

Numéro d'ordre 125

50.376

1965

3-2

50376

1965

3-2

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE.

pour obtenir le grade de Docteur-ès-Sciences naturelles

PAR

IVAN GODFRIAUX

PREMIÈRE THÈSE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE

de la région de

L'OLYMPE

GRECE



DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES par la FACULTÉ

Soutenues le

1965 devant la Commission d'Examen

President :

M. G. WATERLOT

Examineurs :

M. P. CELET

M. C. DELATTRE

M. JHBRUNN

DEUXIEME PARTIE

PETROGRAPHIE

DES ROCHES CONSTITUTIVES

DES FLAMBOURON

ET DU BAS-OLYMPE

PETROGRAPHIE DES ROCHES CONSTITUTIVES DES FLAMBOURON
 ET DU BAS-OLYMPE

S O M M A I R E

Chapitre I. LES FORMATIONS SECONDAIRES DATEES .	260
1) LES CALCAIRES CRETACES ET LE FLYSCH .	260
a) Le Flysch .	
b) Les calcaires crétacés	
2) LES OPHIOLITES	262
3) LES CALCAIRES DES FLAMBOURON ET LES SCHISTES INTERCALES	263
a) Les calcaires, les marbres et les cipolins.	
b) Les schistes intercalés	
4) CONCLUSIONS	271
 Chapitre 2. LES FORMATIONS ALBITIQUES DES HAUTES PIERIA.	 273
1) INTRODUCTION	273
2) LES MICASCHISTES	274
Les deux faciès types ;	274
a) micaschiste à muscovite phengitique et pennine ;	
b) micaschiste à muscovite phengitique et biotite pâle.	

Les variantes des deux faciès types :

- a) schiste gris surmicacé ;
- b) amphiboloschiste à actinote.

3) LES GNEISS ALBITIQUES	286
a) Le faciès type	286
b) Variation du faciès type	288
4) LES FACIES ACCESSOIRES DES MICASCHISTES ET DES GNEISS ALBITIQUES	290
5) CONCLUSIONS	296
 Chapitre 3. LES GNEISS OEILLES DE LIVADI ET LES ROCHES ANNEXES, LE GRANITE DE KATAPHIGHION ET DES FLAMBOURON .	298
1) INTRODUCTION	298
2) LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI	299
I) Le feuillet	299
a) amphiboloschiste à actinote	
b) micaschiste à 1 mica	
c) micaschiste à 2 micas	
d) gneiss albitique.	
II) Les yeux simples ou complexes, les amygdales feldspathiques	305
3) LE GRANITE ORIENTE DE KATAPHIGHION	314
4) LE GRANITE DES FLAMBOURON	315
5) LES FACIES ACCESSOIRES	317
6) CONCLUSIONS	324
 Chapitre 4. ETUDES CHIMIQUES	
1) LES PARAGENESES MINERALES	326
- le diagramme A C F	
- les types lithologiques, le diagramme A, MgO , FeO .	

A) LES PARAGENESES DE L'EPIZONE . 333

- 1) Les roches calco-alumineuses et magnésiennes.
- 2) Les roches calco-alumineuses et ferrifères.
- 3) Les roches calcomagnésiennes.
- 4) Les roches calcomagnésiennes et potassiques .

B) LES PARAGENESES DE LA MESOZONE SUPERIEURE . 339

- 1) Les roches calco-alumineuses.
- 2) Les roches calco-alumineuses et ferrifères .
- 3) Les roches calcomagnésiennes.
- 4) Les roches calcomagnésiennes et titani-fères.
- 5) Les roches calcomagnésiennes et potassiques.

II. LES ACTIONS QUARTZO-FELDSPATHISANTES . 348

- A) LES CONCENTRATIONS EN ALUMINE.
- B) LES CONCENTRATIONS EN ALCALIS.
- C) CHIMISME PARTICULIER DES GRANITES .
- D) LES MODALITES DES ACTIONS QUARTZO-FELDSPATHISANTES.
- E) LES ASPECTS PARTICULIERS DE L'APPORT SODIQUE.

Chapitre 5 . CONCLUSIONS : LE METAMORPHISME.

- 1) LE METAMORPHISME GENERAL . 370
- 2) LES ACTIONS QUARTZO-FELDSPATHISANTES . 373

C H A P I T R E I

LES FORMATIONS SECONDAIRES DATEES (I)

I) LES CALCAIRES CRETACES ET LE FLYSCH .a) Le Flysch.

Les lits argileux sont transformés localement en schistes verts ou noirs légèrement indurés , mais les effets du métamorphisme sont rares. Tout au plus , observe-t-on çà et là quelques paillettes de séricite de néoformation et quelques cubes de pyrite.

b) Les calcaires crétacés.

Le métamorphisme y est plus marqué mais il n'affecte pas la totalité des calcaires. Dans certains bancs se développent cependant quelques minéraux de néogénèses comme en témoignent les descriptions des plaques minces suivantes.

Calcaire cristallisé à albite .

N° de l'échantillon : KONEC 8.
 Provenance : à la sortie de Lefkopetra ,
 Coupe de Lefkopetra à Aghios
 Giorgianni , niveau C_I (voir
 I,9,p. 185).

I. Pour la stratigraphie, voir Ière partie chapitre 9, p. 176 à 192.

Composition minéralogique.

calcite	quartz	muscovite
	albite	

quartz: individus souvent hexagonaux ou triangulaires, parfois en phénocristaux globuleux. Ils traversent les cristaux de calcite qu'ils ont digérés. On observe également des cristaux de quartz ayant subi des phénomènes de réaction (quartz blanchâtre entouré par une couronne de quartz limpide);

albite: rarement maclée (2 ou 3 individus maclés Carlsbad, 1 individu maclé albite) . Pourcentage en anorthite : 0 % . Ce feldspath n'est pas d'origine détritique . On remarque en effet des symplectites d'albite et de calcite et souvent l'albite s'insère au milieu d'un cristal de calcite dont les clivages se poursuivent de part et d'autre du minéral néoformé;

muscovite : rare et non orientée.

Calcaire gréseux et micacé.

N° de l'échantillon : KONEC I4.
 Provenance : coupe de Lefkopetra à A. Giorgianni
 (niveau C7 , page I90).
 Photographie: pl. I2 ,4 .

