien. La formation "diabase-radiolarite" serait donc d'un âge antérieur au Tithonique-Valanginien. Dans les Hellénides, ces transgressions ne sont pas connues sur le mélange, mais sur les ophiolites (J.F. PICHON et M. LYS, 1976).

Une même succession de phénomènes semble donc s'être produite dans l'ensemble des Dinarides (J. AUBOUIN, 1973). Si le mélange de l'Iti représente l'homologue de la formation "diabase-radiolarite" on peut envisager que celui-ci s'est déposé avant le Tithonique-Valanginien, donc avant le dépôt du flysch béotien. Toutefois, ce n'est là qu'une hypothèse.

En résumé, la sédimentation du mélange débiterait, en Iti, pendant ou après le Kimméridgien-Portlandien. Quant à l'arrêt de cette sédimentation, par analogie avec la Yougoslavie, il peut se localiser au Tithonique-Valanginien. Le manque d'information conduit à envisager également un arrêt de cette sédimentation à une époque plus récente durant le Crétacé.

## III) RAPPORTS ENTRE LE MELANGE ET LES OPHIOLITES

Il apparaît que le mélange et les ophiolites sont étroitement associés, association se produisant à plusieurs niveaux.

Les blocs de nature ophiolitique constituent la majeure partie des éléments exogènes. Ces blocs sont très variés par leur nature et leur dimension.

Du point de vue structural, les ophiolites sont également liées au mélange. Dans le massif de l'Iti, le mélange surmonte le massif ophiolitique de Pyra. Le caractère inverse de cette superposition a pu cependant être démontré. Dans les régions avoisinantes, les ophiolites surmontent toujours le mélange ; c'est ce qu'on observe dans le Kallidromon (H. LELUC, 1976), en Othrys (J. FERRIERE, 1974 b) et dans le Pinde septentrional (J. TERRY, 1975).

D'étroits rapports existent donc entre le mélange et les ophiolites. Aussi, semble-t-il nécessaire de lier la genèse du mélange à la mise en place des ophiolites.

#### IV) FORMATION DU MELANGE

Des hypothèses sur la formation des mélanges du Jurassique supérieur des Hellénides ont déjà été émises (P. CELET et al., 1976). Les diverses observations effectuées sur le mélange du massif de l'Iti apportent des précisions sur ces hypothèses.

La forme générale des blocs exogènes du mélange est sub-anguleuse et sub-arrondie, rarement anguleuse. La matrice pélitique épouse intimement des surfaces de ces blocs. Des contacts cisailants soit entre blocs et matrice soit au sein même de la matrice s'observent exceptionnellement. Ce faisceau d'observations conduit donc à rejeter l'idée que le mélange de l'Iti puisse être de nature tectonique.

Au contraire, il semble que le mélange résulte du dépôt de blocs exogènes dans un bassin à sédimentation pélitique. Les sources d'alimentation de ce bassin seraient multiples, étant donné la grande diversité des éléments qui s'y déposent. Ces phénomènes de resédimentation se sont effectués à la suite des phases tectoniques précoces du Jurassique supérieur-Eocrétacé qui ont affecté les zones internes des Hellénides.

Le mélange fait suite stratigraphiquement aux formations qui le supportent ; il apparaît donc comme étant un ensemble en place.

La présence d'un soubassement au mélange de l'Iti empêche de faire de ce mélange une formation de type "Franciscan-Mélange" qui est interprété comme étant un prisme formé au niveau d'une zone de subduction. Parmi les différentes hypothèses envisagées par P. CELET et al., (1976), un mécanisme de redéposition de prisme d'accrétion a été évoqué. Dans le massif de l'Iti, l'absence de blocs métamorphiques du faciès schistes bleus et le caractère diagénétique de la matrice du mélange montrent qu'un tel mécanisme semble peu probable.

L'association étroite des ophiolites et du mélange est remarquable. Si les ophiolites représentent des lambeaux de croûte océanique mis en place tectoniquement au Jurassique supérieur (J. DERCOURT, 1970 ; D. BERNOULLI et H. LAUBSCHER, 1972), le modèle génétique suivant peut-être proposé : lors de l'obduction des ophiolites, il y aurait fragmentation de la croûte océanique, rabotage de quelques lambeaux de la croûte continentale et resédimentation de ces débris à l'avant de la nappe ophiolitique (fig. 58). Ensuite la nappe ophiolitique, poursuivant son avancée, chevauche le mélange ainsi formé.

Un tel schéma pose le problème de la présence d'olistolites à faciès maliaque ou de même type sur la série pélagonienne. Pour résoudre ce problème plusieurs solutions peuvent être envisagées :

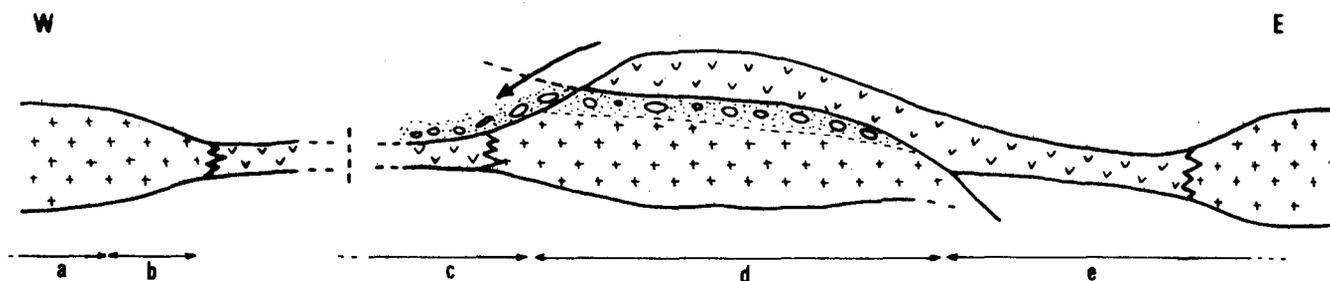
- les éléments sédimentaires de type maliaque proviennent de séries qui occupaient une position orientale par rapport à la zone pélagonienne avant la venue des ophiolites. Celles-ci, venant de l'Est, entraîneraient ces éléments lors de leur chevauchement sur le pélagonien. Il faut toutefois noter que, pour J. FERRIERE (1976), aucun fait précis ne vient plaider en faveur d'une position vardarienne de la zone maliaque ;

- le chevauchement des ophiolites se ferait d'Ouest en Est, les éléments sédimentaires proviendraient du sillon maliaque situé à l'Ouest de la ride pélagonienne et les ophiolites proviendraient alors du sillon maliaque et non de la zone du Vardar. Aucun argument direct ne vient toutefois étayer cette hypothèse qui a déjà été envisagée au niveau de l'Othrys (J. FERRIERE et P. VERGELY, 1976).

Figure 58

SCHEMA INTERPRETATIF DE LA GENESE DU MELANGE

(d'après P. CELET et al., 1976; modifié)



Croute continentale



Croute océanique



Matrice terrigène



Blocs exogènes



Sens des apports détritiques

a : Zone du Parnasse

b : Zone béotienne

c : Zone maliaque

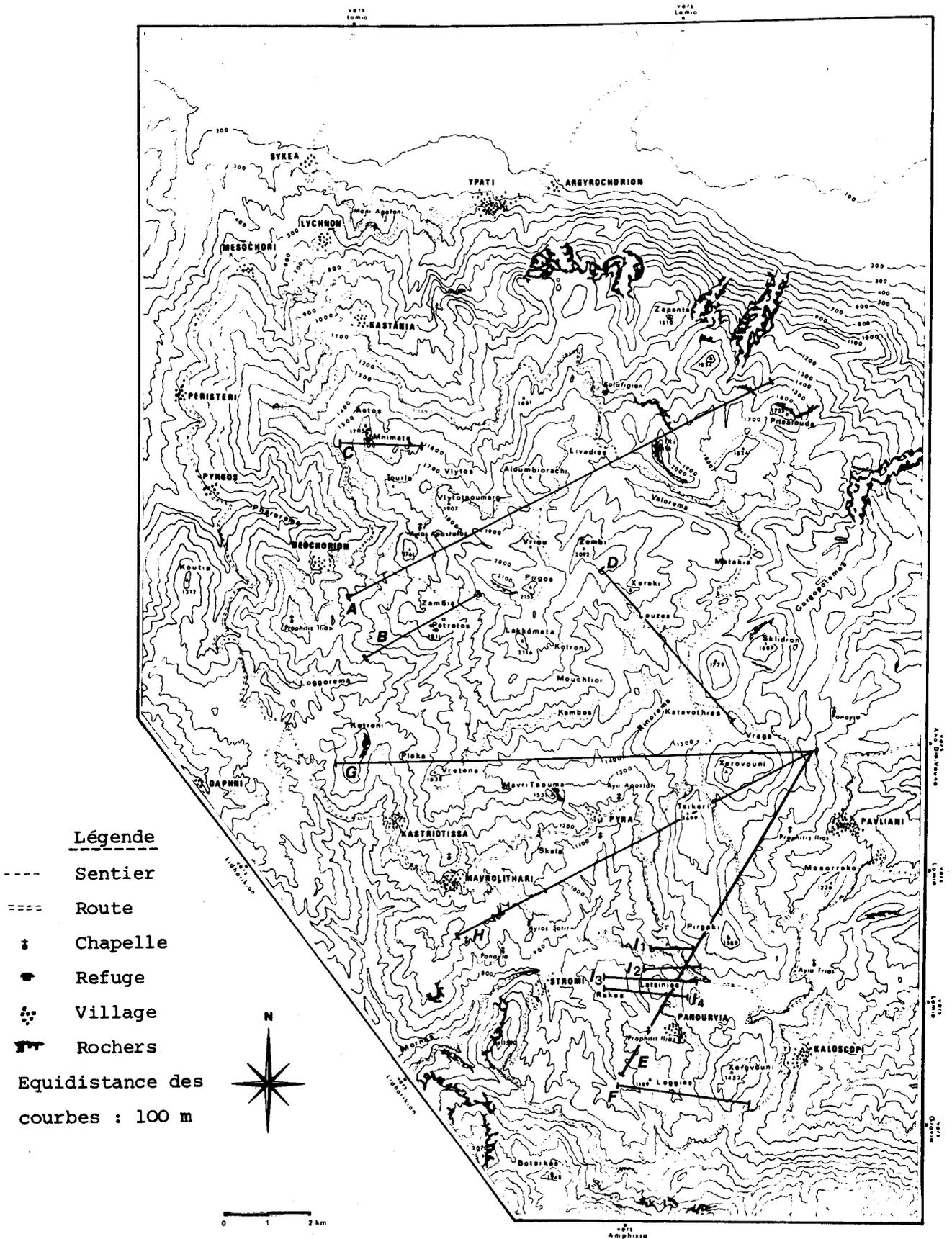
d : Zone pélagonienne

e : Zone du Vardar

Quoiqu'il en soit, le mélange du massif de l'Iti semble nettement lié à la mise en place des ophiolites. Au sens de G. FLORES (in P. BROQUET, 1970 et 1973), le mélange pélagonien de l'Iti répond à la dénomination d'un olistostrome. Cependant, on a vu qu'il était nécessaire de faire intervenir des phénomènes tectoniques (mise en place des ophiolites) pour expliquer la genèse du mélange. Aussi, pour utiliser la terminologie de P. BROQUET (1973), le mélange serait une formation à klippe sédimentaires. Cette formation, mise en place au Jurassique terminal-Crétacé basal, a pu voir son caractère chaotique accentué par les phases tectoniques ultérieures. Le mélange constitue donc un témoin de l'intense activité tectonique qui règne au niveau des zones internes dans les Hellénides aux temps fini-Jurassique - Eocrétacé (P. CELET et al., 1976 ; J. DERCOURT et al., 1976).

# **TECTONIQUE**

Figure 59



Légende

- Sentier
- === Route
- ⊕ Chapelle
- ☛ Refuge
- ⊙ Village
- Rochers

Equidistance des courbes : 100 m



0 1 2 km



SITUATION DES COUPES TECTONIQUES

TECTONIQUE

-----

I) DESCRIPTION DES STRUCTURES

L'édifice actuel du massif de l'Iti est essentiellement constitué par un empilement d'unités allochtones charriées sur un soubassement de flyschs tertiaires appartenant aux zones du Pinde et du Parnasse. On peut donc distinguer deux grands ensembles (cf. Schéma structural, fig. 60) :

- le soubassement para-autochtone de flyschs tertiaires ;
- les unités allochtones à matériel mésozoïque et cénozoïque.

A) LE SOUBASSEMENT PARA-AUTOCHTONE

Ce soubassement peut s'observer en deux endroits sur le terrain. Dans le secteur de Katavothres-Mouchlior affleure largement le flysch du Parnasse, tandis qu'à l'Ouest du village de Néochorion s'étend tout un domaine où apparaît le flysch pindique.

1) Le secteur de Katavothres-Mouchlior (région centrale)

Trois synclinaux, dont le coeur est occupé par le conglomérat surmontant le flysch parnassien, sillonnent ce domaine (fig. 60). D'Est en Ouest, ces trois synclinaux se situent au niveau :

- des Katavothres,
- du flanc Ouest du Rinorema,
- de Kotroni-Mouchlior.

Leurs axes ont approximativement une direction NNE-SSW. L'importante végétation de la région masque souvent les couches et il n'est pas possible d'effectuer des observations très précises sur celles-ci. Néanmoins, la direction générale des couches est NNE-SSW ; mais elle peut prendre une direction transversale qui est alors E-W.

LEGENDE DU SCHEMA STRUCTURAL

- |  |     |                                |  |
|--|-----|--------------------------------|--|
| Zone du Pinde                              | [ ] | Flysch et calcaires tertiaires |  |
|  |     | [ ]                            | Calcaires jurassiques et crétacés                |
| Zone du Parnasse                           | [ ] | Flysch et calcaires            |  |
|  |     | [ ]                            | Série de l'Iti                                   |
| Zone béotienne                             | [ ] | Série du Vlytos                |  |
|  |     | [ ]                            | Flysch berriasien                                |
|  |     | [ ]                            | Formations flyschoïdes et brèches albo-aptiennes |
| Crétacé transgressif<br>des zones internes | [ ] | Série de Panouryia             |  |
|  |     | [ ]                            | Série des Latsinies                              |
| Zone maliaque ?                            | [ ] | Jurassique supérieur           |  |
|  |     | [ ]                            | Ophiolites                                       |
| Zone pélagonienne                          | [ ] | Faïlle verticale               |  |
|  |     | [ ]                            | Chevauchement                                    |
|  | [ ] | Chevauchement supposé          |  |
|  | [ ] | Pendage normal                 |  |
|  | [ ] | Pendage inverse                |  |
|  | [ ] | Axe anticlinal                 |  |
|  | [ ] | Axe synclinal                  |  |

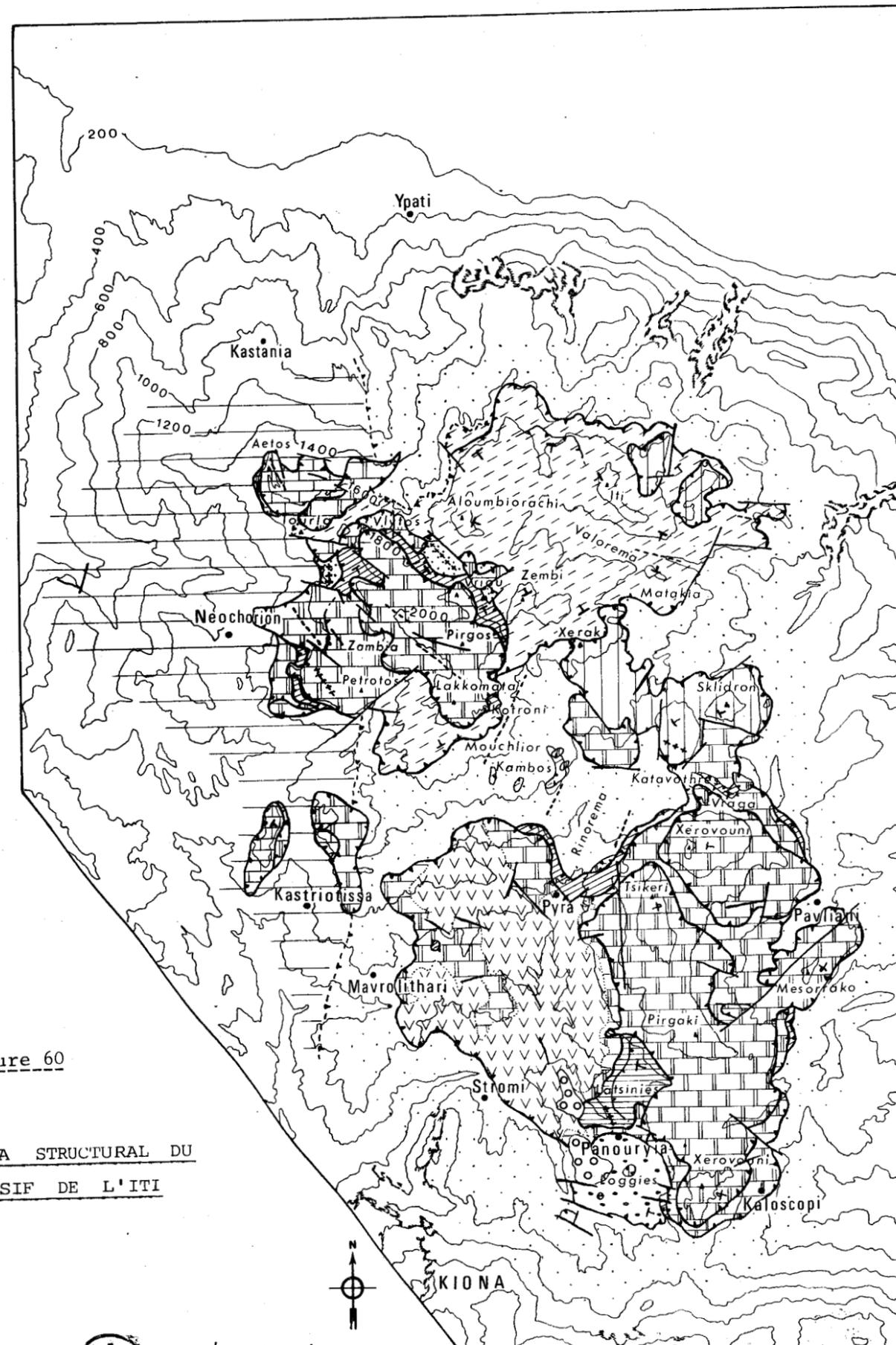


Figure 60

SCHEMA STRUCTURAL DU  
MASSIF DE L'ITI



2) Le secteur de Néochorion (à l'Ouest)

La route menant de Kastania à Néochorion permet d'observer assez précisément le flysch pindique. On peut voir en effet que celui-ci est affecté de nombreux plis concentriques très fermés. En de nombreux points il est possible de noter les axes de plis. Deux directions principales d'axes de plis ressortent, l'une approximativement NS et l'autre à peu près E-W. Dans le cas de la direction N-S, le déversement se fait vers l'Ouest.