Composition minéralogique.

calcite	quartz	muscovite
	albite	chlorite

calcite :forme la trame de la roche ; des Foraminifères des genres Orbitolina et Marsonella sont visibles;

quartz : orienté, cristaux à forme hexagonale nette ; d'autres globuleux et amiboïdes ne sont reconnaissables qu'après étude à la platine de Fedorov. Ils ne sont jamais émoussés ni couverts d'une p \hat{a} tine;

albite : rarement maclée ; symplectite albite-calcite;

muscovite: non orientée et assez abondante;

chlorite: effilochée sur les bords, elle est associée à des granules de bastite et semble provenir d'éléments du cortège ophiolitique érodé.

Calcaire à Rudistes.

N° de l'échantillon : KONEC I6.

Provenance : coupe de Lefkopetra à A. Giorgianni
(niveau C₉ , p. 190).

Composition minéralogique.

calcite	quartz	muscovite	pyrite
	albite		

2) LES OPHIOLITES.

Il n'est pas nécessaire que je revienne sur la description pétrographique des roches constitutives du cortège ophiolitique. J.H.Brunn (1956, p. 297-345) l'a fait avec grand détail et le peu d'affleurements en Thessalie ne se prête pas à une étude très fouillée. Remarquons simplement le fait que les ophiolites ne montrent pas de modifications importantes dues au métamorphisme.

3) LES CALCAIRES DES FLAMBOURON ET LES SCHISTES INTERCALES.

Les calcaires des Flambouron et les schistes intercalés d'âge triasique présumé sont affectés par un métamorphisme important mais irrégulier.

a) Les calcaires, les marbres et les cipolins.

Marbre noir feldspathique.

N° de l'échantillon : KOSE A₄ .
 Provenance : 600 m à l'ESE de Servia,
 vers Kastania ; altitude 680 m.
 Photographie : pl. II,5.

Description macroscopique.

Marbre noir, cristallin, scintillant, non dolomitique, en bancs peu épais.

Composition minéralogique.

calcite	quartz	zoïsite
	albite	épidote
	oligoclase	muscovite
	(très rare)	(rare)
	microcline	
	(très rare)	

calcite : bien cristallisée, orientée ;
quartz : cryptocristallin, souvent à extinction onduleuse ;

albite : très rarement maclée (1 ou 2 individus maclés Carlsbad l'individu albite et péricline); toujours globuleuse et amiboïde ; se présente sous la forme de cristaux identiques à ceux que je décrirai dans les gneiss albitiques sous-jacents au Trias . Sans aucun doute cette albite est d'apport car elle inclut poecilitiquement des flacules de calcite . Elle est de la même taille que les cristaux de calcite et constitue 80 % environ des éléments incolores. Les mesures à la platine de Fedorov ont donné les résultats suivants, sur 2 individus maclés : % An = 0 % ; + 2 V = 72 ° ;

microcline: très rare, en petits individus submicroscopiques associés avec un plagioclase;

plagioclase : calco-sodique, très rare , toujours clivé jamais maclé, orienté suivant la direction des cristaux de calcite. Les mesures à la platine universelle sur les individus clivés ont donné: 13 % < % An < 20 %; + 82 % < 2 V < - 84 % . C'est donc un plagioclase voisin d'un oligoclase acide. Le microcline constitue 2 % des éléments incolores, l'oligoclase 5 % ;

muscovite s.l. : rare et orientée;

épidote ou zoïsite : abondantes .

Cipolin albitique.

N° de l'échantillon : KONEC 7 /2b.
 Provenance : au Sud de Lefkopetra, à mi-chemin entre le village et le Mikri-Pourlia; altitude 620 m.
 Photographie : pl. II , 2 .

Description macroscopique.

Cipolin blanc en gros banes. On distingue à l'oeil nu des lits filiformes peu épais constitués par un mica blanc-verdâtre et de la calcite. Lorsque le mica est abondant, il donne à l'agglomérat micacé une couleur vert d'eau caractéristique.

et sont globuleux mais amincis aux extrémités. Certains yeux (plus rares) sont plus grands et rectangulaires (L = 1 à 2 cm, I = 1 cm). Ils sont constitués par un agrégat de différents feldspaths. On remarque que les gros yeux ont repoussé la schistosité, alors que les petits sont bien lités.

Composition minéralogique. (I).

quartz	mica blanc	sphène
albite	épidote	apatite
microcline		
oligoclase		

quartz : se présente sous deux aspects différents;

- un quartz dentelliforme, allongé suivant la schistosité 5 fois plus long que large, à extinction onduleuse;
- un quartz granoblastique, bien cristallisé, à extinction normale, associé aux yeux feldspathiques.

Parfois le quartz est distribué dans les lits phylliteux mais il repousse toujours la schistosité;

microcline et plagioclase : sont souvent associés. Dans les gros yeux rectangulaires ils sont craquelés et fissurés, entourés et rongés par du quartz granoblastique et de l'albite néoformée qui colmatent les fissures. Ils sont facilement reconnaissables bien que largement albitisés. Dans les petits yeux, le microcline et le plagioclase constituent le centre des cristaux. Toujours à extinction onduleuse le microcline est pur, le plagioclase très faiblement saussuritisé. Les macles du plagioclase calcosodique sont toujours tordues. La mésostase albitique et quartzreuse a presque complètement remplacé les feldspaths.

albite : se présente sous deux aspects;

albite I : non maclée en apparence (2), en phénoblastes amiboïdes

1. Les minéraux sont généralement disposés en 3 colonnes: à gauche les minéraux incolores, au centre les minéraux colorés, à droite les minéraux accessoires.
2. En réalité cette albite montre des macles très floues visibles lorsque l'on oriente le minéral.

orientés suivant la schistosité, globuleux et bien cristallisés. Elle a été mise en place pendant le métamorphisme général puisqu'elle est parallèle aux phyllites ; l'albite I est presque toujours à extinction onduleuse ;

albite 2 : maclée Carlsbad, en petits cristaux, rongant les autres feldspaths (en couronne autour d'eux ou inclus en " échi - quier "). Toujours associée à du quartz granoblastique l'albite 2 est isométrique et à extinction normale;

Mesures effectuées sur les feldspaths.

microcline	- 2 V =	80°
plagioclase	- 2 V =	80°
	% An =	28 %
albite non maclée	+ 2 V =	83°
	4 % < % An < 10 %	
albite maclée	+ 2 V =	73°
	0 < % An < 2 %	

mica blanc : légèrement verdâtre , un peu pléochroïque. Il présente diverses originalités que je discuterai dans un chapitre suivant. Je donne simplement ici les résultats des mesures effectuées sur le mica de cette plaque mince :

angle des axes : 2 V voisin de 0° ;

biréfringence : $n_g - n_p = 0,038$;

biabsorbance (I) : $(\beta_e - \beta_o) = 2,33 \text{ m/m}^{-1}$.
 C'est donc un mica subuniaxe , plus biréfringent et plus
 biabsorbant que la muscovite : $\beta_p - \beta_g = 1,5 \text{ m/m}^{-1}$;
 seules des analyses chimiques permettent de déterminer ce mica
 (v. ch.2);

épidote: granoblastique ,largement cristallisée l'épidote
 constitue l'élément coloré le plus abondant ; $2V = + 88^\circ$;
 $Ng \wedge C = 31^\circ$; $(n_g - n_p) = 0,045$; $(\beta_p - \beta_g) = 2,9 \text{ m/m}^{-1}$;
 ces mesures permettent de penser qu'il s'agit de piémontite ;

minéraux accessoires : apatite , sphène et grenat spessartine .