3) Autres observations

Sur le versant septentrional du massif de l'Iti, au Nord du secteur étudié, les couches du Parnasse (calcaires et flysch) présentent une structure monoclinale régulière avec un pendage vers le SW.

Au Sud du massif de l'Iti, les couches du flanc Nord du massif du Kiona sont fortement redressées et affectées de nombreuses failles ; puis, en se déplaçant vers le Nord, le pendage s'affaiblit brutalement (à la faveur de failles ?) et le flysch pend ensuite légèrement vers le Nord.

B) LES UNITES ALLOCHTONES

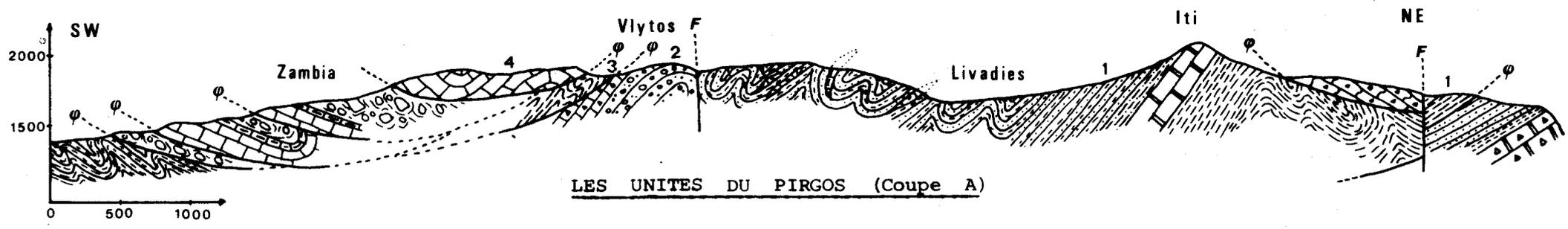
Il est possible de distinguer trois domaines formant l'ensemble allochtone, du Nord vers le Sud :

- le domaine des unités de Pirgos - Iti ;
- le domaine de Sklidron-Xeraki, qui fait la jonction avec le domaine suivant ;
- le domaine des unités de Xerovouni-Pirgaki.

Le domaine de Pirgos-Iti se complique à son front (vers l'Ouest) par un système d'écailles.



Figure 61



LES UNITES DU PARGOS (Coupe A)

-  Flysch du Pinde
-  Flysch
-  Calcschistes rouges
-  Calcaires bréchiques

Série du Parnasse

-  Flysch à Nummulites
-  Calcschistes rouges
-  Calcaires
-  Flysch crétacé
-  Conglomérat du Vlytos
-  Calcaires du Vlytos

Série béotienne (1,2,3)

Calcaires bréchiques du Crétacé des zones internes

-  Mélange
-  Calcaires à silex
-  Calcaires du Jurassique

Série pélagonienne (4)

1) Les unités de Pirgos-Iti

Dans le domaine des unités de Pirgos-Iti on peut distinguer deux ensembles : les unités proprement dites et les systèmes d'écaillés du Petrotos et de l'Aetos qui se développent à l'avant (à l'Ouest) des précédentes.

a) Les unités proprement dites

Autour des monts Pirgos (2153 m) et Iti (2116 m) s'étage un édifice composé de la superposition de 4 unités allochtones de terrains pélagoniens ou béotiens reposant sur le para-autochtone des flyschs du Pinde ou du Parnasse.

α) La superposition des unités (coupe A ; fig. 61 et 62)

La coupe A (fig. 61) montre, du NE vers le SW, la succession des différentes unités allochtones.

(1) L'unité allochtone inférieure est composée par la série béotienne de l'Iti, série s'étageant entre le Berriasien et le Cuisien. Elle chevauche les couches de flysch du Parnasse du versant septentrional du massif de l'Iti. Ce chevauchement s'effectue au niveau du flysch Berriasien à Sénonien qui est assez plissé (avec notamment un anticlinal d'axe N-S déversé vers l'Ouest) et surmonté par quelques klipptes de calcaires crétacés d'origine plus interne.

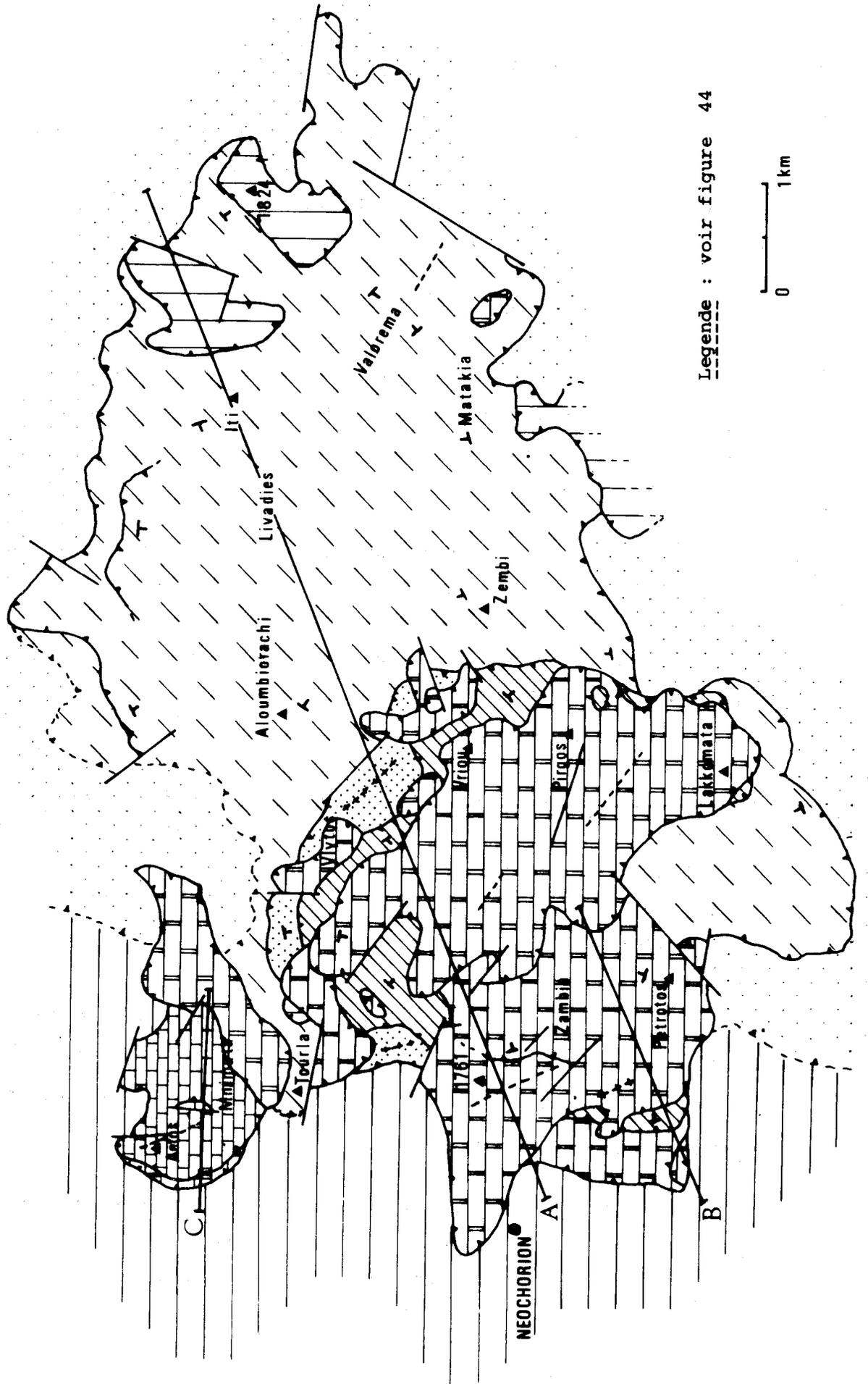
La série se poursuit par la barre rigide des calcaires sénoniens et maestrichtiens qui plongent fortement vers le Sud-Ouest.

A ces calcaires fait suite le flysch contenant les intercalations bréchiques à Nummulites. Ce flysch est affecté de nombreux replis.

(2) L'unité de la série du Vlytos, d'affinité béotienne, lui fait suite. Au niveau de la coupe, le contact entre les deux unités semble se faire par faille verticale. La série du Vlytos se présente en série inverse. Les

Figure 62

SCHEMA STRUCTURAL DES UNITE DU PIRGOS



Legende : voir figure 44

0 1km

BUS LILLE

conglomérats sommitaux sont repliés en un anticlinal d'axe NW-SE, légèrement déversé vers le NE.

L'étude stratigraphique de la série du Vlytos montre une similitude entre celle-ci et la série béotienne de l'Iti. L'unité du Vlytos pourrait n'être qu'un repli anticlinal complexe de l'unité inférieure (de l'Iti) qui ferait réapparaître les calcaires crétacés. Mais je n'ai pu établir avec certitude la nature du contact entre les deux unités.

(3) L'unité du flysch béotien, daté uniquement du Berriasien, est la troisième de l'édifice. Ici, elle chevauche l'unité du Vlytos. Les couches sont très plissées, avec deux directions de couches qui semblent ressortir : NW - SE et ENE - WSW. .

(4) L'unité des calcaires jurassiques pélagoniens du Pargos couronne le tout. Ces calcaires sont affectés de plis assez ouverts et de grande envergure.

#### β) Autres observations

La lecture des schémas structuraux des figures 60 et 62 permet de compléter les observations faites sur la coupe.

(1) L'unité de la série béotienne de l'Iti apparaît largement développée au Nord de la région étudiée au niveau des monts Iti et Zemi. Dans son ensemble elle chevauche le flysch du Parnasse, mais elle peut dépasser celui-ci et venir reposer sur le flysch du Pinde (près du Tourla).

Le flysch berriasien à sénonien n'affleure qu'au Nord du mont Iti où il chevauche le flysch du Parnasse.

Les calcaires massifs sénoniens et maestrichtiens forment une vaste auréole débutant au Nord de l'Aloumbiorachi, constituant le mont Iti, traversant le Valorema, passant par Matakia et s'interrompant à l'Est du Pargos ; elle réapparaît de façon discontinue au Sud du Lakkomata. Ces calcaires affleurent également à l'Est de l'Iti, entre le point coté 1824 m et le Gorgopotamos. Ils forment donc une sorte de cuvette remplie par le flysch à intercalations bréchiqes à Nummulites.

Le flysch cuisien est largement représenté autour du Zembé. Il affleure également au Sud du Lakkomata.

Dans le secteur du Kambos est disposée toute une série de petites klippes de calcaires crétacés dont le faciès rappelle celui des calcaires sénoniens-maestrichtiens de l'Iti.

(2) L'unité de la série du Vlytos, d'affinité béotienne, affleure peu. Elle n'est représentée que sur le versant Nord du Pirgos, entre le Vriou et le Tourla. Elle se présente constamment en série inverse. Cette unité est peu étendue et souvent n'affleure qu'un ou deux de ses niveaux. La nature du contact avec l'unité inférieure (série de l'Iti) n'a pu être définie avec précision. Au Sud de l'Aloumbiorachi, l'existence d'une faille verticale entre les deux semble plausible; ailleurs la série du Vlytos paraît chevaucher la série de l'Iti.

(3) L'unité du flysch béotien repose, entre le Tourla et le Vriou, sur l'unité du Vlytos. Depuis le Vriou jusqu'au Lakkomata elle chevauche directement le flysch tertiaire de l'unité de l'Iti; à ce niveau elle apparaît d'ailleurs de façon discontinue, étant parfois dépassée par les calcaires jurassiques de l'unité supérieure.

(4) Les calcaires jurassiques pélagoniens du Pirgos chevauchent pratiquement sur toute leur périphérie l'unité du flysch béotien. Au niveau du Lakkomata ils dépassent cette unité pour venir surmonter le flysch tertiaire du Parnasse. Au Sud-Ouest ils chevauchent le système d'écaillés de Zambia-Petrotos appartenant à la même série pélagonienne.

Ces calcaires sont affectés de deux synclinaux dont le cœur est occupé par du mélange: l'un entre le Pirgos et le Lakkomata, l'autre à l'Ouest du Pirgos; la direction axiale de chacun d'eux est approximativement NW-SE.

b) Les systèmes d'écaillés

α) Les écaillés de Petrotos (coupe B, fig. 63)

Le domaine des écaillés de Petrotos s'étend entre les hautes prairies de Zambia et le village de Néochorion. La coupe B nous montre, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, la superposition de 4 écaillés :

(1) Une petite écaille de calcaires jurassiques pélagoniens. Elle se présente en série inverse, reposant sur le flysch pindique ; on a en effet la superposition des calcaires fins noirs sur les calcaires à silex. Les couches sont monoclinales, à pendage vers le Nord-Est.

(2) Une écaille de mélange pélagonien lui est superposée. Etant donnée la nature chaotique du mélange, il est pratiquement impossible d'y repérer des directions structurales. Les rares niveaux lités sont affectés de plis décimétriques ou métriques.

(3) Une écaille de flysch béotien repose directement sur ce mélange. Les niveaux inférieurs sont très replissés dans des directions diverses. Les couches supérieures ont une direction à peu près constante (Nord 130°) avec un pendage vers le NE, parfois très accentué.



(4) L'écaille de Zambia-Petrotos forme le sommet du système. Elle est composée des calcaires jurassiques et du mélange pélagonien. Au niveau de Zambia l'ensemble des couches plongent régulièrement vers l'ENE.

Cette écaille est surmontée par l'unité allochtone de calcaires jurassiques du Pirgos.

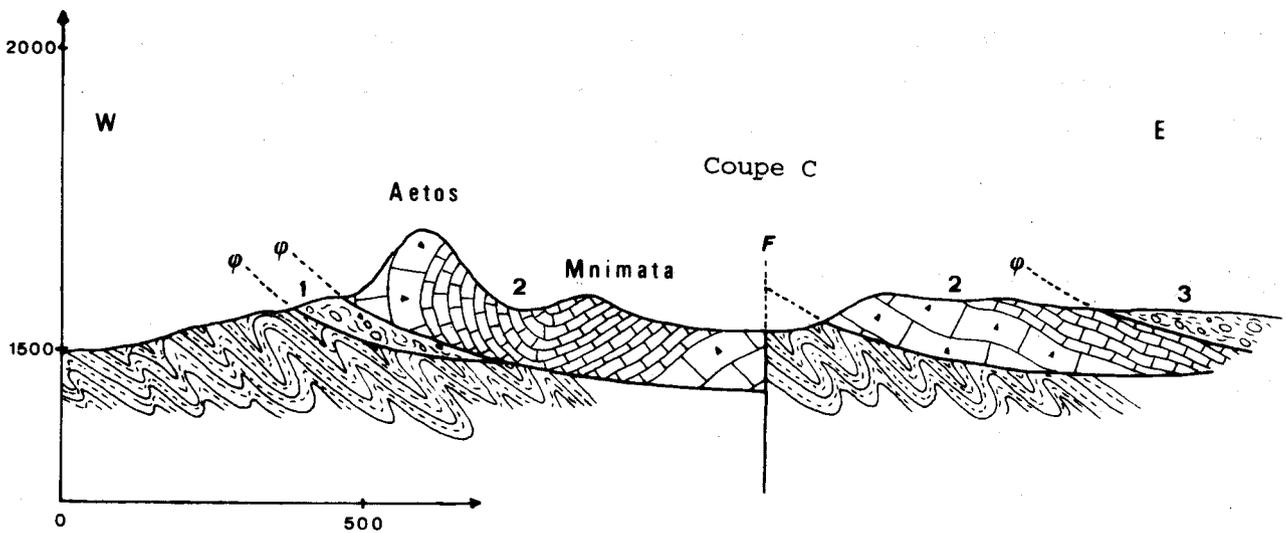
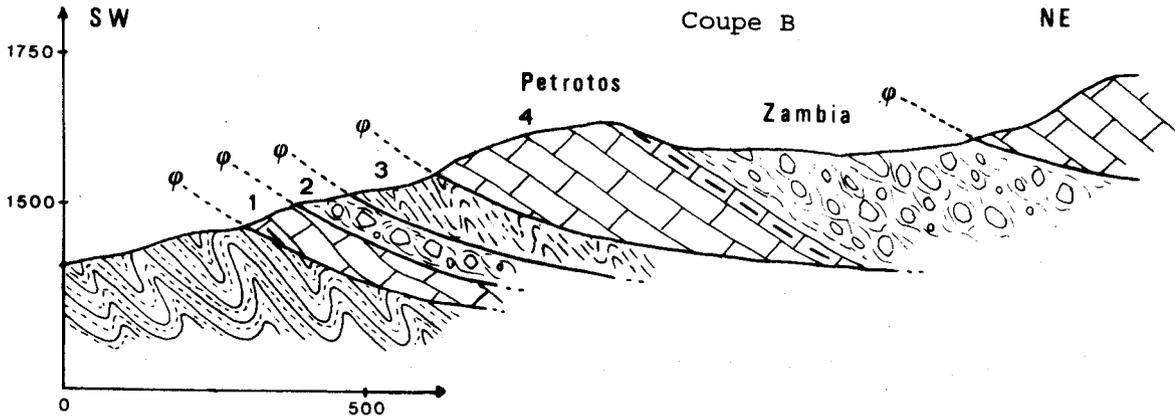
β) Autres observations sur les écaillés de Petrotos

L'écaille (1) de base est très peu étendue (voir fig. 62) ; elle n'affleure qu'au Sud-Ouest du Petrotos. A son extrémité Ouest, elle dessine un petit repli anticlinal.

Vers le Nord, l'écaille sommitale (4) se complique en un synclinal laissant apparaître radiolarites et couches flyschoides de

Figure 63

COUPES DES ECAILLES DU PIRGOS



- |   |                            |                     |
|---|----------------------------|---------------------|
|  | Flysch de Néochorion       | } Zone du Pinde     |
|  | Calcaires à silex          |                     |
|  | Calcaires bréchiques       |                     |
|  | Flysch béotien             |                     |
|  | Mélange volcano-détritique | } Zone pélagonienne |
|  | Calcaires à silex          |                     |
|  | Calcaires massifs          |                     |

BUS  
LILLE

base du mélange et en un anticlinal qui devient un pli-faille entre Zambia et le sommet coté 1761 m (fig. 62 et extrémité Sud-Ouest de la coupe A). La direction axiale de ces plis est NNW-SSE.

A l'Est de Néochorion l'écaille sommitale dépasse l'écaille de flysch béotien et celle du mélange qui sont sous-jacentes pour venir reposer sur le flysch pindique.

Enfin, au Nord de Zambia et du Vriou, il faut noter l'existence de klippes de calcaires jurassiques et de mélange pélagoniens qui sont disseminées structurellement sur des unités inférieures. Il s'agit là, sans doute, de restes de l'unité du Pirogos ou de l'écaille de Zambia-Petrotos détachés d'elles par l'érosion.

Le système d'écailles de Petrotos représente vraisemblablement une complication des unités de Pirogos et du flysch béotien. Au front de ces unités s'est produit un plissement et un écaillage intenses qui a abouti au bati actuel.

#### γ) Les écailles de l'Aetos (coupe C, fig. 63)

Au niveau du chaînon de l'Aetos, au Nord du village de Néochorion, on peut voir la superposition de trois écailles sur le flysch de la zone du Pinde. Le matériel de ces écailles appartient aux séries pindique et pélagonienne.

(1) On a tout d'abord une écaille de mélange pélagonien complètement écrasée entre le flysch pindique de Néochorion et les calcaires de l'écaille supérieure. Cette écaille est très mince et peu étendue.

(2) L'écaille des calcaires pindiques du Jurassique terminal-Berriasien la chevauche. Ces calcaires sont repliés en un synclinal d'axe NNW-SSE et déversé vers le NE. Les calcaires fins à silex d'âge Berriasien occupent le coeur de ce synclinal. Au sein des calcaires du Mnimata le flysch pindique sous-jacent réapparaît à la faveur d'une petite faille verticale.

(3) Une unité allochtone de mélange pélagonien chevauche ces calcaires.

2) Les unités de Sklidron-Xeraki (coupe D, fig. 60 et 64)

Ces unités s'étendent entre le Zembi et le Xerovouni. Dans ce domaine, on peut observer la superposition de deux unités allochtones sur l'autochtone de flysch du Parnasse.

(1) L'unité allochtone inférieure est constituée par les couches du Crétacé moyen flyschoïde et conglomératique qui ont été rapprochées des séries transgressives sur les ophiolites des zones internes. Cette unité n'est affectée que de quelques ondulations synclinales ou anticlinales. Elle repose sur le flysch du Parnasse dans son ensemble, sauf vers le Nord-Ouest où elle chevauche les terrains crétacés de l'unité béotienne de l'Iti. Vers le Sud-Est, elle est chevauchée par le mélange pélagonien du domaine d'unités allochtones suivant qui s'étend dans la partie méridionale du massif. Enfin, le flysch du Parnasse réapparaît parfois à la faveur de failles verticales.

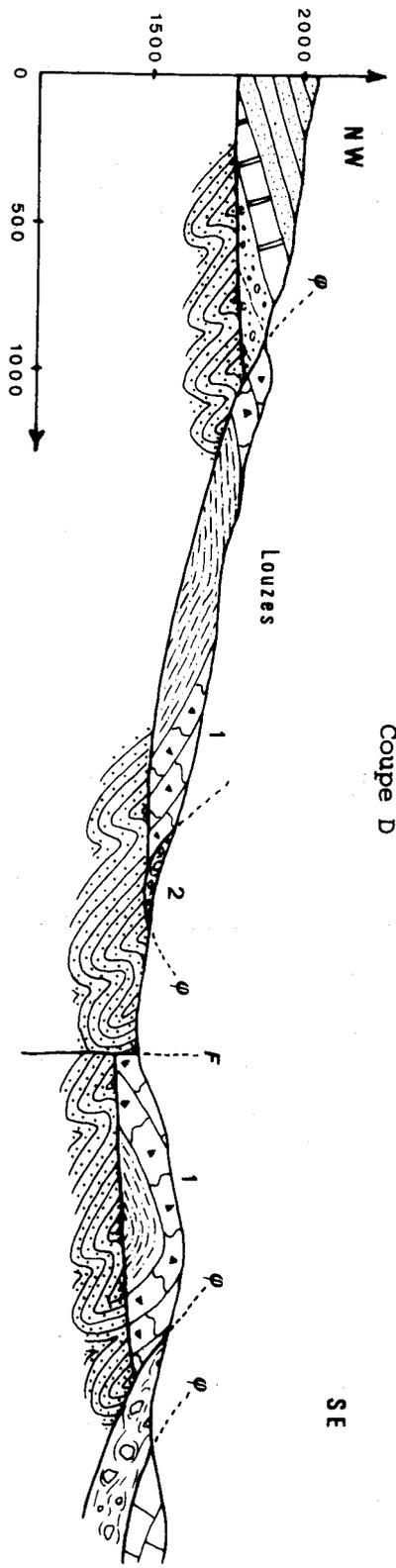
(2) L'unité supérieure est celle du Rinorema. Elle est exclusivement composée de mélange pélagonien. Elle chevauche l'unité précédente, mais on peut également la voir reposer sur le flysch du Parnasse. La carte de la figure 60 nous montre que des failles verticales constituent souvent ses limites.

3) Les unités de Xerovouni-Pirgaki (fig. 65 à 69)

Le domaine de ces unités s'étend entre une ligne Vraga-Mavrolithari et le rebord septentrional du massif du Kiona. Comme dans les précédents domaines, il s'agit d'une superposition de différentes unités allochtones d'origine, d'âge et d'étendue divers reposant sur un para-autochtone de flysch tertiaire du Parnasse.

Figure 64

LES UNITES DE SKLIDRON-XERAKI



- |   |                              |   |   |
|---|------------------------------|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Flysch du Parnasse</li> <li> Grès</li> <li> Calcaires crétaçés</li> <li> Conglomérat</li> </ul> | <p>----- Série béotienne</p> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Brèches calcaires</li> <li> Couches flyschoides</li> <li> Mélange volcano-détritique</li> <li> Calcaires jurassiques</li> </ul> | <p>----- Crétaçé transgressif (1)</p> <p>----- Série pélagonienne (2)</p> |
|---|------------------------------|---|---|



a) Le dispositif structural d'ensemble (coupe E, fig. 65)

Sur cette coupe figure toutes les unités du domaine, elle peut donc servir de coupe de référence.

(1) L'unité allochtone inférieure est celle de la série de Panouryia qui chevauche le flysch du Parnasse au droit du Rakes. Cette série est sillonnée de quelques replis anticlinaux ou synclinaux.

(2) Le flysch béotien constitue l'unité suivante. Sur la coupe il n'affleure qu'au Nord-Est où il repose sur le flysch du Parnasse. Seules les couches du flysch berriasien affleurent ; de nombreux plis métriques ou décimétriques les affectent entraînant une grande dispersion dans les directions structurales.

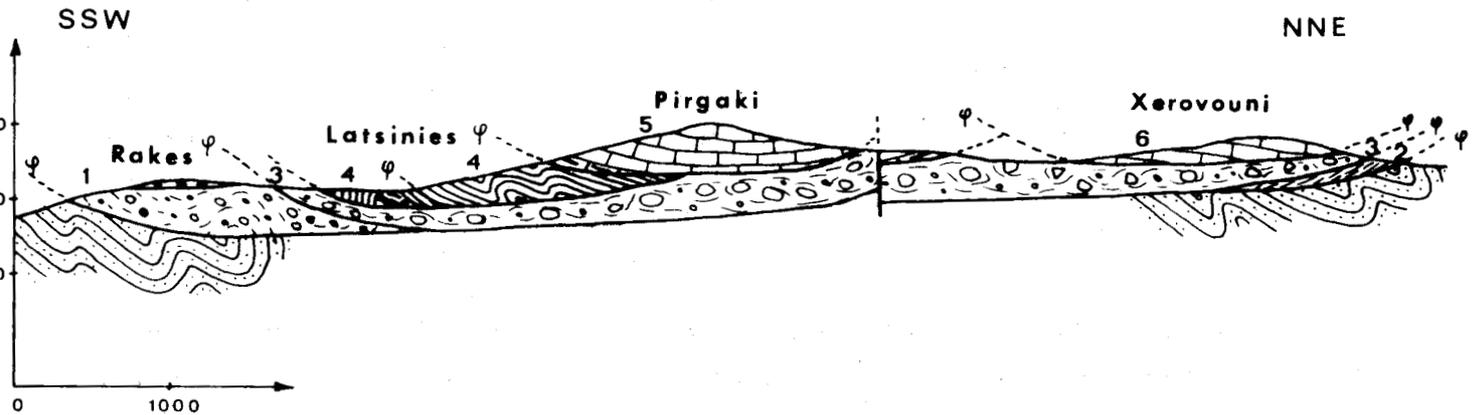
(3) L'unité du complexe ophiolitique repose sur les deux unités précédentes ainsi que sur le flysch du Parnasse. Le complexe ophiolitique comprend le mélange et les ophiolites. Les ophiolites, qui n'affleurent pas sur la coupe E, se sont mises en place tectoniquement sur le mélange au Jurassique terminal (période post-kimmeridgienne ; voir chapitre précédent sur le mélange et les ophiolites). La description effectuée ici ne tient compte que de la tectonique tertiaire ; donc, ophiolites et mélange étant intimement liés, ils seront considérés comme constituant une seule unité.

(4) L'unité des Latsinies (maliaque ?) repose sur le mélange. En fait, il semble que cette unité soit plutôt un olistolite ou une klippe sédimentaire dans le mélange. Le contact entre les radiolarites et le mélange ne présente aucun indice de tectonisation intense. Les radiolarites n'y sont ni plissées ni broyées et la matrice argileuse du mélange ne présente aucune schistosité particulière. En quelques points on peut observer que la matrice argileuse contient de nombreux petits blocs de radiolarites emballés sédimentairement, et ceci sous le contact des radiolarites. Les autres grands ensembles de calcaires à silex triasiques ou de radiolarites rouges (notamment ceux entre le Xerovouni et le Mesorrako) présentent nettement le caractère d'olistolites. Cependant, étant donné son importance, je l'ai considérée comme une unité cartographiable à part.

Figure 65

LES UNITES DE XEROVOUNI-PIRGAKI

Coupe E



-  Formations récentes
  -  Flysch du Parnasse
  -  Flysch béotien (2)
  -  Conglomérat fossilifère de la série de Panouryia (1)
  -  Radiolarites
  -  Calcaires à silex
  -  Mélange
  -  Calcaires à silex
  -  Calcaires massifs
- Série des Latsinies (4)
- Série pélagonienne (3, 5, 6)



Un contact tectonique tangentiel affecte cette série. L'unité est donc subdivisée en deux écailles. L'écaille la plus occidentale est affectée d'un repli anticlinal qui provoque l'affleurement de la semelle calcaire des radiolarites.

(5) L'unité des calcaires pélagoniens d'âge jurassique du Pirgaki chevauche l'unité de la série des Latsinies, mais aussi le mélange. Les calcaires se présentent en série inverse ; les calcaires lités à silex, observables à la base de cette unité sont affectés de plis métriques déversés vers l'Ouest et de direction axiale N 170. Le renversement de la série et le déversement des plis métriques vers l'Ouest sont peut-être issus de deux phases différentes.

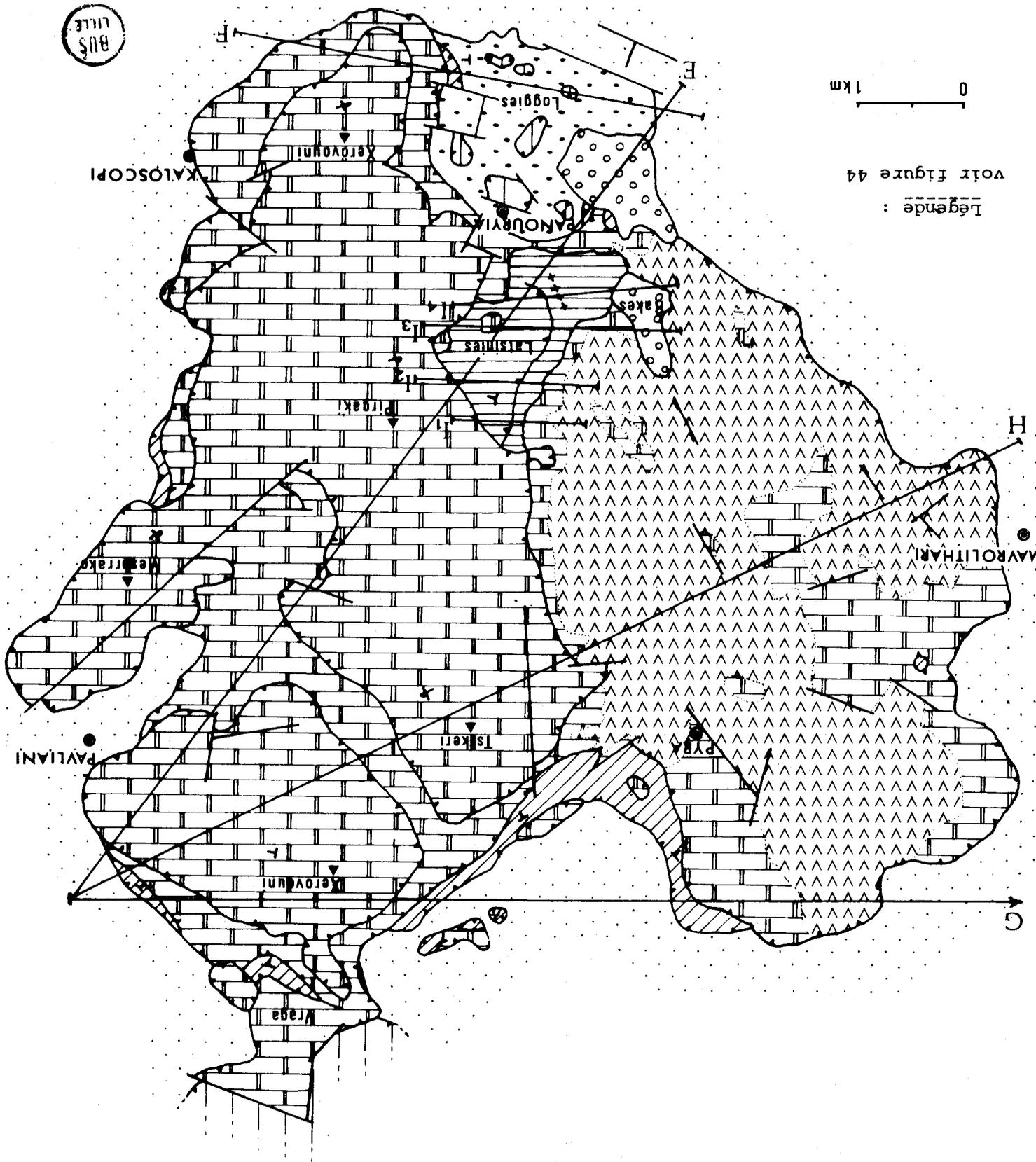
(6) Enfin, l'unité du Xerovouni, constituant l'ensemble de ce mont, forme le toit de l'édifice. Il s'agit d'une masse rigide de calcaires jurassiques pélagoniens en série normale à pendage vers l'Est et qui chevauche le mélange.

b) Analyse détaillée du dispositif structural

α) Schéma structural des unités de Xerovouni-Pirgaki  
(fig. 66)

(1) L'unité de Panouryia est localisée uniquement au Sud de ce village, dans le secteur de Loggies. Cette unité est affectée de quelques failles verticales et parcourue par des synclinaux qui contiennent à leur coeur les calcschistes rouges d'âge Paléocène terminal-Eocène basal. Sur cette unité est disposée toute une série de petites klipptes de calcaires bréchi-ques crétacés appartenant aux couches transgressives sur les ophiolites des zones internes.