Gneiss albitique .

N° de l'échantillon : KONE C₇I a .
 Provenance : au Sud de Lefkopetra, altitude
 600 m.
 Nature : gneiss albitique intercalé dans
 les cipolins albitiques (KONE
 C₇ / 2b , p. 190).
 Photographie : pl. II , I .

Description macroscopique .

Gneiss lité, en banc de couleur vert foncé ponctué par des taches
 blanches fusiformes. On reconnaît facilement les minéraux colorés
 et phylliteux (mica blanc verdâtre et épidote granulaire).
 Les yeux sont petits (L = 0,3 cm , I = 0,1 cm) allongés suivant
 la schistosité.

(I). $\beta_e - \beta_o$ représente la valeur de la biabsorbance d'un minéral
 uniaxe; β_e , le coefficient d'absorption suivant le rayon
 extraordinaire ; β_o , le coefficient d'absorption suivant le
 rayon ordinaire; $\beta_p - \beta_g$ représente la valeur de la biab-
 sorbance d'un minéral biaxe , voir G. Toubeau . Nouvelles métho-
 des optiques de la mesure de la biabsorbance dans les milieux
 cristallins transparents . Ac. Roy. de Belgique , classe des
 sciences , 5ème série , t. XLVIII , p. 92 - 126 , 1962 .

Composition minéralogique.

quartz	muscovite s.l.
albite I	épidote
albite 2	
microcline très rare	

quartz : le quartz primaire est dentelliforme et à extinction ondulée ; le quartz mésostatique est granoblastique , microcristallin et à extinction normale ;

albite I : intersticielle , globuleuse et amiboïde, rarement maclée, % An : 5 à 10 % ;

albite 2 : entoure l'albite I , % An : 0 % ;

microcline:très rare (2 individus dans la plaque) ;

mica blanc : uniaxe , légèrement pléochroïque ;

épidote : granulaire , abondante , parfois pléochroïque ;

remarque : l'albite An₁₀ , est orientée suivant la schistosité , Elle est donc contemporaine des phénomènes ayant concouru à la schistification des sédiments. L'albite An₀ n'est jamais orientée.

Micaschiste à un mica.

Enfin, les schistes intercalés dans les calcaires des Flambouron peuvent avoir été affectés par un métamorphisme beaucoup plus faible et être aujourd'hui à l'état de micaschistes à I mica, identiques à ceux que je décrirai dans le prochain chapitre.

Les calcaires et les lits schisteux présumés triasico-jurassiques sont donc affectés par un métamorphisme important , mais variable en intensité.

A Kastania, sur la rive gauche de l'Haliakmon, les calcaires sont transformés en marbres à épidote et mica blanc associés à de nombreux cristaux d'albite pure (LM KONEC₇ / 2b).

Les schistes sont en réalité des gneiss à albite dont la composition minéralogique est identique à celle des gneiss albitiques sous-jacents décrits plus loin (LM KONEC₇ / I a).

A Sarandaporou, dans les calcaires qui constituent la montagne de même nom, en plus des minéraux de néogène cités plus haut il n'est pas rare d'observer quelques cristaux de microcline (LM . KOSEA4).

A Caria enfin, au Sud de l'Olympe, les schistes cristallins intercalés dans les marbres sont transformés en véritables gneiss à microcline. La composition minéralogique est identique à celle des gneiss ocellés et rubanés de Livadi: feuillet constitué par l'association minérale quartz-muscovite s.l.-épidote, yeux complexes constitués de quartz, d'albite de microcline et d'oligoclase (LM. KASO I₉ b).

4) CONCLUSIONS. LE METAMORPHISME DES FORMATIONS SECONDAIRES.

Toutes les formations mésozoïques des Flambouron et du bas-Olympe ont donc subi des actions métamorphisantes, d'intensités variées où l'on peut distinguer deux groupes.

1) Des actions ayant affecté toutes les formations secondaires, qui se marquent par des génèses sporadiques de quartz, d'albite AnO et plus rarement de séricite, muscovite s.l., épidote et pyrite.

2) Des actions localisées au soubassement des ophiolites. Outre l'enrichissement en quartz et albite AnO, les roches sous-jacentes aux ophiolites montrent :

- a) une tendance au métamorphisme régional. L'étude des paragenèses (albite-épidote-muscovite s.l.) permet de penser que ces formations ont évolué dans l'épizone ;
- b) une cristallisation de microcline et d'oligoclase dont la limite supérieure est variable. Elle peut s'élever jusque dans le Trias présumé ;
- c) une cristallisation d'albite An IO dont la limite est généralement parallèle à la précédente, mais plus élevée ;
- d) enfin, l'étude microscopique montre que :
 - la cristallisation du microcline et du plagioclase calcosodique est antérieure aux phénomènes de tension puisque les

cristaux sont orientés;

la cristallisation d'albite An IO (qui corrode les minéraux précédents) a suivi la cristallisation précédente; les individus d'albite An IO sont également orientés.

C H A P I T R E 2

PETROGRAPHIE DES ROCHES CONSTITUTIVES DES
FLAMBOURON ET DU BAS- OLYMPE (suite)

LES FORMATIONS ALBITIQUES DES HAUTES PIERIA (I)

I) INTRODUCTION .

Un certain nombre de coupes dans les Flambouron et le bas-Olympe ont permis de définir dans l'ensemble des formations cristallines et cristallophylliennes non datées, un groupe supérieur constitué par un certain nombre de faciès pétrographiques visibles sur le terrain et que j'ai groupés dans les formations albitiques des hautes Piéria. On peut y distinguer des gneiss albitiques, des micaschistes, des amphiboloschistes, des calcschistes et des calcaires, associés intimement et possédant tous une homogénéité caractéristique d'un groupe pétrographique. Cette série épaisse de 500 à 1.000 m est limitée par les gneiss ocellés à microcline vers le bas et les marbres et schistes intercalés d'âge présumé triasico-jurassique vers le haut.

I. Pour la stratigraphie, voir Ière partie, chapitre 8, page 167 à 178.

Le présent chapitre est consacré à l'étude pétrographique d'un certain nombre de plaques minces qui permettra de mettre en évidence les caractères du ou des métamorphismes ayant affecté les séquences originelles.

2) LES MICASCHISTES.

LES DEUX FACIES TYPES.

a) Micaschiste à muscovite phengitique et pennine.

N° de l'échantillon : KOSE B 19.

Provenance : route de Fteri à Velvendos sur le flanc sud du Sikari à 2 km à l'ouest de Fteri.

Le faciès est assez uniforme. C'est un schiste fin, tendre, vert-brunâtre, se délitant en fines plaquettes ; la surface du délitage est soyeuse et montre des petites phyllites de mica brillant à reflet vert-sale ; sur la tranche , on remarque des minéraux allongés mal alignés, entourant parfois un grain plus grossier de quartz. Dans la masse de la roche, on ne distingue pas le quartz à l'oeil nu.

Composition minéralogique.

quartz	muscovite phengitique
albite (rare)	pennine

A l'observation microscopique on ne distingue pas les lits alternants. L'ensemble est homogène et presque exclusivement quartzeux avec quelques alignements mal esquissés de minéraux phylliteux.

quartz : granoblastique , il présente une biaxie faible mais observable. Des mesures ont donné à la platine de Fedorov : $5^\circ < + 2 V < 10^\circ$;

albite : rare (moins de 6 %) ;

chlorite : la chlorite est une pennine toujours associée au mica blanc .

Le mica blanc. Le mica blanc de cette plaque mince, comme celui de toutes les formations cristallophylliennes des Flambouron (qu'il s'agisse des micaschistes ou des gneiss) présente des caractères originaux le distinguant d'une muscovite normale.

Macroscopiquement, le mica possède une teinte vert-clair sale très caractéristique.

Au microscope , il montre un pléochroïsme faible mais non négligeable : incolore suivant N_p , vert-jaunâtre pâle suivant N_g . L'angle des axes optiques toujours différent de celui d'une muscovite normale, est inférieur à 30° . De nombreuses mesures ont donné pour les valeurs limites de $- 2 V$: $20^\circ < - 2 V < 30^\circ$ avec un maximum de fréquence entre 24° et 26° ; parfois l'angle $2 V$ est voisin de zéro. La biréfringence moyenne , $N_g - N_p = 0,04$, est nettement supérieure à celle de la muscovite. La biréfringence (valeur moyenne) $(\beta_p - \beta_g) = 2.30 \text{ m/m}^{-1}$, n'est pas négligeable.

Il semble donc que ce mica blanc soit plus près d'une phengite que d'une muscovite.

Des tests microchimiques ont donné les résultats suivants :

Ion Fe^{+++} et Fe^{++}	: test positif;
Ion Na^+	: test positif;
Ion Mg^{++}	: test positif.

Propriétés optiques des micas blancs.

	Musco- vite (I)	Ferrimus- covite (I)	Picro- phen- gite (I)	Ferro- phen - gite (I)	Mica des Flambouron
- 2 V	47°	38°	25°Ca	14° Ca	0 -2V 30
Ng - Np	0,036	0,06 Ca	0,04 Ca	0,04 Ca	0,04
βp - βg (2)	I				2,5

Formules (I).

Muscovite $K_2Al_4 (Si_6 Al_2 O_{20}) (OH , F) 4$

Ferrophengite $K_2 (Al_2 Fe^{III}) (Si_6 Al_2 O_{20}) (OH) 4$

Phengite théorique $K_2 (Fe^{II} , Mg) Al_3 Si_7 AlO_{20} (OH) 4$

Analyses chimiques.

J'ai fait effectuer deux analyses chimiques dans des échantillons de mica blanc provenant de la région des Flambouron. Le tableau suivant permet de comparer ces analyses à celles pratiquées sur d'autres micas blancs de provenances diverses.

1. D'après Winchell 4e édition , p. 367.
2. Mesures personnelles.

	F I	F 2	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,06	52,93	45,87	49,18	48,55	49,40	49,57	52,9	50,05	56,00	53,22
Al ₂ O ₃	29,33	24,39	38,69	30,81	27,60	26,50	30,69	25,8	30,11	23,52	21,19
Fe ₂ O ₃	4,40	3,40	-	-	5,20	5,60	0,12	-	1,47	3,30	1,22
Fe O	1,32	2,48	tr.	1,43	0,55	0,55	2,09	-	0,43	0,51	-
Mg O	2,27	2,38	0,10	2,22	2,55	2,60	2,19	5	2,49	2,12	6,02
Ca O	0,54	3,08	tr.	-	0,25	0,30	0,30	-	-	0,37	-
Mn O	0,06	0,08	tr.	-	-	-	0,06	-	0,01	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-	-
C ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,78	-
TiO ₂	0,98	0,68	-	-	0,45	0,65	-	-	0,14	-	-
Na ₂ O	0,36	0,49	0,64	0,48	0,30	0,20	-	-	1,97	2,72	0,34
K ₂ O	8,85	7,20	10,08	10,90	10	9,70	9,04	11,8	9,80	7,03	11,20
H ₂ O	4,65	3,76	4,67	4,88	4,40	4,70	6,05	4,5	3,58	3,52	5,75
Total	99,82	-	100,05	100,07	99,85	100,24	100,38	100	100,5	99,87	99,81

Analyses. F I . N° de l'échantillon : KASO A 26.
 Nature : micaschiste à deux micàs.
 Lamelles de mica blanc suffisamment grandes pour être triées à la main ; séparation magnétique effectuée ensuite.
 Analyste : O. Baleine , Faculté Polytechnique de Mons.

F 2 . N° de l'échantillon : KOSEE 10/2.
 Nature : gneiss albitique à mica blanc.
 Lamelles de mica suffisamment grandes pour être triées à la main, séparation magnétique postérieure.
 Analyste : O. Baleine, Faculté Polytechnique de Mons.