(2) Le flysch béotien, qui constitue l'unité suivante, forme une étroite ceinture discontinue qui débute au Nord du village de Pyra, se poursuit dans Vraga au sein du mélange, se retrouve à l'Est du Xerovouni ainsi qu'à l'Est du Mesorrako. On le retrouve également de façon très locale dans les Loggies au Sud de Panouryia. Vers l'Ouest, il ne réapparaît qu'à



SCHEMA STRUCTURAL DES UNITES DE XEROVOUNI-PIRGAKI

Figure 66

la faveur d'une petite fenêtre au sein du mélange à l'Est de Mavrolithari. Il est généralement en contact tectonique sur le flysch du Parnasse, sauf dans les Loggies où il chevauche la série de Panouryia.

(3) L'unité du complexe ophiolitique se présente constamment en série inverse ; partout le mélange repose sur les ophiolites et, quand elles affleurent, les couches de passage au mélange surmontent celui-ci. Cette unité chevauche le flysch béotien ou le flysch du Parnasse quand le premier disparaît ; dans la région des Loggies, le mélange chevauche la série de Parnouryia.

Lorsque les couches flyschoïdes de base du mélange affleurent, elles présentent généralement une structure subhorizontale à pendage léger vers l'Est. Le long de la route menant vers Pyra on peut observer quelques plis métriques dans ces couches ; leur direction axiale est N 5° et ils sont nettement déversés vers l'Ouest.

Si l'on considère l'allure en carte des contacts mélange/ophiolites et serpentines/amphibolites, on constate que ceux-ci ont fréquemment une forme en V indépendante de la topographie dont la direction des pointes indiquerait des replis d'axe Nord-Sud.

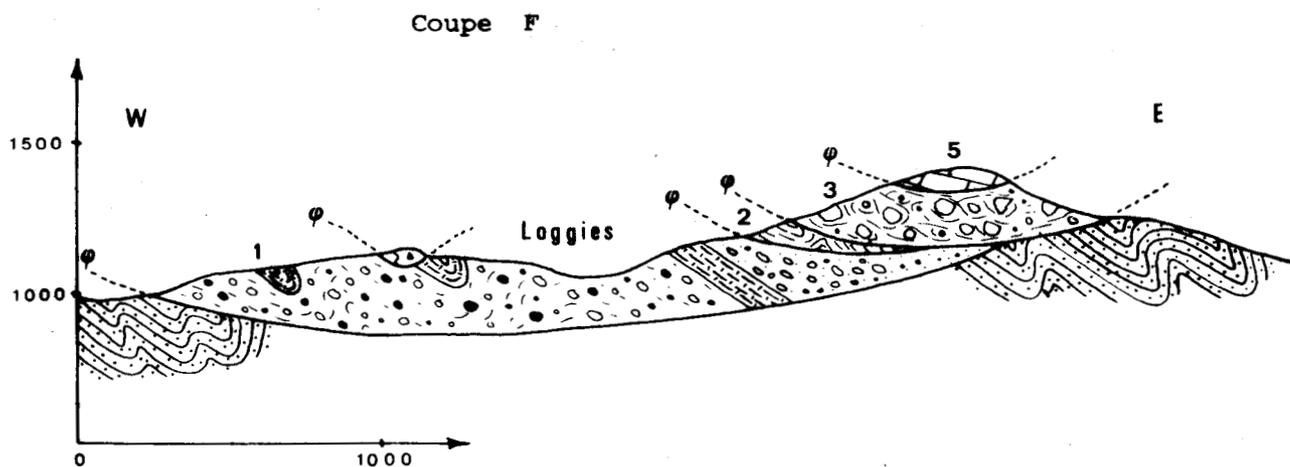
(4) L'unité des Latsinies affleure entre le Pirgaki et les Loggies. Elle chevauche le mélange ou les ophiolites et est chevauchée par les calcaires du Pirgaki. L'accident tectonique tangentiel qui traverse cette unité a une direction approximative Nord-Sud.

(5) Les calcaires pélagoniens du Pirgaki se présentent constamment en série inverse. Ils sont marqués par de faibles ondulations. Ils chevauchent la plupart du temps le mélange, sauf à l'Ouest du Pirgaki où ils reposent sur la série des Latsinies et à l'Est du Mesorrako où ils viennent directement sur le flysch du Parnasse.

(6) Enfin l'unité du Xerovouni repose sur le mélange, parfois sur le flysch du Parnasse (au Nord de Pavliani). Elle présente une structure monoclinale à pendage faible vers l'Est.

Figure 67

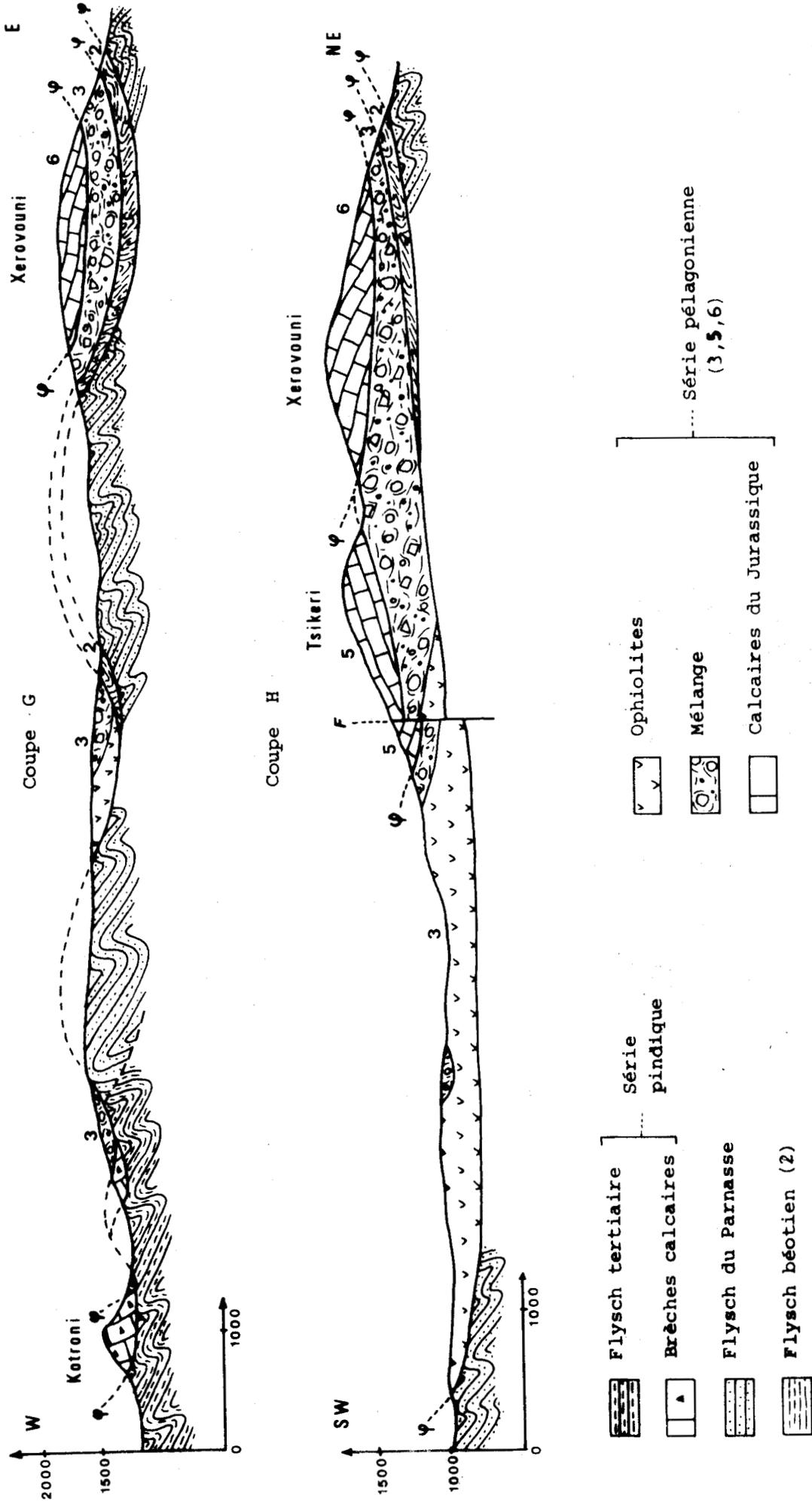
LES UNITES DE XEROVOUNI-PIRGAK : LA SERIE DE PANOURYIA



- |  |   |                                |
|--|---|--------------------------------|
|  | Flysch du Parnasse  |                                |
|  | Flysch béotien (2)  |                                |
|  | Conglomérat gréseux   | } Série de Panouryia (1)       |
|  | Calcschistes rouges   |                                |
|  | Conglomérat fossilifère                                       |                                |
|  | Calcaires bréchiques du Crétacé transgressif (Zones internes) |                                |
|  | Mélange   | } Série pélagonienne (3) et(5) |
|  | Calcaires jurassiques   |                                |

BHS  
LILLE

Figure 68



LES UNITES DE XEROVOUNI-PIRGAKI

β) La série de Panouryia (coupe F, fig. 67)

Cette coupe située au niveau de Loggies permet de préciser la position structurale de la série de Panouryia.

Cette série (unité 1) chevauche le flysch du Parnasse ; elle est affectée de replis synclinaux où apparaissent les schistes rouges d'âge Paléocène-Eocène. Vers l'Est affleure le conglomérat tertiaire. Une klippe de calcaires bréchiques du Crétacé transgressif des zones internes repose dessus. A l'Est, elle est chevauchée par le flysch béotien (2). Ensuite, se superpose l'unité du complexe ophiolitique représenté ici par le mélange (3) et l'unité des calcaires du Pirgaki (5).

γ) La série pélagonienne (coupes G et H, fig. 68)

Ces coupes permettent de compléter les observations sur les unités de Xerovouni-Pirgaki.

La coupe G nous montre l'unité du complexe ophiolitique dépassant la limite du flysch du Parnasse pour venir chevaucher le flysch de la zone pindique en repoussant à son front des écailles de brèches calcaires du Crétacé appartenant à la série pindique.

Sur la coupe H ce sont les ophiolites qui chevauchent le flysch du Parnasse vers l'Ouest et sont surmontées par le mélange vers l'Est.

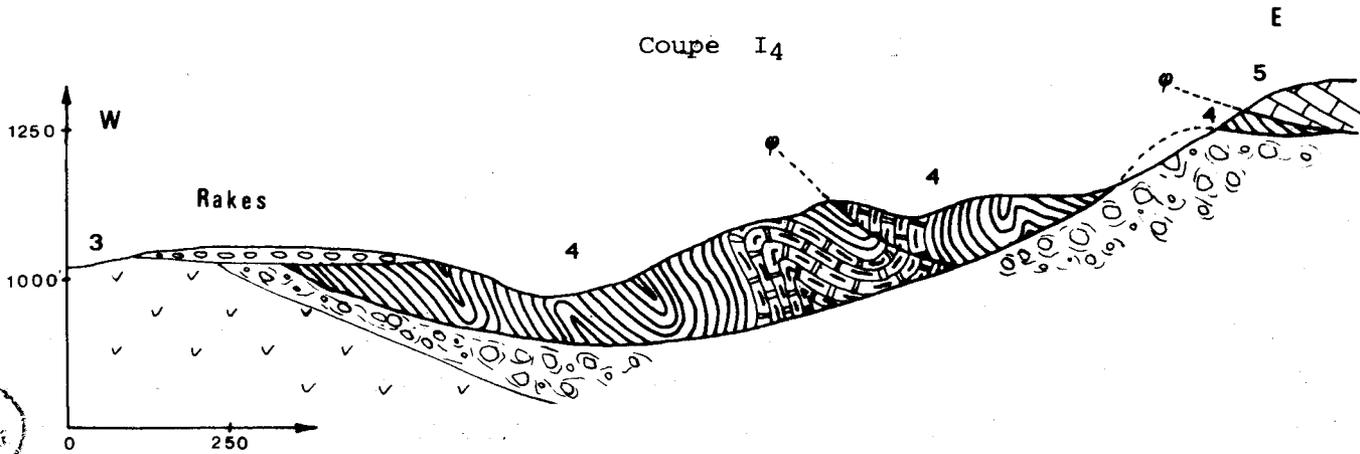
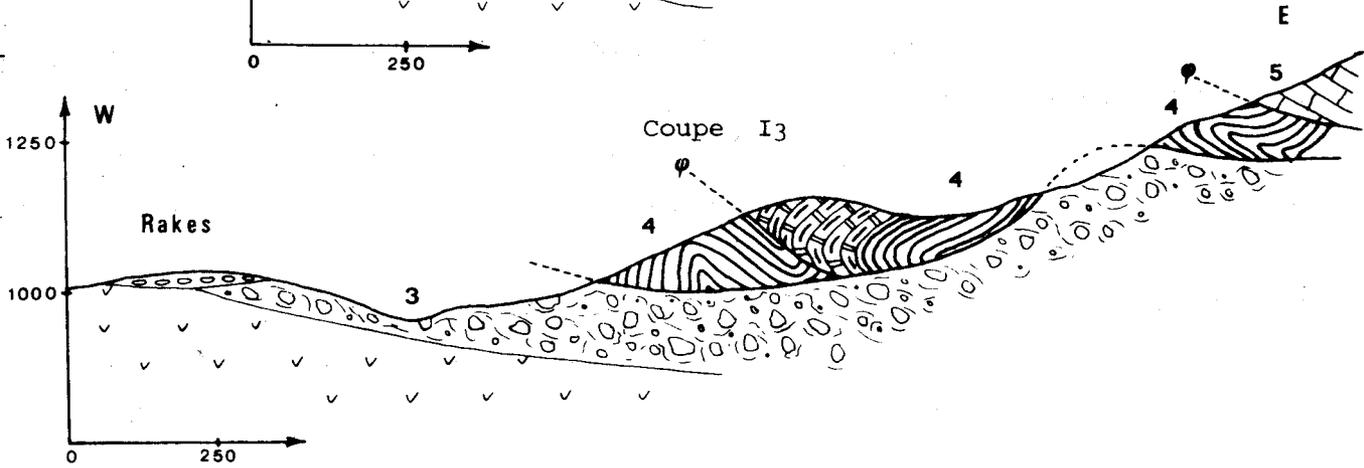
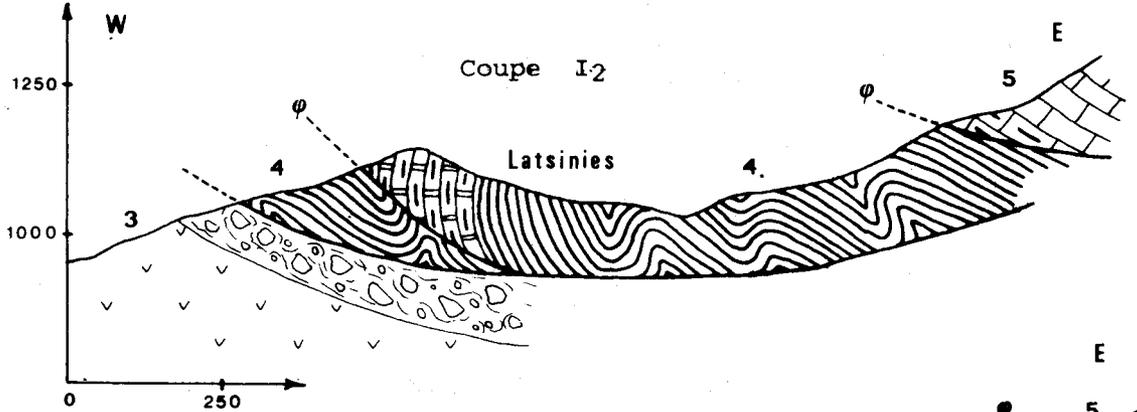
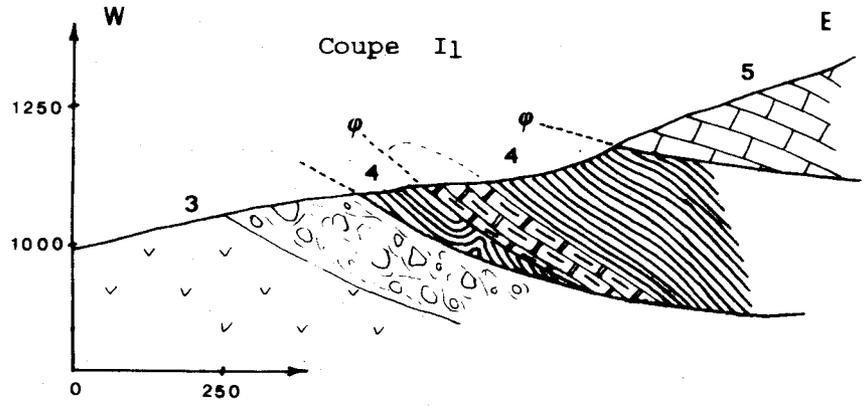
δ) La série des Latsinies (coupes I1 à I4, fig. 69)

Ce sont des coupes ~~seriées~~ établies dans la série des Latsinies afin de saisir les variations de structure qui s'y effectuent du Nord vers le Sud.

La coupe I1, nous montre l'unité de la série des Latsinies (4) intercalée entre le mélange pélagonien (3) et les calcaires pélagoniens du Pirgaki (5). Un contact tectonique affecte la série et la subdivise en deux écailles. Cet accident fait ressortir la semelle calcaire des radiolarites. A cet endroit, l'ensemble de la série a un pendage vers l'Est.

Figure 69

LES UNITES DE  
XEROVOUNI-PIRGAKI :  
LA SERIE DES LATSINIES



- |   |                           |   |   |                                |
|---|---------------------------|---|---|--------------------------------|
|  | Formations récentes       |  | Ophiolites  | } Série pélagonienne (3, F, 6) |
|  | Radiolarite               |  | Mélange   |                                |
|  | } Série des Latsinies (4) |  | Calcaires à silex   |                                |
|  |                           | Calcaires à silex   |  |                                |

Sur la coupe I2 les calcaires se redressent et sont alors verticaux. Le reste de la série radiolaritique est très plissé.