- 1 : muscovite , in Deer-Howie and Zussman , vol. 3 , p. 16 , analyse I ;
 2 : phengite (décrite comme séricite jaune) idem , p. 220 , analyse II ;
 3 : muscovite phengitique , in S. Callière et A. Michard , analyse S I2 ;
 4 : muscovite phengitique , idem , analyse S 59 ;
 5 : phengite , in Michel R. 1953 , p. 173 , analyse 22 ;
 6 : phengite théorique , idem , analyse D ;
 7 : phengite vert-pâle , in Deer-Howie and Zussman , vol. 3 , p. 219 , analyse IO ;
 8 : mariposite in Deer-Howie and Zussman , vol. 3 , p. 17 , analyse IO ;
 9 : alurgite in Michel R. 1953 , p. 173 , analyse E.

Il est aisé de placer ces différents minéraux dans un diagramme ternaire SiO_2 , $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, $(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ avec la somme $\text{SiO}_2 + (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) + (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 100$ comme l'indique le tableau suivant.³

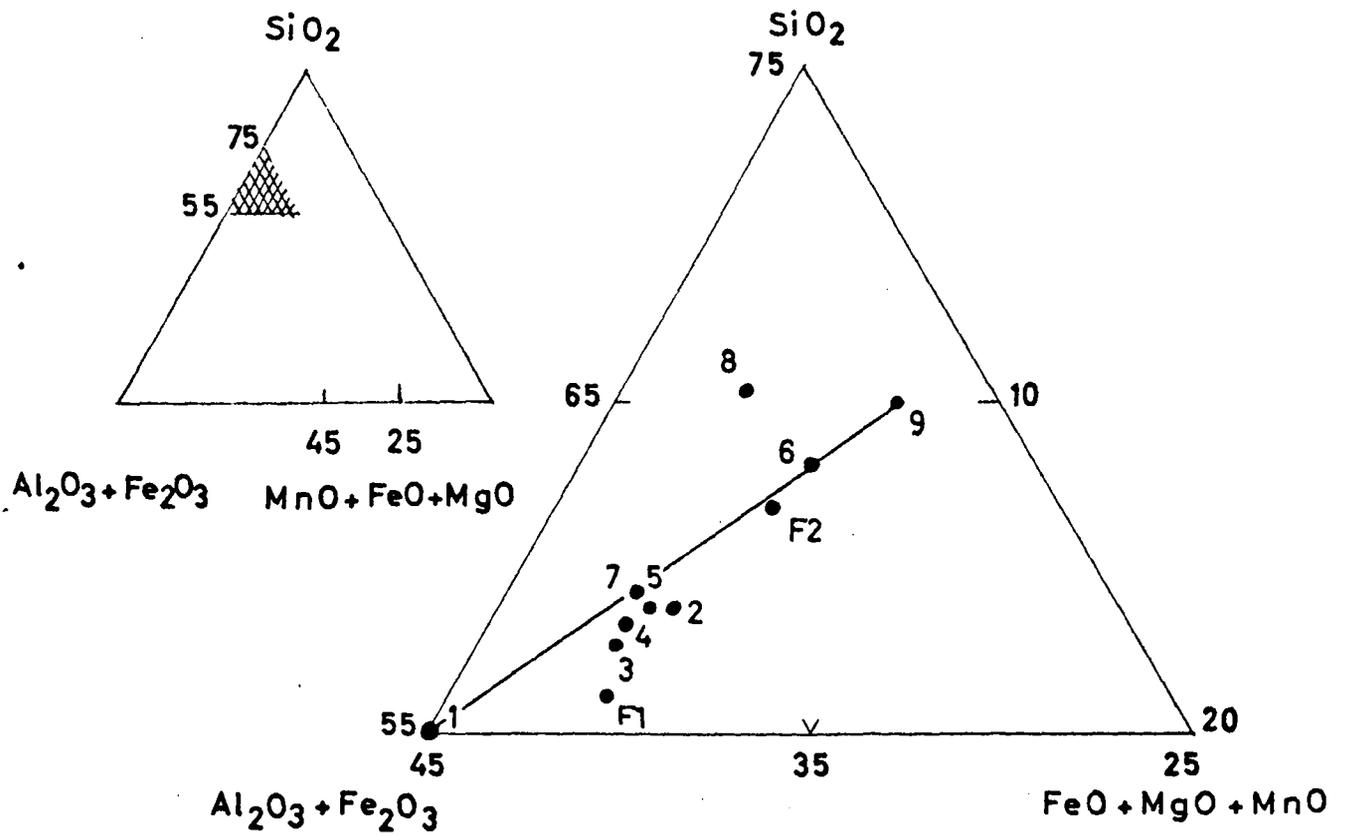
	F I	F 2	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	55,7	61,8	54,2	58,8	57,5	58,4	58,8	63,2	59,2	65,5	65,0
$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	40,0	32,4	45,7	36,8	38,8	38,0	37,2	30,8	37,3	31,4	27,5
$\text{MgO} + \text{FeO}$ + MnO	4,3	5,8	0,1	4,4	3,7	3,6	4,0	6,0	3,5	3,1	7,5

La comparaison de ces différentes analyses chimiques permet de faire immédiatement les remarques suivantes.

Le mica des Flambouron diffère de la muscovite (analyses FI, F2 et I) par la présence de Fe_2O_3 , de FeO et MgO, par la teneur en silice plus forte et en alumine plus faible.

Il est au contraire proche des phengites s.l. et même de la phengite théorique (analyses F2 et 6 , analyses FI et 5)

Dans le diagramme ternaire de la fig. 45 et plus précisément dans le domaine partiel agrandi, on remarque que les deux analyses du mica des Flambouron se placent au voisinage de la droite



BUS
LILLE

Fig. 45. Diagramme $\text{SiO}_2(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$).

Le grand triangle représente le diagramme partiel agrandi entre les valeurs suivantes :

$$\begin{array}{rcl} 55 & \text{SiO}_2 & 75 \ ; \\ 25 & \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 & 45 \ ; \\ 0 & \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} & 20 \ . \end{array}$$

Les différents micas ont été représentés par un point et un chiffre qui correspond à leur numéro d'ordre du tableau des analyses p. .

" muscovite-phengite théorique-alurgite", droite caractérisée par une augmentation des teneurs en silice et en magnésie et par une diminution des teneurs en alumine. L'échantillon F₂ se place très près de la phengite théorique, l'échantillon F₁ à mi-chemin entre la phengite et la muscovite.

C'est la raison pour laquelle j'appellerai toujours le mica des Flambouron : "une muscovite phengitique" (I).

b) Micaschiste à muscovite phengitique et biotite pâle.

N° de l'échantillon : KOSE A I7.
 Provenance : à l'Est de Platanorema dans la rivière qui traverse le village vers l'altitude 600.
 Photographie : Pl. I3,3 .

C'est un schiste de couleur vert-pâle mieux lité que l'échantillon précédent. Les surfaces de délitage contiennent plus de mica blanc et d'épidote . Les lits bien visibles, ne sont pas parfaitement individualisés.

Composition minéralogique.

quartz	muscovite phen-	sphène
albite rare	gitique	apatite
	biotite verte (rare)	minéraux opaques
	épidote	

Au microscope, les lits phylliteux sont irréguliers et les cristaux de quartz ou d'épidote perturbent l'alignement des phyllites.

I. Le mica des Flambouron présente certaines analogies avec les descriptions des micas blancs des métamorphites alpines (Ellenberger F. 1958, Michel P. 1953, Van der Plas L. 1959, Michard A. et Vialon F. 1961, Caillère S et Michard A. 1962, Michard A. 1962).

La muscovite phengitique se colore en vert aux extrémités et se transforme lentement en biotite verte. C'est ici un micaschiste typique des Flambouron ayant évolué dans l'épizone inférieure comme en témoigne le grain fin, la muscovite phengitique abondante associée à la biotite verte très peu développée.

quartz : granoblastique à extinction onduleuse; se présente en amas amygdaloïdes constitués par un agrégat de nombreux petits cristaux ;

albite : rare (moins de 6 %) maclée Carlsbad ;

muscovite phengitique : lépidoblastique; elle est pléochroïque dans les teintes pâles vert-d'eau, vert très clair ;

la biotite présente, elle aussi, dans les formations cristallophylliennes des Flambouron des caractères originaux. Elle est toujours très faiblement colorée; d'abord brunâtre ou verdâtre, elle devient plus foncée avec l'intensité croissante du métamorphisme et (sauf dans les granites) le mica noir ne présente jamais ses teintes caractéristiques, brun ou rougeâtre. Ses teintes de pléochroïsme sont faibles. Np : brun verdâtre ; Ng : vert. D'autre part, en lumière convergente, ce mica est toujours biaxe. Diverses mesures de l'angle $2V$ ont donné : $10^\circ < -2V < 25^\circ$. Des microtests chimiques effectués sur le mica ont donné les résultats suivants : Ion Mg^{++} et Ion Na^+ , tests positifs.

Il semble donc que les caractères optiques et microchimiques permettent de penser que ce mica est à mi-chemin entre une biotite normale et une biotite magnésienne (phlogopite).

Formules chimiques. (I)

Biotites.

Annite : $K_2Fe_6 Si_6Al_2O_{20} (OH)_4$.

Siderophyllite : $K_2Fe_5Al Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$.

Phlogopites.

Phlogopite s.s. : $K_2Mg_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$.

Eastonite : $K_2Mg_5 Al Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$.

Analyses chimiques .

Un échantillon de mica vert a été analysé chimiquement. Il provient d'une roche à plus de 95 % de biotite associée à du quartz, de la calcite et de l'épidote. Les lamelles de biotite remises à l'analyse ont été concentrées par séparations magnétiques successives.

N° de l'échantillon : KOSE D I .
 Nature : biotite verte .
 Provenance : Lava .

J'ai groupé dans le tableau ci-dessous quelques analyses effectuées sur des micas noirs provenant de roches métamorphiques diverses.

	I	2	3	M F
Si O ₂	38.42	35.98	35.42	36.58
Ti O ₂	1.49	2.35	3.15	1.48
Al ₂ O ₃	18.26	18.06	19.04	16.01
Fe ₂ O ₃	9.69	1.47	2.70	7.88
FeO	6.93	21.56	16.11	15.91
MnO	0.36	0.13	0.25	0.27
MgO	9.46	7.40	9.56	12.67
CaO	0.59	0.15	0.24	0.48
Na ₂ O	2.67	0.42	0.40	0.13
K ₂ O	7.17	9.09	9.30	9.12
H ₂ O	5.22	3.51	3.85	3.13

- 1) biotite verte dans un micaschiste à biotite, in Deer, Howie and Zussman vol. 3 , page 62 , analyse I ;
 2) biotite dans un micaschiste à grenats idem , analyse 3 ;
 3) biotite vert-noirâtre, idem , page 63 , analyse 9 ;
 MF) mica vert des Flambouron.

La comparaison de l'analyse (MF) avec celles du tableau (p.282) permet la remarque suivante : le mica vert des Flambouron accuse une teneur plus élevée en MgO ;

biotite : dans cette plaque mince (KOSE A I7), la biotite est très claire, bien cristallisée en petits individus; elle est située autour de la phengite s.l. en petits amas et entoure également l'épidote;
épidote : équigranulaire, submicroscopique et non pléochroïque; elle polarise avec ses teintes normales de polarisation.

LES VARIANTES DES DEUX FACIES TYPES.

Des variations des deux faciès types (micaschiste à muscovite phengitique et pennine, micaschiste à muscovite phengitique et biotite pâle) donnent les faciès suivants, souvent très localisés.

a) Schiste gris surmicacé.

N° de l'échantillon : KASO A 25,
 Provenance : route de Škotina sur le droite du Mavronéri à 3 km du village.
 Photographie : de l'échantillon KASOA 26 à quelques mètres de KASOA 25 , pl. I4 , I et 2.

C'est un schiste brun-jaunâtre, clair, mal lité , à grandes paillettes de mica vert-sale qui donnent à la roche un éclat satiné.

La roche se présente en bancs assez épais alternant avec des schistes amphibolitiques. Elle montre un microplissement bien visible, tandis que les schistes amphibolitiques sont au contraire simplement ondulés.

Composition minéralogique.

quartz	épidote	apatite
albite rare	biotite rare	martite
	muscovite phengitique	ilmenite
		magnetite

quartz : granoblastique;

albite : très rare , 2 individus dans la plaque mince;

muscovite phengitique : lépidoblastique en larges paillettes effilochées sur les bords;

biotite verte : entoure toujours la muscovite phengitique avec laquelle elle réalise des symplectites;

épidote : peu pléochroïque, équigranulaire, en gros cristaux; elle est dispersée dans les lits micacés et repousse toujours les phyllites;

grenat : rosé , apparenté à une spessartine, le grenat est toujours entouré par les minéraux phylliteux.