Ces calcaires sont complètement renversés sur la coupe I3 et ils reposent sur les radiolarites.

Enfin, sur la coupe I4, la semelle calcaire des radiolarites affleure à la faveur d'un repli anticlinal.

### C) LES FAILLES VERTICALES

Si les failles verticales sont relativement nombreuses dans le massif de l'Iti, elles sont cependant généralement limitées et de faible rejet. La responsabilité en incombe à la prépondérance des couches incompetentes (flyschs, mélange) sur les couches compétentes (calcaire, ophiolites). Les discontinuités qui naissent sont rapidement amorties dans les niveaux plastiques et les réactions aux contraintes se font plus d'une manière souple que d'une manière cassante. Les failles verticales créent peu d'accidents morphologiques et la structure actuelle du massif résulte plus de l'empilement des unités et des plis que du découpage par les failles. Aussi, on peut observer quelques grandes failles verticales de direction Nord-Est - Sud-Ouest ou Nord-Sud au niveau du Petrotos, de Matakia, du Tsikeri et du Mesorrako. Les autres failles sont d'étendue et de rejet nettement plus faibles.

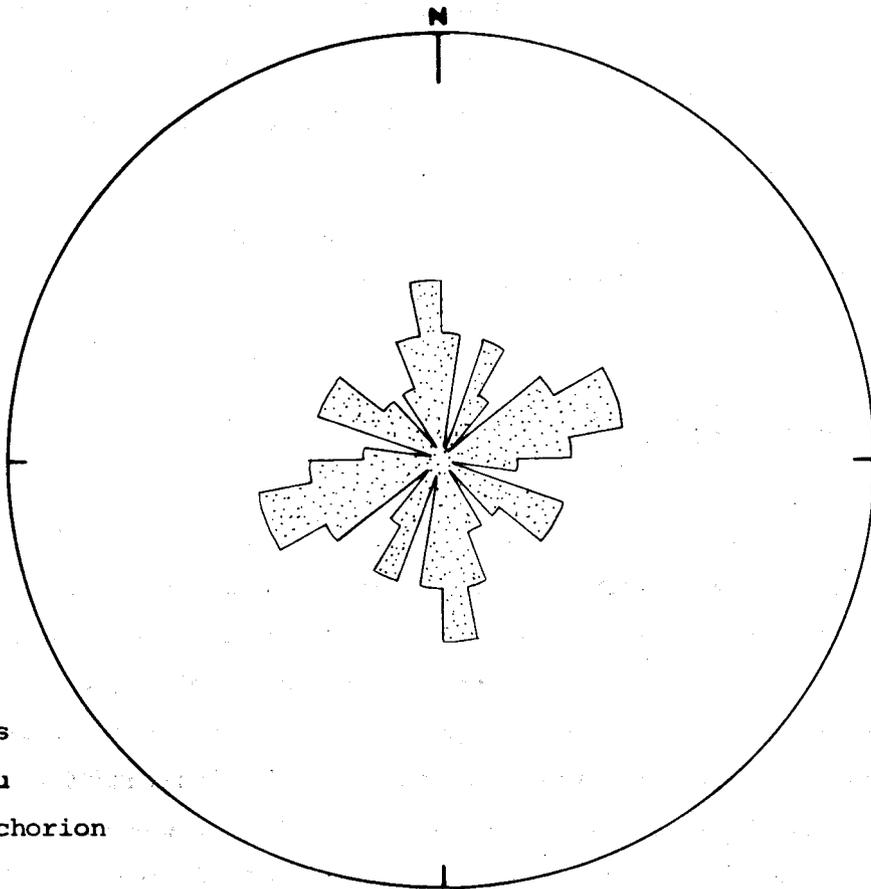
### II) ETUDE DES STEREOGRAMMES

Sur le terrain, j'ai pu effectuer des mesures de pendages de couches, de directions axiales de plis et de schistosité. Il était intéressant d'établir des diagrammes (stéréogrammes et rosaces) afin d'essayer de faire ressortir les grandes lignes structurales ainsi qu'une chronologie dans les mouvements tectoniques qui ont affecté la région.

Il faut souligner tout de suite que la complexité structurale du massif de l'Iti a parfois entraîné une dispersion dans les résultats et a

Figure 70

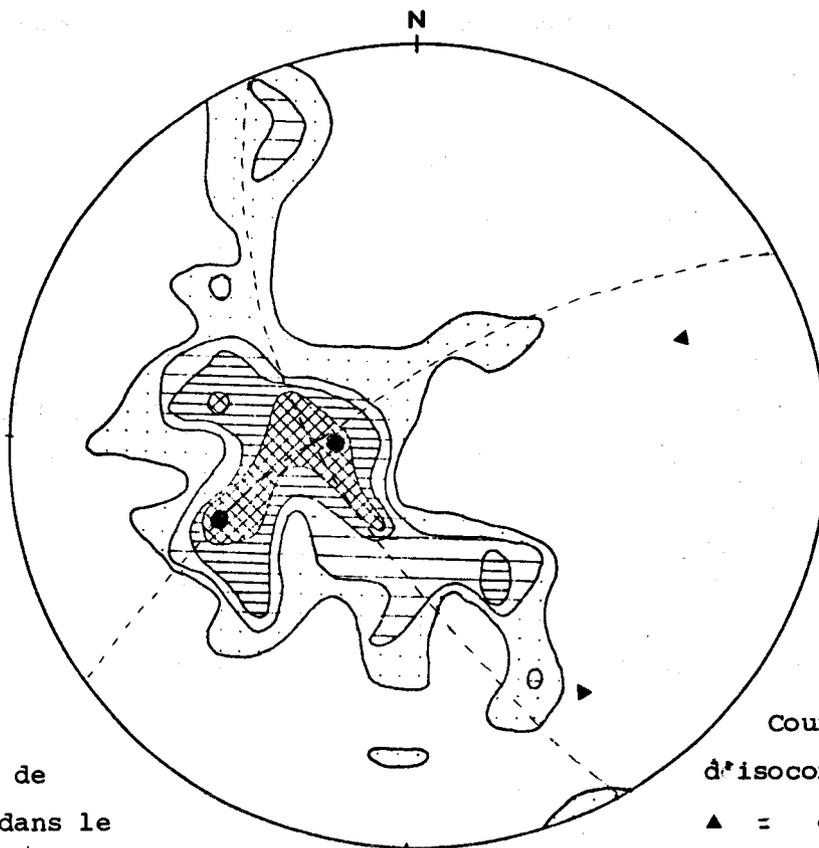
A



Orientation des axes de plis du secteur de Néochorion

Secteurs de  $10^\circ$   
7mm = 1 mesure  
27 mesures

B



Répartition des pôles des plans de stratification dans le secteur de Néochorion

Courbes d'isoconcentration : 1-2-3-4-5%  
▲ = axe de pli  
55 mesures

rendu l'interprétation des diagrammes malaisée. En outre, les observations sont numériquement insuffisantes. Des observations supplémentaires paraissent donc nécessaires pour venir étayer les hypothèses émises, notamment en ce qui concerne les failles verticales. Néanmoins quelques traits intéressants ont pu être dégagés.

A) LES DIFFERENTS DIAGRAMMES

1) Les plis (Secteur de Néochorion ; Fig. 70)

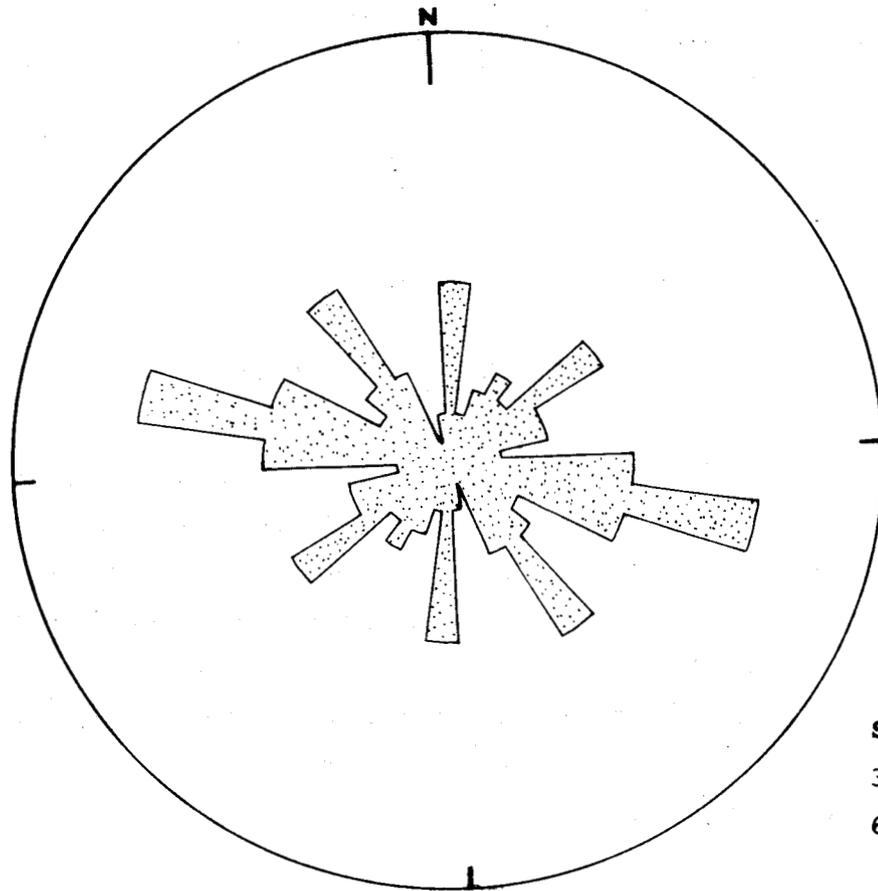
La route menant de Kastania à Néochorion traverse les couches du flysch de la série du Vardoussia. Près de Néochorion, ce flysch affleure bien et il est possible de relever des stratifications et des axes de plis. Les pôles des plans de stratification ont été reportés sur un canevas de Schmidt (projection sur l'hémisphère inférieur). Le nombre de mesures sur les axes de plis est faible ; aussi ai-je préféré les reporter sur une rosace où est représenté le nombre des axes de plis suivant leur direction (fig. 70 A).

En ce qui concerne la rosace des axes de plis, deux directions principales ressortent, l'une centrée autour de N 170°, l'autre oscillant autour de N 70°. Une autre semble se marquer autour de N 120°. Enfin, la petite concentration autour de N 30° ne semble pas significative, étant donné le peu de mesures qui l'intéresse (fig. 70 A).

Les pôles des plans de stratification ont été également reportés sur un canevas de Schmidt (fig. 70 B). Ces pôles se répartissent sur des grands cercles dont les pôles indiquent les directions axiales des plis. Le diagramme établi pour le secteur de Néochorion nous montre deux directions axiales de plis : Nord 155 et Nord 75. Ces deux directions se retrouvent donc approximativement dans le diagramme des axes de plis (fig. 70 A). La répartition des pôles de la direction Nord 75 semble plus diffuse ; la direction axiale Nord 155 lui serait donc postérieure et aurait tendance à la masquer.

Figure 71

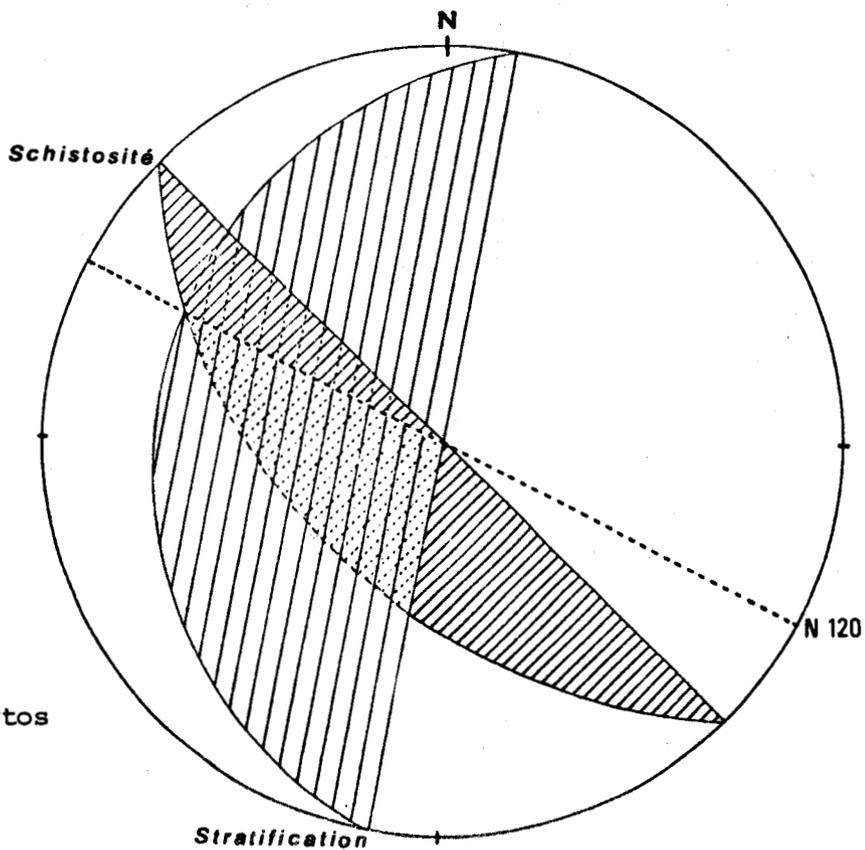
A



Orientation des  
failles majeures

Secteur de 10°  
3,5mm = 1 mesure  
66 mesures

B



Représentation  
stéréographique de  
la linéation du Vlytos

2) Les failles (Fig. 71 A)

J'ai reporté sur une rosace les directions des plans de failles verticales afin de voir si celles-ci s'orientaient de façon préférentielles. Les directions de ces plans de failles ont été relevées d'après leur tracé en carte. Une incertitude d'environ  $10^\circ$  entache donc ces mesures. Toutefois, il apparaît que les failles verticales s'orientent suivant quatre directions principales : Nord 0 - 10, Nord 50 - 60, Nord 100 - 110 et Nord 140 - 150 (Fig. 71 A).

Cartographiquement et sur le terrain, il est apparu que les failles de directions Nord 50 - 60 et Nord 100 - 110 se recoupaient fréquemment et se décalaient les unes par rapport aux autres. Ce fait pourrait indiquer que ces failles sont des failles conjuguées à caractère cisailant. Cependant, des observations de stries sur les miroirs de failles manquent pour venir étayer cette hypothèse. En admettant que ces deux familles de failles soient conjuguées, cela supposerait une direction de contrainte Nord 75 engendrant des plis de direction axiale Nord 165.

Il en serait de même pour les familles de failles Nord 0 - 10 et Nord 140 - 150, qui sont recoupées en quelques points par les deux autres familles. Elles indiqueraient donc une direction de contrainte Nord 165 engendrant des plis de direction axiale Nord 75. Cette direction axiale serait antérieure à la direction axiale Nord 165.

La précédente étude menée sur les failles admet donc que la plupart de celles-ci sont à caractère cisailant. Cela peut paraître surprenant, d'autant plus que vers l'Est, entre le golfe d'Eubée et le massif du Kallidromon, O. PEGORARO (1972) a montré que les failles sub-verticales normales, de directions NS et ESE - WNW, étaient dues à des phases tectoniques en extension d'âge Plio-Quaternaire. En Iti, les failles verticales n'ont pu être datées et, le soubassement para-autochtone étant formé de flysch, il n'a pu être montré pour nombre de ces failles qu'elles affectaient ce soubassement. Si ces failles sont à caractère cisailant, elles ont pu naître lors du chevauchement des zones internes sur les zones externes mais également lors de celui de la zone du Parnasse sur la zone du Pinde. Toutefois, dans ce cas, l'absence supposée de failles verticales liées à des phénomènes d'extension reste problématique.

3) La schistosité (secteur du Vlytos ; Fig. 71 B)

Dans la cuvette du Vlytos, à 1 km environ du Vlytotsoumaro (1907 m) affleurent les calcaires crétacés de la série du Vlytos. Ils sont affectés par une schistosité grossière qui recoupe la stratification. L'intersection de ces deux plans détermine une linéation de direction Nord 120. Il y aurait existence d'une phase tectonique de direction axiale Nord 120 (Fig. 71 B), en supposant que la série n'ait pas subi de rotation lors de sa mise en place.

B) AUTRES DONNEES DE TERRAINS

L'ensemble des unités du Pirgos est affecté d'un certain nombre de structures dont la direction axiale oscille autour de Nord 130. Ainsi nous pouvons constater l'existence :

- au sein de la série de l'Aetos, d'un synclinal dont le plan axial est incliné vers le Sud-Ouest ;
- d'une structure anticlinale affectant les conglomérats de la série du Vlytos, d'axe Nord 130 et déversée vers le Nord-Est ;
- de synclinaux de mélange affectant les calcaires jurassiques au Pirgos et d'axe Nord-Ouest - Sud-Est ;
- d'une écaille au sein de la série béotienne de l'Iti, à regard tourné vers le Nord-Est et faisant réapparaître la semelle calcaire du flysch tertiaire au Nord des Livadies (voir carte géologique).

Ces observations permettent donc d'envisager l'existence d'une phase tectonique de direction axiale voisine de Nord 130 à déversement vers le Nord-Est.

C) CONCLUSIONS

1) Confrontation des diverses données

L'analyse des faits de terrain et l'étude des différents stéréogrammes nous permet d'envisager l'existence de plusieurs phases tectoniques

post-Crétacé dans le massif de l'Iti :

- une phase de direction axiale Nord 70 - 80 (apparaissant sur les diagrammes de plis et de stratifications du secteur de Néochorion, et sur le diagramme des failles) ;

- une phase de direction axiale Nord 150 - 170, à déversement vers l'Ouest-Sud-Ouest (plis et stratifications de Néochorion, failles) ;

- une phase de direction axiale Nord 120 - 140, à déversement vers le Nord-Est (linéation du Vlytos, données de terrain, plis de Néochorion).