L'orientation nettement accusée des phyllites, l'alternance des lits quartzeux et micacés, la biotite en voie de formation, la phengite largement cristallisée, indiquent un degré d'évolution de la roche à la limite " épizone-mésosome ".

b) Amphiboloschiste à actinote.

N° de l'échantillon : KOSE B₂.
 Provenance : au S.W. de Moskhokhori,
 village à l'Est de Platanorema.
 Rivière qui passe par Platanorema. Altitude 800 m.
 Photographies : pl. 14 , 3 et 4 .

Roche verte, tendre , mal cristallisée. Les minéraux phylliteux sont distribués dans toute la masse sans direction privilégiée.

Composition minéralogique.

quartz	hornblende actinolitique	sphène
albite	épidote	magnétite
	séricite	ilménite

On n'observe pas de véritables lits individualisés. Une masse spongieuse constitue le fond de la roche (séricite).

quartz: microcristallin à extinction onduleuse, légèrement biaxe;

albite: rare (8 %) en phenocristaux globuleux;

amphibole : elle cristallise en prismes allongés et aciculaires et présente un pléochroïsme faible. Np: vert jaunâtre délavé; Nm: vert d'eau ; Ng: vert rosé pâle. Les macles à plan d'association (100), hI ou (5CI) sont fréquentes. La biréfringence est faible (Ng - Np = 28). Ng∧C voisin de 16°. L'allongement est positif ; 2 V = - 70°.

Tous ces caractères optiques caractérisent une hornblende actinolitique. On peut préciser (d'après le diagramme de Winchell , p. 252, 3e édition) la composition très approximative de cette amphibole:

10 % de $\text{CaFe Si}_2\text{O}_6$ Fe SiO_3 ; 30 % de $\text{NaFe Si}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_2\text{O}_3$;
 60 % de Mg SiO_3 $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$;

épidote : submicroscopique, associée à l'hornblende actinolitique

3) LES GNEISS ALBITIQUES.

a) Le faciès type.

Le gneiss albitique des hautes Piéria (ou gneiss de Sarandaporou).

N° de l'échantillon : KOSEE 24 .
 Provenance : au S-E de la montagne calcaire
 de Sarandaporou.
 Photographie : pl.16 ,3 .

Gneiss blanc verdâtre bien lité. On remarque des alternances très fines (1 m/m à 2 m/m) de lits clairs et de lits plus foncés et plus verdâtres. La surface est soyeuse. Parfois, mais rarement, les lits clairs montrent de petits yeux allongés suivant la stratification; sur une surface de 10 cm² on peut en compter 5 ou 6 dont les dimensions sont les suivantes :

$$L = 0,5 \text{ cm} \quad , \quad I = 0,20 \text{ cm} .$$

Au microscope, la texture est grano-lépidoblastique. On remarque des alignements de minéraux colorés d'une part (lits sombres) et de minéraux incolores d'autre part (lits clairs).

Les yeux sont simples et constitués par un seul minéral (soit du quartz, soit de l'albite).

Composition minéralogique.

quartz	muscovite phengitique	allanite
albite An10	biotite rare	sphène
albite An0	épidote	grenat
		apatite

quartz : le quartz se présente sous deux aspects. Un quartz bien cristallisé, granoblastique et dentelé. Il est très fissuré, les vides sont alors remplis par un quartz mésostatique microcristallin à extinction droite;

albite : l'albite se présente également sous deux aspects différents

I) En petits phénocristaux xénomorphes allongés (yeux simples). Les formes sont en général étirées ou globuleuses. Les phénoblastes ne dépassent jamais 3 m/m; ils sont jointifs et associés au quartz, et forment(ensemble) des lits continus dont le grain moyen est environ le double de celui des minéraux phylliteux. Cette albite est toujours très limpide mais renferme d'autres minéraux (épidote - muscovite phengitique-quartz à extinction roulante) inclus en poecèles. Parfois maclée suivant la loi de l'albite, plus rarement (1 fois sur 20) suivant la loi de Carlsbad , elle est le plus souvent non maclée ce qui rend sa détermination délicate. Les meilleurs critères pour une détermination rapide de l'albite sans passer aux figures d'axes ou à la platine universelle sont :

- la réfringence plus faible que celle du baume ;
- l'aspect plus clair que le quartz;
- les fragments inclus en poecèles;
- et surtout les clivages toujours visibles.

Des mesures de l'angle 2 V à la platine de Fedorov ont donné : $2 V = + 74^\circ$. Pour la teneur en anorthite obtenue le plus souvent à partir de sections clivées, les épures de Nikitin ont livré les valeurs suivantes : $5 \% < \% \text{ An} < 10 \%$. Cette albite ou albiclaste, toujours orientée, est à extinction onduleuse . Je l'appelle l' albite An 10 .

Fréquemment les bords des cristaux d'albite An 10 sont flous et témoignent d'une réaction avec les minéraux voisins (auréoles de réaction) ; ou encore, ils se présentent en masses vacuolaires et dans ce cas, les vacuoles sont toujours floues, mal délimitées ce qui témoigne de phénomènes de résorption.

2) On observe en plus une albite non orientée, à extinction normale, en couronne autour de l'albite An10, ou, parfois distribuée dans la trame; sa teneur en anorthite est toujours comprise entre 0 et 2 %. Je l'appelle l'albite An0;

muscovite phengitique: largement cristallisée en grandes paillettes, elle possède les caractères décrits précédemment (cf. p.280);

biotite : généralement pâle et verdâtre. L'angle - 2 V est toujours compris entre 10° et 20°. Elle réalise avec le mica blanc des associations symplectitiques où l'on voit les paillettes des deux micas alternant parallèlement au clivage. Le mica noir cristallise également autour du mica blanc et inversement.

épidote : l'épidote est granulaire et associée à de l'allanite.

b) Variation du faciès type.

Gneiss albitique à zoïsite .

N° de l'échantillon : KONE E 10/2.
 Provenance : route de Kastania à Lefkopetra
 à 1 km au Nord de Kastania.
 Photographie : pl. I6 , 4 .

Gneiss micacé vert sale à surface soyeuse ondulée. Les yeux sont assez gros (1 cm x 4 cm) allongés et fusiformes repoussant les phyllites; ils sont peu nombreux (8 à 10 par 100 cm²). Des amas quartzeux en lanières allongés et non fusiformes existent également . L'épidote est abondamment distribuée.