La phase de direction Nord 70 - 80 semble antérieure à celle de direction Nord 150 - 170. Par manque d'informations, il n'est pas possible de situer la phase de direction Nord 120 - 140 par rapport aux deux autres. La direction axiale Nord 120 dans la rosace des plis de Néochorion indiquerait que cette phase affecte également le soubassement des unités.

## 2) Comparaison avec d'autres domaines

En Macédoine, J. MERCIER et P. VERGELY distinguent pendant la période fini-Crétacé supérieur - Tertiaire trois phases tectoniques principales (J. MERCIER et P. VERGELY, 1972 ; P. VERGELY, 1975) qui sont successivement :

- une phase CT 1 de direction axiale Nord 120 et d'âge Crétacé terminal-Eocène inférieur ;

- une phase CT 2 de direction axiale Nord 70 - 80 et d'âge probablement fini-Priabonien ;

- une phase CT 3 de direction axiale Nord 150, à déversement vers le Sud-Ouest et d'âge post-Oligocène inférieur.

Plus proche du massif de l'Iti, l'Othrys montre également une superposition de phases tectoniques pour la période post-Crétacé supérieur (J. FERRIERE et P. VERGELY, 1976). On note l'existence de deux phases, non datées directement :

- une phase de direction Nord 70 - 80
- une phase de direction Nord 150.

Le massif de l'Iti se situe à la limite des zones internes et des zones externes : il occupe donc une position plus externe que la Macédoine et le massif de l'Othrys. Cependant, malgré le manque d'observations, il semble qu'un certain nombre de phénomènes connus dans ces régions affectent aussi l'Iti. Ainsi, en Iti, la phase de direction dynamique Nord 150 - 170 (CT 3 ?), qui est la phase principale des zones externes, se retrouve bien marquée dans les structures de moyennes et de grandes dimensions. La phase de direction Nord 70 - 80 (en Macédoine, phase CT 2) paraît également affecter le massif de l'Iti. Enfin, une phase de direction axiale Nord 120 - 140 à déversement vers le Nord-Est affecte la région étudiée ; il est possible d'y retrouver là la phase CT 1 de Macédoine. Cependant, elle n'a pu être datée par rapport aux deux autres phases.

### III) MISE EN PLACE DES STRUCTURES

#### A) LE DISPOSITIF ACTUEL

L'étude précédente a permis de mettre en évidence que la structure actuelle du massif de l'Iti résulte de la superposition d'un ensemble d'unités allochtones sur un soubassement de flyschs tertiaires appartenant aux zones du Parnasse et du Pinde. Ces unités appartiennent à la zone béotienne ou aux zones internes.

Au niveau des couches de résistance différente, des décollements sont intervenus dans les terrains appartenant à ces zones. Ainsi le flysch béotien s'est décollé de son soubassement qui n'affleure pas dans le massif de l'Iti. La couverture transgressive d'âge Crétacé des zones internes s'est désolidarisée de son soubassement constitué par les ophiolites et leur semelle. Enfin, le mélange pélagonien s'est décollé en de nombreux points de sa semelle calcaire rigide d'âge Jurassique supérieur.

La phase de direction axiale Nord 150 - 170, correspondant à la direction dinarique, est responsable de la mise en place de ces unités. Elle provoque le chevauchement, sur les zones externes, des terrains des zones internes, ceux-ci entraînant à leur base des lambeaux de leur propre couverture ou de formations appartenant à la zone béotienne. Cette mise en place a dû s'effectuer en deux temps, expliquant ainsi quelques superpositions anormales : celles des calcaires ultrapindiques de l'Aetos sur le mélange pélagonien, celle du flysch béotien du Pétrotos sur le mélange et celle du flysch béotien sur la série crétacée de Panouryia. Dans un premier temps, la nappe pélagonienne se met en place entraînant à sa base des terrains pandiques, béotiens et de la couverture crétacée transgressive des zones internes. Dans un deuxième temps, une légère reprise tectonique amène par endroits le chevauchement de séries d'appartenance externe sur des séries plus internes.

La mise en place des unités allochtones dans le massif de l'Iti ne peut être datée précisément. Les terrains les plus récents impliqués dans la tectonique tangentielle ont été datés du Cuisien supérieur. Ce fait confère donc un âge post-Cuisien à la mise en place des unités. Le manque de dépôts discordants sur les structures empêche de préciser davantage l'âge de cette mise en place. Toutefois, la phase de direction axiale Nord 150 - 170, provoquant les chevauchements majeurs dans le secteur a pu être comparée à la phase CT 3 de Macédoine, à laquelle un âge post-Oligocène inférieur a été attribué dans cette région. Il est donc possible d'envisager également un âge post-Oligocène inférieur pour la mise en place des différentes unités du massif de l'Iti.

Le chevauchement de la zone du Parnasse sur la zone du Pinde s'effectue dans le secteur du Massif de l'Iti au niveau de leurs flyschs tertiaires. Il est donc difficile de repérer son emplacement exact et son contour en carte n'a pu être tracé qu'approximativement. Cette superposition flysch sur flysch peut surprendre. En effet, au Sud les puissantes séries calcaires mésozoïques du massif du Kiona chevauchent le flysch tertiaire du Vardoussia ; au Nord, dans la région du massif de l'Iti, le contact se fait au niveau des flyschs. Ni un contact par faille verticale ni un passage latéral d'un flysch à l'autre ne sont envisageables.

Il faut donc admettre qu'à cet endroit le flysch du Parnasse chevauche celui du Vardoussia (série pindique) et que la série mésozoïque se trouve cisailée. Il faut aussi noter que les unités béotiennes et pélagoniennes dépassent la limite de la zone du Parnasse pour venir reposer sur le flysch pindique.

B) ECHOS DES PHASES TECTONIQUES PRECOCES

L'ensemble des phases tectoniques tertiaires a façonné le bati actuel du massif de l'Iti. Les phases tectoniques précoces, d'âge anté-Crétacé supérieur et caractérisant les zones internes, ne sont pas directement détectables dans ce secteur. Néanmoins, en de nombreux points, des échos de ces phases sont perceptibles. Ainsi, nous avons pu voir que la genèse du mélange volcano-détritique pélagonien était directement lié à la mise en place des ophiolites sur leur semelle sédimentaire du Jurassique terminal. Le flysch béotien, qui débute au Tithonique-Berriasien, constitue un écho de l'orogénèse précoce des zones internes. Enfin, les conglomérats d'âge Crétacé de la couverture transgressive des zones internes sont également des signes de phases orogéniques affectant ces zones à cette époque.

En résumé, on peut dire que les structures résultant de l'orogénèse tertiaire sont les seules identifiables dans le massif de l'Iti tandis que les phases précoces ne sont décelables que par leurs échos sédimentaires.

**CONCLUSIONS**  
**GENERALES**

CONCLUSIONS GENERALES

-----

L'étude géologique du massif de l'Iti a porté sur trois points. Dans un premier temps, la stratigraphie de ce secteur des Hellénides a été analysée. Puis une formation particulière, appartenant à la zone pélagonienne et appelée mélange, a été étudiée plus en détail. Enfin, les rapports entre les différentes séries ont été précisés dans l'étude tectonique.

I) APPORTS STRATIGRAPHIQUES

Dans le massif de l'Iti, des séries appartenant aux zones du Pinde, du Parnasse, béotienne, pélagonienne et peut-être maliaque ont été mises en évidence. Du fait de la tectonique tangentielle tertiaire ces séries sont souvent cisailées et se trouvent donc réduites dans beaucoup de cas.

Les principaux apports stratigraphiques se situent au niveau des séries béotiennes et maliaques.

- le flysch béotien avait déjà été reconnu dans le massif de l'Iti. Cependant, j'ai pu établir l'existence d'une série béotienne s'étageant entre le Tithonique-Bérriasien et le Cuisien. Dans les Dinarides s.l., c'est la première fois qu'une série bosniaque ou béotienne est décrite jusque dans des niveaux aussi récents.

- une série triasico-jurassique calcaro-siliceuse présente des analogies avec les séries maliaques connues au Nord du Sperchios. N'ayant pu être datée, elle était considérée autrefois comme étant la couverture des ophiolites. Dans les Hellénides, il semble que cette série soit le jalon le plus méridional des séries de type maliaque.

Au niveau des autres séries des précisions ont été apportées. Pour les séries du Pinde et du Parnasse la datation des couches de passage des calcaires au flysch tertiaire a été affinée. Les âges des couches du Crétacé transgressif des zones internes ont été précisés.

## II) RESULTAT DE L'ETUDE DU MELANGE

L'étude du mélange pélagonien du massif de l'Iti a porté sur plusieurs points.

L'analyse de la matrice a montré au sein de celle-ci la prépondérance de l'illite sur les autres minéraux argileux. Le caractère diagénétique de cette illite conduit à penser qu'un métamorphisme n'a pas affecté le mélange.

L'étude des blocs exogènes du mélange a permis d'y montrer la présence de blocs de nature variée : sédimentaire, éruptive, métamorphique. L'étude des éléments sédimentaires a conduit à envisager pour ceux-ci une origine au niveau de séries de type maliaque. Les analyses géochimiques des roches éruptives ont permis d'y distinguer les roches à tendance tholéitique (gabbros, dolérites, basaltes) des roches à tendance alcaline (diabases, spilites). L'origine ophiolitique des roches du premier groupe semble indubitable ; par contre les roches du second groupe proviendraient plutôt de séries volcano-sédimentaires triasiques connues dans les zones internes. Enfin, un bloc de granophyre sodique de grande taille a été trouvé dans le mélange ; l'origine d'un tel bloc peut se rechercher au niveau des ophiolites, sans toutefois exclure la possibilité d'une origine plus interne à partir d'un socle ancien.

Etant donné les étroits rapports existant entre le mélange et les ophiolites, un mécanisme de formation du mélange directement lié à la mise en place des ophiolites au Jurassique terminal-Crétacé basal est envisagé.

### III) CONCLUSIONS TECTONIQUES

L'étude du massif de l'Iti a révélé sa complexité tectonique. La structure du massif était interprétée autrefois comme résultant de la superposition d'une unité allochtone subpélagonienne sur un soubassement parnassien, lui-même charrié sur la zone du Pinde.

En fait, on a là un empilement de nombreuses unités allochtones appartenant aux zones béotiennes et pélagoniennes charriées sur les zones du Parnasse et du Pinde, le Parnasse chevauchant le Pinde. Un écaillage intense vient par ailleurs compliquer cette structure.

L'ensemble de ces unités s'est mis en place au Tertiaire, à une époque post-Cuisienne. L'analyse structurale a montré qu'il convenait d'envisager une mise en place polyphasée de l'édifice.

### IV) PLACE DU MASSIF DE L'ITI DANS LES HELLENIDES

L'étude géologique du massif de l'Iti a montré sa position privilégiée au sein des Hellénides.

Au Sud du Sperchios, il constitue le jalon le plus occidental d'une part de la zone béotienne et d'autre part des zones internes, mis à part les formations éruptives allochtones du Pinde étolique.

Dans le massif de l'Iti est représenté le témoin le plus méridional d'une série de type maliaque. C'est également à la limite septentrionale de l'Iti que se termine la zone du Parnasse. Ces faits posent donc le problème de la nature de la discontinuité majeure du Sperchios et des prolongations longitudinales des zones du Parnasse et maliaque. Le Sperchios peut représenter un accident tectonique majeur (grande faille cisaillante, fossé d'effondrement, ....) interrompant brutalement les deux zones. On peut aussi envisager un passage progressif d'une zone à l'autre, que d'ailleurs rien ne vient laisser supposer de part et d'autre de la vallée. Il est à craindre que la solution du problème soit, à l'heure actuelle, cachée sous les formations récentes du Sperchios.

## **BIBLIOGRAPHIE**

LISTE DES ABREVIATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

- Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges. : Abhandlungen Schweizerische Paläontologische Gesellschaft.
- Ann. Geol. Pays Hell. : Annales géologiques des pays helléniques.
- Ann. Scient. Univ. Besançon : Annales scientifiques de l'université de Besançon.
- Ann. Soc. Geol. Nord : Annales de la Société géologique du Nord.
- Bull. Soc. Geol. Fr. : Bulletin de la Société géologique de France.
- Can. Journ. Earth Sc. : Canadian Journal of Earth Sciences.
- C.R. Acad. Sc. Paris : Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris.
- C.R. Somm. S.G.F. : Compte-rendus sommaires de la Société géologique de France.
- D.E.A. : Diplôme d'études approfondies.
- Deep-sea Res. : Deep-sea Research.
- Earth Plan. Sc. Let. : Earth Planetary Sciences Letters.
- Eclogae Geol. Helv. : Eclogae geologicae helvetiae.
- Fortschr. Miner. : Fortschritt Mineralogische.
- Geol. Soc. Am. Bull. : Geological Society of America Bulletin.
- Inst. Geol. Sub. Res. : Institute for Geological and Subsurface Research.
- Journ. Geol. : Journal of Geology.
- Journ. Sed. Petro. : Journal of Sedimentary Petrology.
- Journ. Geophys. Res. : Journal of Geophysical Research.
- Phil. Trans. Roy. Soc. London : Philosophical Transactions of the Royal Society of London.
- Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. : Revue de géographie physique et de géologie dynamique.
- Sediment. Geol. : Sedimentary Geology.
- Soc. Eco. Paléon. : Society of Economic Paleontologist and Mineralogist.
- Schweiz. Min. Petro. Mitt. : Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.
- Trans. Roy. Soc. Edin. : Transactions of the Royal Society of Edinburgh.
- Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges. : Zeitschrift des Deutschen Geologischen Gesellschaft.

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

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1970) .- Olistostromes and olistoliths. Sediment. Geol., vol. 4, p. 521-557.
- AUBOUIN J. (1957).- Essais de corrélations stratigraphiques en Grèce occidentale. Bull. Soc. Geol. Fr., (6), t. VII, p. 281-304.
- AUBOUIN J. (1958) .- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). Bull. Soc. Geol. Fr., (6), t. VIII, p. 731-749.
- AUBOUIN J. (1959) .- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. Thèse, Paris. Ann. Geol. Pays Hell., t. X, 526 p.
- AUBOUIN J. (1973) .- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XV, p. 426-460.
- 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 J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P., VERRIEZ J.J. (1970) .- Contribution à la Géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. Ann. Soc. Geol. Nord, t. XC, fasc. 4, p. 277-306.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M., RAMPNOUX J.P. (1970) .- Essai sur la Géologie des Dinarides. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XII, p. 1060-1095.
- BAILEY E.B., MAC CALLIEN W.J. (1950) .- The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. Nature, vol. 166, p. 938-940.
- BAILEY E.B., MAC CALLIEN W.J. (1953) .- Serpentine Lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust. Trans. Roy. Soc. Edin., vol. 52, p. 403-442.

- BAUMGARTNER P.O., BERNOULLI D. (1976) .- Stratigraphy and Radiolarian Fauna in a Late Jurassic-Early Cretaceous Section near Achaldi (Evvoia, Eastern Greece). Eclogae Geol. Helv., vol. 69, p. 601-626.
- BEBIEN J. (1974) .- Le cortège ophiolitique de Guevgueli : un exemple d'association ophiolite - formations sialiques. 2<sup>eme</sup> réunion annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, p. 42.
- BECK C. (1972) .- Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale du massif de l'Othrys (Grèce continentale). D.E.A., Lille, 59 p.
- BECK C. (1975) .- Etude géologique des formations allochtones du synclorium est-étolique (Grèce continentale). Thèse 3<sup>eme</sup> cycle, Lille, 123 p.
- BERGER W.H. (1974) .- Deep-sea sedimentation. In "The Geology of continental margins", Burk and Drake ed., Springer-Verlag, p. 213-241.
- BERNOULLI D., LAUBSCHER H. (1972) .- The Palinspatic Problem of the Hellenides. Eclogae Geol. Helv., vol. 65, p. 107-118.
- BISCAYE P.E. (1965) .- Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 76, p. 803-832.
- BLAKE M.C., JONES D.L. (1974) .- Origin of Franciscan Melange in Northern California. Soc. Eco. Paleon., spec. pub. n° 19 (M. Kay), p. 345-357.
- BLANCHET R. (1966) .- Sur l'âge tithonique-éocétacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie. Le flysch de Vranduk (Yougoslavie). C.R. Somm. S.G.F., p. 401-402.
- BLANCHET R. (1970) .- Données nouvelles sur le flysch bosniaque : la région de Banja Luka, Bosnie septentrionale (Yougoslavie). Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XII, p. 659-663.
- BLANCHET R. (1973) .- Contribution à l'étude géologique des Dinarides, un profil en Yougoslavie : de la Dalmatie moyenne au bassin panonien. Thèse, Paris, vol. roneot., 362 p.

- BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., RAMPNOUX J.P. (1969) .- Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-crétacé inférieur en Yougoslavie : l'unité du flysch bosniaque. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XI, p. 871-880.
- BLEHAUT E. (1975) .- Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale du massif de l'Iti (Grèce continentale). D.E.A., Lille, 96 p.
- BROQUET P. (1970) .- La notion d'olistostrome et d'olistolite. Ann. Soc. Geol. Nord, t. XC, fasc. 2, p. 77-86.
- BROQUET P. (1973) .- Olistostrome-olistolite et klippe sédimentaire. Ann. Scient. Univ. Besançon, (3), fasc. 20, p. 45-53.
- BRUNN J.H. (1956) .- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale. Thèse, Paris. Ann. Geol. Pays Hell., t. VII, 358 p.
- CADET J.P. (1968) .- Sur l'âge des flyschs de la haute vallée de la Neretva (Région de Ulog), Bosnie, Yougoslavie. C.R. Somm. S.G.F., p. 118-120.
- CADET J.P., SIGAL J. (1969) .- Sur la stratigraphie et l'extension du flysch éocrétacé en Bosnie-Herzégovine méridionale. C.R. Somm. S.G.F., p. 52-53.
- CAVELIER C., POMEROL C. (1976) .- Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène. 4<sup>eme</sup> réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 99.
- CELET P. (1958) .- Existence d'une série crétacée allochtone dans la région occidentale du Parnasse (Grèce). Bull. Soc. Geol. Fr., (6), t. VIII, p. 471-486.
- CELET P. (1959) .- Observations sur la stratigraphie et la structure de l'Iti et de ses environs (Grèce méridionale et moyenne). C.R. Somm. S.G.F., p. 238-239.

- CELET P. (1960) .- Sur la découverte de quelques gisements fossilifères éocènes en Grèce méridionale (montagnes de l'Iti) et sur les facies du flysch dans cette région. Ann. Soc. Geol. Nord, t. LXXX, p. 56-62.
- CELET P. (1962) .- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. Ann. Geol. Pays Hell., t. XIII, 446 p.
- CELET P. (1976) .- A propos du mélange de type "volcano-sédimentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XVIII, p. 299-307 et Coll. int. C.N.R.S., Paris, n° 244, p. 103-111.
- CELET P., CLEMENT B. (1971) .- Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du flysch béotien. C.R. Somm. S.G.F., p. 43.
- CELET P., CLEMENT B., LEGROS G. (1974) .- Sur la présence du flysch béotien dans le domaine du Parnasse (Grèce continentale). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 278, D, p. 1689-1692.
- CELET P., CLEMENT B., FERRIERE J. (1976) .- La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. Eclogae Geol. Helv., vol. 69, p. 577-599.
- CELET P., FERRIERE J., WIGNIOLLE E. (1976) .- Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange de type volcano-sédimentaire au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). Coll. A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier (à paraître).
- CELET P., CADET J.P., CHARVET J., FERRIERE J. (1976) .- Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoic age in Dinarid and Hellenid ranges : a comparison. 25<sup>eme</sup> congrès C.I.E.S.M., Split, "Histoire structurale des bassins méditerranéens", ed. Technip, à paraître.
- CHARVET J. (1967) .- Sur un jalon de flysch tithonique-éocène au Nord de Sarajevo (Yougoslavie). C.R. Somm. S.G.F., p. 371.

- CHARVET J. (1973) .- Sur les mouvements orogéniques du Jurassique - Crétacé dans les Dinarides de Bosnie orientale. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, D, p. 257-259.
- CLEMENT B. (1971) .- Découverte d'un flysch éocrétacé en Béotie (Grèce continentale). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 272, D, p. 791-792.
- CLEMENT B. (1972) .- Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des monts Géraniées (Grèce continentale). Ann. Soc. Geol. Nord, t. XCII, p. 171-175.
- CLEMENT B., FERRIERE J. (1973) .- La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, D, p. 481-484.
- COLEMAN R.G. (1971) .- Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. Journ. Geophys. Res., vol. 76, n° 5, p. 1212-1222.
- DEGARDIN J.M. (1971) .- Etude géologique de la région d'Atalanti, Locride, Grèce continentale. D.E.A., Lille, 134 p.
- DELTEIL J., TOUMARKINE M. (1975) .- Précisions sur le Tertiaire allochtone du Tell oranais oriental. Eclogae Geol. Helv., vol. 68, p. 65-77.
- DERCOURT J. (1964) .- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponèse septentrional. Thèse, Paris; Ann. Geol. Pays Hell., t. XV, 417 p.
- DERCOURT J. (1970) .- L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XII, p. 261-317.
- DERCOURT J., CELET P., COTTIN J.Y., DE WEVER P., FERRIERE J., GRANDJACQUET C., HACCARD D., WIGNIOLLE E. (1976) .- Importance d'une tectonique jurassique supérieure sur les marges de la plaque d'Apulie (Apennin ligure et Hellénides). Coll. A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier, à paraître.

- DE WEVER P. (1975) .- Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pindique (série de Tripolitza et série épi-métamorphique de Zarouckla). Péloponnèse septentrional, Grèce. Thèse 3<sup>eme</sup> cycle, Lille, 344 p.
- DEWEY J.F., BIRD J.M. (1970) .- Mountains Belts and the New Global Tectonics. Journ. Geophys. Res., vol. 75, n° 14, p. 2625-2647.
- DIMITRIJEVIC M.D., DIMITRIJEVIC M.N. (1973) .- Olistostrome Melange in the Yougoslavian Dinarides and Late Mesozoic Plate Tectonics. Journ. Geol., vol. 81, p. 328-340.
- ESQUEVIN J. (1969) .- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Cent. Rech. Pau - S.N.P.A., vol. 3 p. 147-153.
- FERRIERE J. (1974 a) .- Nouvelles données stratigraphiques sur le massif du Koziakas. C.R. Acad. Sc. Paris, D, t, 278, p. 995-998.
- FERRIERE J. (1974 b) .- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys, Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XVI, p. 543-562.
- FERRIERE J. (1976) .- Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale) : la zone isopique maliaque. Ann. Soc. Geol. Nord, t. XCVI, p. 121-134.
- FERRIERE J., VERGELY P. (1976) .-A propos des structures tectoniques et microtectoniques observées dans les nappes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (Grèce continentale) : conséquences. C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 283, p. 1003-1006.
- GANSSER A. (1974) .- The Ophiolitic Melange, a World Wide Problem on Tethyan Examples. Eclogae Geol. Helv., vol. 67, p. 479-507.
- GODFRIAUX I. (1965) .- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse, Lille. Ann. Geol. Pays Hell., t. XIX, 282 p.

- GRACIANSKY P.C. (de) (1973) .- Le problème des "Coloured Melanges" à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Lycie occidentale (Turquie). Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., vol. XV, fasc. 5, p. 555-566.
- GRIFFIN J.J., WINDOM H., GOLDBERG E.D. (1968) .- The Distribution of Clay Minerals in the World Ocean. Deep-sea Res., vol. 15, n° 4, p. 433-460.
- GUERNET C. (1971) .- Contribution à l'étude géologique de l'Eubée et des régions voisines. Thèse, Paris, vol. roneot., 351 p.
- HACKEMESSER M. (1936) .- Eine Kretazische Korallenfauna aus Mittelgriechenland und ihre paläobiologischen Beziehungen. Paläontographica, Bd. LXXXIV, p. 1-97.
- HACKEMESSER M. (1937) .- Neue Korallenfunde aus den Mittelgriechischen Hochgebirgen. Leipziger Vierteljahr für Südosteuropa, t. I, p. 45-57.
- HALL R.P. (1976) .- Ophiolite Emplacement and the Evolution of the Taurus Suture Zone; Southeastern Turkey. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 87, p. 1078-1088.
- HESS H.H., POLDERVAART A. (1968) .- Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Wiley Interscience, New-York.
- HSU K.J. (1968) .- Principles of Melanges and their Bearing on the Franciscan Knoxville Paradox. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 79, p. 1063-1074.
- HSU K.J. (1971) .- Franciscan Melanges as a Model for Eugeosynclinal Sedimentation and Underthrusting Tectonics. Journ. Geophys. Res., vol. 76, n° 5, p. 1162-1170.
- HYNES A. (1974) .- Igneous Activity at the Birth of an Ocean Basin in Eastern Greece. Can. Journ. Earth Sc., vol. 11, p. 842-853.
- JACKSON E.D. (1968) .- The Character of the Lower Crust and Upper Mantle beneath the Hawaiian Islands. 23<sup>eme</sup> congrès géologique international, 1, p. 135-150.

- JACKSON E.D. (1971) .- The Origin of Ultramafic Rocks by Cumulus Processes. Fortschr. Miner., B. 48, p. 128-174.
- JOHNS W.D., GRIM R.E., BRADLEY W.F. (1954) .- Quantitative Estimations of Clay Minerals by Diffraction Methods. Journ. Sed. Petro., vol. 24, p. 242-251.
- JUTEAU T. (1975) .- Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse, Nancy. Sciences de la Terre, mémoire n° 32, 692 p.
- JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G., ROLLET M. (1973) .- Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XV, p. 478-492.
- KARIG D.E., SHARMAN G.F. (1975) .- Subduction and Accretion in Trenches. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 86, p. 337-389.
- KOCH K.E., NICOLAUS H.J. (1969) .- Zur Geologie des Ostpindosflyschbecken und Seiner Umrandung. Inst. Geol. Subs. Res., Athènes, vol. 9.
- KUBLER B. (1967) .- La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Colloque sur les "Etages tectoniques", Neufchâtel, Festschrift, p. 105-120.
- LA ROCHE H. (de) (1966) .- Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 262, p. 1665-1668.
- LA ROCHE H. (de) (1968) .- Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 267, p. 39-42.
- LA ROCHE H. (de), LETERRIER J. (1973) .- Transposition du tétraèdre de YODER et TILLEY dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 276, p. 3115-3118.

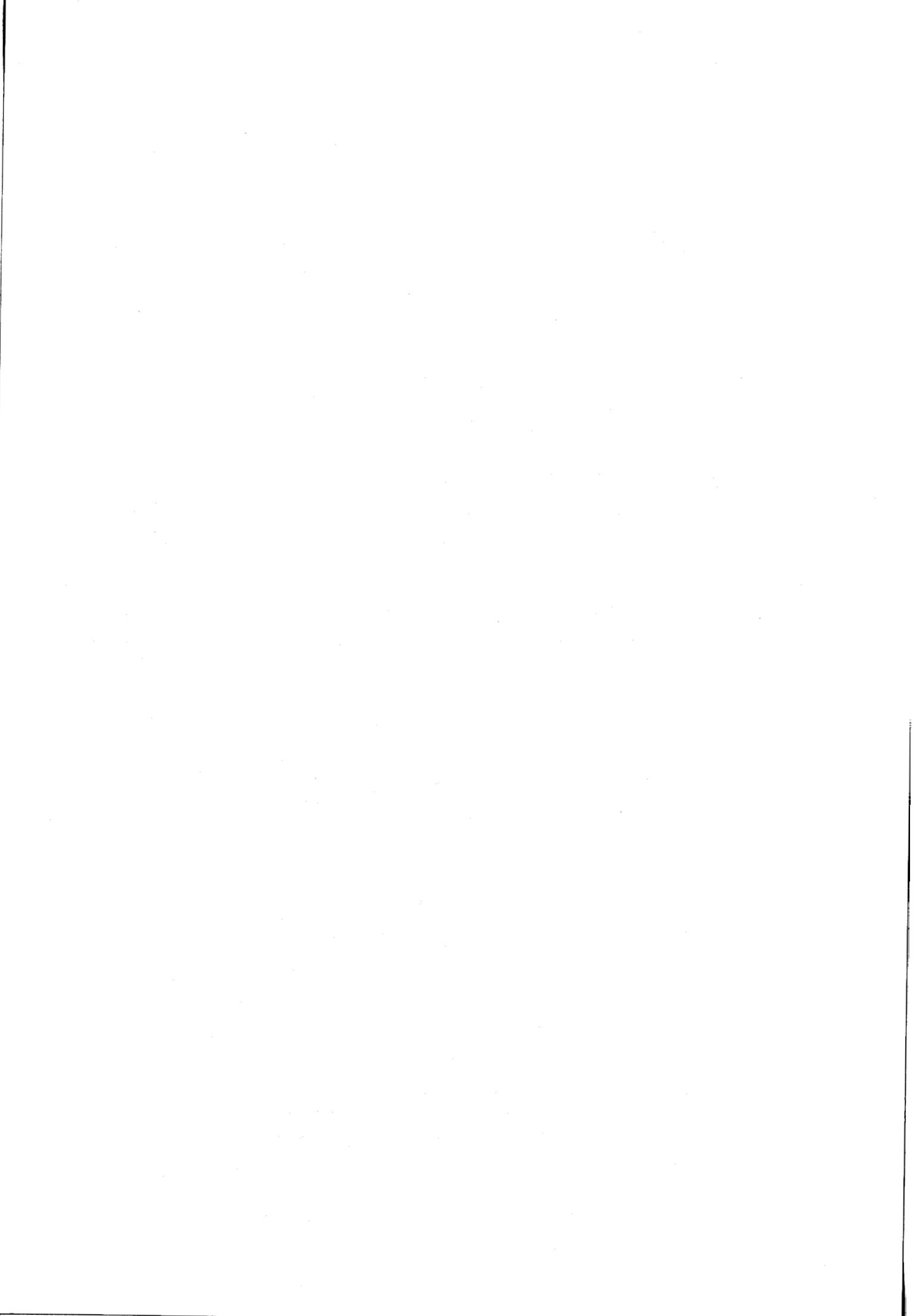
- LA ROCHE H. (de), ROCCI G., JUTEAU T. (1974) .- Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. Springer-Verlag, G.C. Amstutz ed., p. 39-58.
- LELUC H. (1976) .- Contribution à l'étude géologique du massif du Kallidromon (Grèce continentale). D.E.A., Lille, 74 p.
- MAXWELL J.C. (1974) .- Anatomy of an Orogen. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85, p. 1195-1204.
- MELSON W.G., THOMPSON G., van ANDEL T.H. (1968) .- Volcanism and Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N Latitude. Journ. Geophys. Res., vol. 73, n° 18, p. 5925-5941.
- MERCIER J. (1966 a) .- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse, Paris, vol. roneot., 573 p.
- MERCIER J. (1966 b) .- Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce) : vue d'ensemble. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. VIII, p. 1020-1049.
- MERCIER J., VERGELY P. (1972) .- Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge anté-Crétacé supérieur. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 123, p. 469-489.
- MIYASHIRO A. (1973) .- The Troodos Ophiolitic Complex Was Probably Formed in an Island Arc. Earth Plan. Sc. Let., vol. 19, p. 218-224.
- MIYASHIRO A. (1975) .- Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. Journ. Geol., vol. 83, p. 249-281.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1971) .- Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, t. 268, p. 589-603.
- MOORES E.M. (1969) .- Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. Geol. Soc. Am., sp. pap., p. 1-74.
- MOORES E.M., VINE F.J. (1971) .- The Troodos Massif, Cyprus and Other Ophiolites as Oceanic Crust : Evolution and Implications. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, t. 268, p. 443-466.

- PAMIC J., SCAVNICAR S., MADJIMOREE S. (1973) .- Mineral Assemblage of Amphibolites Associated with Alpine Type Ultramafics in the Dinaride Ophiolite Zone (Yugoslavia). Journ. Petro., vol. 14, p. 133-157.
- PAPASTAMATIOU J.M. (1960) .- La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. II, p. 398-408.
- PAUPY A. (1976) .- Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique : le massif du Vourinos (Grèce). Thèse 3<sup>eme</sup> cycle, Nancy, 173 p.
- PEGORARO O. (1972) .- Application de la microtectonique à une étude de néotectonique : le golfe maliaque (Grèce centrale). Thèse 3<sup>eme</sup> cycle Montpellier, 41 p.
- RAMPNOUX J.P. (1969) .- A propos du flysch du Durmitor (Monténégro, Yougoslavie). C.R. Somm. S.G.F., p. 54-55.
- REINHARDT B.M. (1969) .- On the Genesis and Emplacement of Ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline. Schweiz. Min. Petro. Mitt., Bd. 49, p. 1-30.
- RENZ C. (1930) .- Neue mittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges., Bd. 49, p. 1-10.
- RENZ C. (1931) .- Zur Kenntnis der Gattung *Aspidiscus* KOENIG. Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges., Bd. 51, p. 1-6.
- RENZ C. (1955) .- Die Vorneogene Stratigraphie der Normal Sedimentären Formationen Griechenlands. Mem. Inst. Geol. Subs. Res., Athènes.
- Technip, Editions (1961) .- Essai de nomenclature des roches sédimentaires. 78 p.
- TERRY J. (1971) .- Sur l'âge triasique des laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). C.R. Somm. S.G.F., p. 384-385.
- TERRY J. (1974) .- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), -. XVI, p. 204-213.

- 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., p. 49-51.
- TERRY J., MERCIER M. (1971) .- Sur l'existence d'une série détritique berriasiennne intercalée entre la nappe des ophiolites et le flysch éocène de la nappe du Pinde (Pinde septentrional, Grèce). C.R. Somm. S.G.F., p. 71-73.
- THAYER T.P. (1967) .- Chemical and Structural Relations of Ultramafic and Feldspathic Rocks in Alpine Intrusive Complexes. In "Ultramafic and Related Rocks", P.J. WYLLIE ed., WILEY, New-York, p. 222-239.
- VERGELY P. (1975) .- Origine vardarienne, chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des ophiolites de Macédoine (Grèce) au cours du Jurassique supérieur - Eocrétacé. C.R. Acad. Sc. Paris D, t. 280, p. 1063-1066.
- WIGNIOLLE E. (1975) .- Contribution à l'étude géologique de la région centrale du massif de l'iti (Grèce continentale). D.E.A., Lille, 94 p.
- YARWOOD G.A., AFTALION M. (1976) .- Field Relations and U-Pb Geochronology of a Granite from the Pelagonian Zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XVIII, p. 259-264 et Coll. Int. C.N.R.S., Paris, n° 244, p. 63-68.

CARTES GEOLOGIQUES CONSULTEES

- LAMIA, au 1/50 000. Par G. MARINOS, J. PANASTOPOULOS, G. MARATOS, N. MELIDONIS, B. ANDRONOPOULOS, J. PAPASTAMATIOU, A. TATARIS, D. VETOULIS, J. BORNOVAS, G. KATSIKATSOS, N. MARAGOUDHAKIS, N. LALEKHOS. Inst. Geol. Subs. Res., (1967).
- SPERCHIAS, au 1/50 000. Par G.A. KALLERGIS, K.E. KOCH, H.J. NICOLAUS. Inst. Geol. Subs. Res., (1970).
- AMPHISSA, au 1/50 000. Par J. PAPASTAMATIOU, A. TATARIS, D. VETOULIS, J. BORNOVAS, G. CHRISTODOULOU, G. KATSIKATSOS. Inst. Geol. Subs. Res., (1960).



**PLANCHES**  
**PHOTOGRAPHIQUES**

PLANCHE I

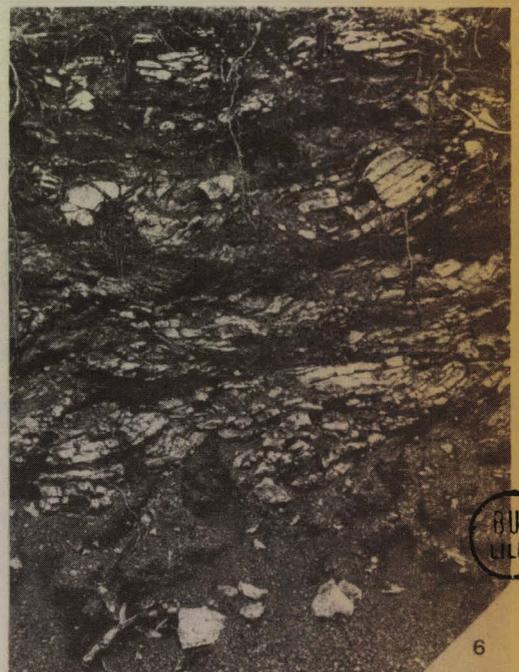
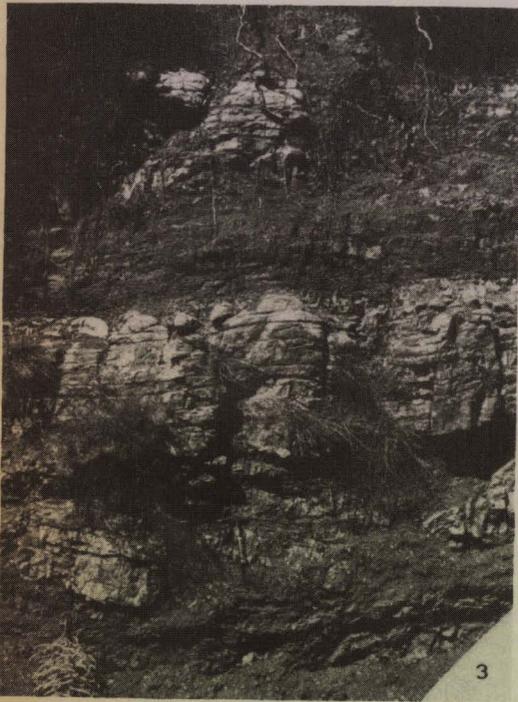
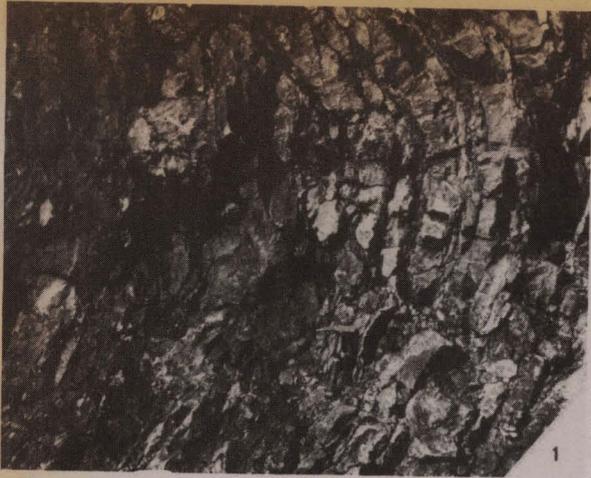
Vue générale sur le massif de l'Iti depuis le sommet  
du massif du Kiona; vue prise vers le Nord.



PLANCHE II

- 1 : le passage des calcaires à silex triasiques aux radiolarites de la série des Latsinies; les calcaires en clair sur la droite, les radiolarites en sombre sur la gauche.
- 2 : un aspect du mélange le long de la route de Stromi, avec des lits granoclassés de grés sur la droite.
- 3 : les couches de passage au mélange sur le flanc est du Xerovouni de Kaloscopi; alternance de calcaires siliceux et de pélites radiolaritiques.
- 4 : un aspect du mélange le long de la route de Stromi; blocs de gabbros (clairs), de grés et de laves (sombres) dans une matrice pélitique.
- 5 : le flysch béotien d'âge tithonique-berriasien sur le versant nord du mont Iti.
- 6 : un aspect du flysch béotien d'âge crétacé supérieur sur le flanc nord du mont Iti.

PLANCHE II



BUS  
LILLE

PLANCHE III

- 1 : inclusion dioritique dans les gabbros du Mavri-Tsouma (Ouest de Pyra).
- 2 : filon de dolérite altérée dans les harzburgites serpentinisées (route Pavliani-Pyra).
- 3 : péridotites foliées serpentinisées du Mavri-Tsouma (Ouest de Pyra).
- 4 : cumulats gabbroïques (route Pyra-Mavrolithari).

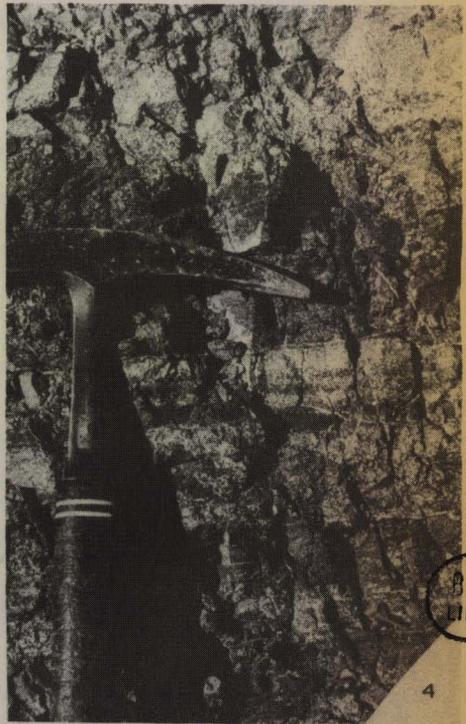


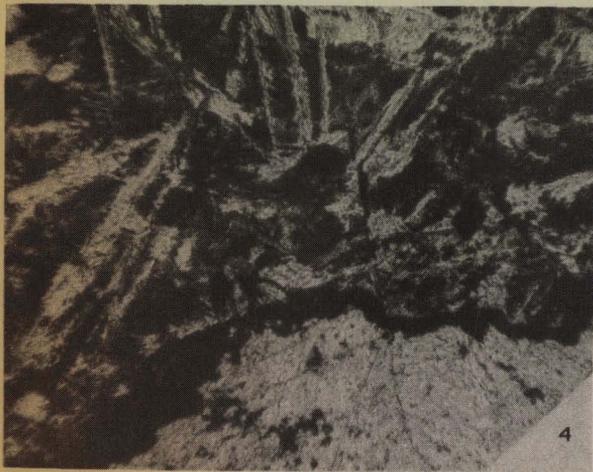
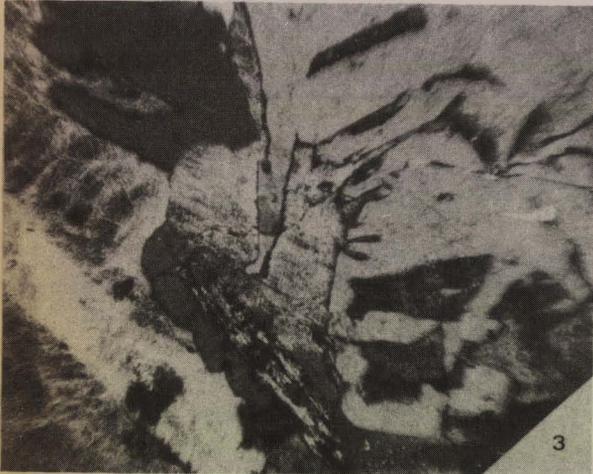
PLANCHE IV

- 1 : amphibolite microplissée (L.P.) : alternance de lits quartzo-feldspathiques (clairs) et de lits d'amphibole (sombres) (x 35).
- 2 : gabbro à structure de mésocumulat (L.P.A.) : plagioclases automorphes et clinopyroxène intersticiel (x 35).
- 3 : granophyre (L.P.A.) : quartz gris foncé, feldspaths gris clair et altérés, biotite (altérée en chlorite) en paillette allongée (x 35).
- 4 : spilite à facies mandelstein (L.P.) : en bas à droite, vacuole remplie de calcite et tapissée par de la chromite; lattes de plagioclases altérés; fond de la roche composée de chlorite, serpentine et minéraux opaques. (x 35).
- 5 : dolérite (L.P.) : baguettes de plagioclases et clinopyroxène intersticiel, parfois ouralitisé (fibres d'actinote) (x 100).

1, 2, 5 : massif ophiolitique de Pyra.

4,5 : mélange.

PLANCHE IV

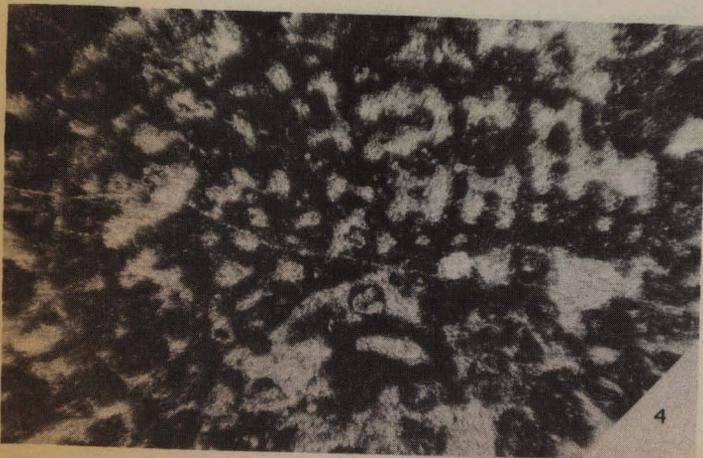


BUS  
LILLE

PLANCHE V

- 1 : Protopeneroplis striata WEYNSCHENK; calcaires bréchiqes de la série des Latsinies (Dogger-Malm) (x 100).
- 2 : Parurgonina caelinensis CUVILIER et al.; calcaires microbréchiqes du Vlytotsoumaro, série pélagonienne (Kimméridgien) (x 100).
- 3 : Conicospirillina basiliensis MOHLER; calcaires fins noirs de la série pélagonienne (Malm) (x 100).
- 4 : Labyrinthina mirabilis; calcaires microbréchiqes du Petrotos, série pélagonienne (Kimméridgien) (x 100).
- 5 : Nautiloculina oolitica MOHLER; calcaires fins noirs du Xerovouni, série pélagonienne (Malm) (x 100).

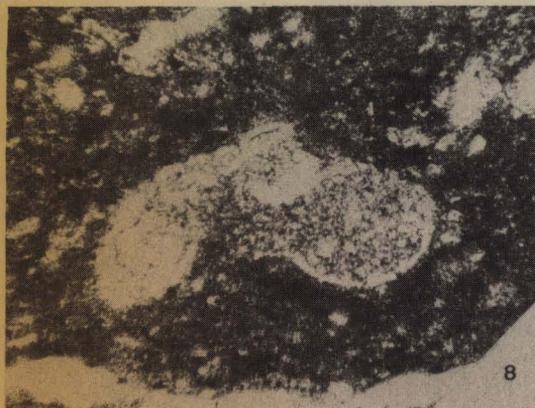
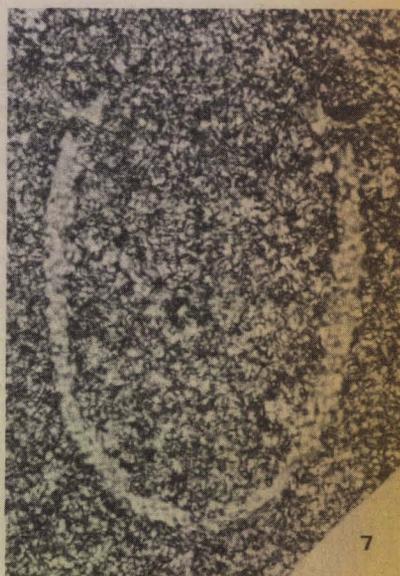
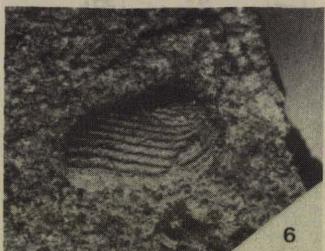
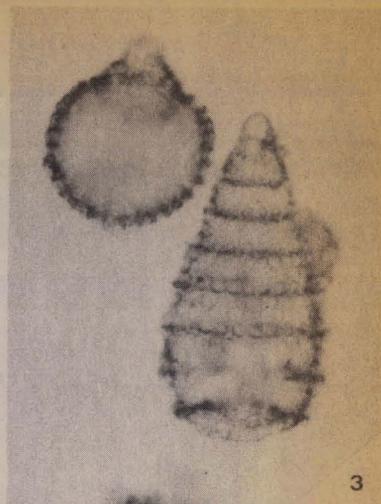
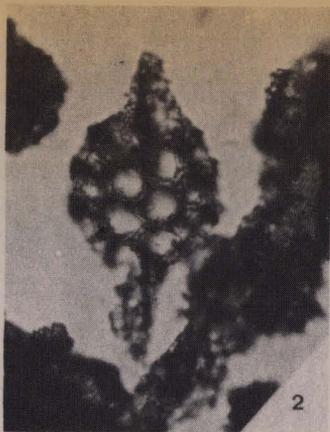
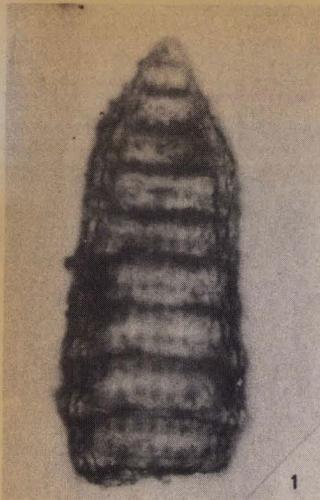
PLANCHE V



BUS  
LILLE

PLANCHE VI

- 1, 2 et 3 : Radiolaires; au centre (2), Sphaerostylus lanceola;  
couches de passage des calcaires au mélange, série  
pélagonienne (Jurassique terminal - Crétacé basal) (x 280)
- 4 : Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU); flysch béotien  
du mont Lakkomata (Berriasien) (x 500).
- 5 et 6 : Lamellaptychus cf. beyrichi (OPPEL); flysch béotien de Vraga  
(Tithonique - Berriasien moyen) (5 = x 1, 6 = x 2)
- 7 : Calpionellopsis ferasini (CATALANO); flysch béotien du mont  
Lakkomata (Berriasien inférieur - moyen) (x 500).
- 8 : Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI); flysch crétacé du mont Iti,  
zone béotienne (Cénomaniens - Turonien) (x 100)
- 9 : Microfaciès des intercalations bréchiqes calcaires dans le flysch  
cuisien de la série béotienne (Zembi) : Nummulites, Orbitoïdés,  
débris d'Algues et d'Echinodermes, fragments de calcaires (x 15).



BUS  
LILLE

# CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE L'ITI

(Grèce continentale)

Echelle : 1/50000

-  FORMATIONS RECENTES
  
- SERIE DU PINDE**
  -  FLYSCH - TERTIAIRE
  -  CALCSCHISTES - EOCENE
  -  CALCAIRES MICROBRECHIQUES - EOCENE
  -  CALCAIRES BRECHIQUES - ALBIEN
  -  CALCAIRES BRECHIQUES ET A SILEX - TITHONIQUE - BERRIASIEN
  
- SERIE DU PARNASSE**
  -  FLYSCH - TERTIAIRE
  -  CALCSCHISTES - EOCENE
  -  CALCAIRES MICROBRECHIQUES - EOCENE
  
- SERIE BEOTIENNE**
  -  FLYSCH - EOCENE
  -  CALCSCHISTES - PALEOCENE - EOCENE
  -  CALCAIRES MASSIFS - CAMPANIEN - MAESTRICHIEN
  -  FLYSCH ET CONGLOMERATS - CRETACE INFERIEUR A SENONIEN
  -  FLYSCH - TITHONIQUE - BERRIASIEN
  
- SERIE DE PANOURYIA**
  -  CONGLOMERAT GRESEUX - TERTIAIRE
  -  CALCSCHISTES - PALEOCENE - EOCENE
  -  CONGLOMERAT MARNEUX - CRETACE SUPERIEUR
  
- CRETACE DES ZONES INTERNES**
  -  BRECHES CALCAIRES - ALBIEN
  -  CONGLOMERAT ET FORMATION FLYSCHOÏDE - APTIEN SUPERIEUR
  
- SERIE DES LATSINIENS**
  -  RADOLARITES - DOGGER - MALM
  -  CALCAIRES A SILEX - TRIAS SUPERIEUR
  
- SERIE PELAGONIENNE**
  -  AMPHIBOLITES
  -  OPHIOLITES (ROCHES ERUPTIVES)
  -  MELANGE
  -  CALCAIRES - MALM
  
-  Contact stratigraphique
-  Contact ophiolites/mélange et ophiolites/série des Latsiniens
-  Faille verticale
-  Chevauchement
-  Chevauchement supposé
-  Pendage des couches (normal, inverse)
-  Gisement fossilifère



Levers effectués de 1974 à 1976

par Eric WIGNIOLLE

Échelle : 1/50000