Composition minéralogique.

quartz	zoïsite	sphène
albite AnIO	muscovite phengitique	chlorite
albite AnO	biotite rare	

quartz 1 : microcristallin à formes engrenées. Il entoure dans les lits incolores les phénocristaux de quartz ou de plagioclases à extinction onduleuse. Dans les très rares lits quartzo-phylliteux il est associé à la muscovite phengitique et à l'épidote;

quartz 2 : en phénoblastes rares dans les lits albitiques, il est à extinction normale;

albite AnO : non maclée mais clivée, se présente en petits cristaux engrenés et constitue des yeux allongés suivant la schistosité. Elle est claire et à extinction normale. Les inclusions poecélitiques sont rares ; (% An : 0 % , $2 V = + 72^\circ$);

albite AnIO : maclée soit suivant la loi de l'albite et même obliquement par rapport à l'allongement du cristal, elle contient de nombreuses inclusions et est très faiblement saussuritisée. Elle est rongée par l'albite AnO dont elle se différencie assez facilement; en effet elle cristallise en porphyroblastes entourés par les phyllites de la trame, alors que l'albite AnO se présente en agrégats de petits cristaux engrenés. $6\% < \% \text{ An} < 10\%$; $+ 86\% \leftarrow 2 V < + 88^\circ$.

C'est donc un albiclasse plus voisin de l'albite que de l'oligoclase. Certaines plages maclées sont nettement rongées par la mésostase albitique AnO ce qui prouve la postériorité de l'albite AnO par rapport à l'albite AnIO;

le mica blanc : faiblement pléochroïque est bien développé. Il s'agit d'une muscovite phengitique dont les caractères optiques n'ont pu être précisés à cause de l'orientation défavorable de la section mince; quelques phyllites de biotite claire sont associées au mica blanc ;

zoïsite : gros grains de zoïsite très abondante, souvent plus largement développée que l'albite elle-même, se localisent dans les lits phylliteux et sont entourés par le mica blanc et le sphène qui est relativement abondant.

4) LES FACIES ACCESSOIRES DES MICASCHISTES ET DES GNEISS ALBITIQUES.

a) Chloritoschiste à zoïsite.

N° de l'échantillon : KASO B 6/b.
 Provenance : Stena-Petras , flanc est de
 l'Elikon.

Composition minéralogique.

quartz	chlorite
	zoïsite
	séricite

b) Calcaire gréseux à pyrite .

N° de l'échantillon : KASO B 6/a.
 Provenance : à quelques mètres de
 l'échantillon précédent.

Composition minéralogique.

calcite	quartz	séricite	pyrite
		chlorite	

La séricite et la chlorite sont groupées en amas de sections rhombiques.

c) Calcaire gréseux à albite.

N° de l'échantillon : KASO B II/6.
 Provenance : Stena-Petras.

Composition minéralogique.

calcite	quartz	épidote	oligiste
	albite		

d) Micaschistes à amphibole sodique.

N° de l'échantillon : KONE F 18 .

Provenance : à l'Est du village de Kastania
flanc septentrional du Pourlio
altitude 1100 m.

Schiste brun verdâtre, lustré , à dodécaèdres de grenats dont la taille dépasse 1cm5 de côté.

Composition minéralogique.

quartz	muscovite	grenat
	biotite verte rare	hématite
	amphibole sodique	magnétite

quartz : dentelliforme, allongé suivant la stratification. Il est toujours à extinction onduleuse et entoure des amas lenticulaires de micas ;

mica blanc : est faiblement pléochroïque, il réalise des associations symplectitiques avec une biotite brun -verdâtre très pâle. Les phyllites de mica blanc, sont souvent effilochées et frangées par des minuscules cristaux de biotite verte à contours flous ;

amphibole sodique: dans ces lits phylliteux et à l'intérieur des grenats, on observe parallèlement à la foliation une amphibole bleue qui cristallise en prismes allongés et aciculaires.

Ng : incolore ; Nm : bleu grisâtre clair ; Np : bleu grisâtre clair.

La biréfringence est faible (Ng - Np) = 0,0063 ; l'angle $Np \wedge C$ compris entre 3 et 10° avec un maximum pour $Np \wedge C = 8^\circ$.
L'angle $2V = + 56^\circ$ ou $+ 60^\circ$.

Ces caractères sont ceux d'une afverdsonite ou d'une riebeckite, grenat ; les grenats sont énormes et rosés ; ils s'apparenteraient au grenat spessartine ; ils renferment des inclusions d'afverdsonite ou de riebeckite et de quartz et contiennent du Manganèse (test micro-chimique).

Dans une autre lame , n° échantillon LANO 3 a ; provenance : bas Olympe ; la composition minéralogique est la suivante : quartz , chlorite , épidote, glaucophane.

Glaucophane : $2V = - 30^\circ$, Ng : bleu mauve,

Nm : bleu pâle;

Np : jaune clair allongement positif;

$Ng \wedge C : 4^\circ$.

Ici la roche semble avoir évolué dans des stades moins profonds.

e) Leptynite à muscovite et à grenat .

N° de l'échantillon : KANO G 32

Provenance : Kakkolakos , rivière qui passe dans le village de Retini à 6 km à l'Ouest de l'agglomération. Direction E W, pendage Nord. Altitude 1.000 m.

Faciès accessoire des gneiss albitiques. Roche vert clair à texture floue et diffuse.

quartz	muscovite phengitique	magnétite
albite	épidote	
microcline	zoïsite	
	grenat	

quartz : microcristallin, entoure les phénocristaux et remplit toutes les fissures de la roche ; il est en totalité recristallisé et dentelliforme ;

albite : en phénocristaux largement cristallisés rarement maclés , sillonnés par de larges fractures cicatrisées par la mésostase ;

microcline : se présente en larges plages brisées. Il est toujours albitisé soit par des chevelus albitiques soit par des cristaux auréolaires marginaux ; toujours profondément fissuré ;

muscovite phengitique : relativement peu abondante et toujours associée à l'épidote (zoïsite) et au grenat ;

grenat : se développe aux dépens de l'épidote.

f) Amphibolite.

N° de l'échantillon : KASO D 40.

Provenance : flanc ouest du Vulgara , à l'Est d'A. Dimitrios altitude 860 m .

Roche vert-foncé à travécules vert-clair, dense et compacte.

quartz (très rare)	hornblende verte	ilmenite
albite	épidote	pyrite
saussurite	chlorite	apatite
	biotite verte décolorée	sphène

quartz : très rare, clair et à extinction droite, il est toujours associé à l'albite ;

albite : claire , amiboïde, maclée Carlsbad;

feldspath calcosodique : entièrement saussuritisé, représente avec la hornblende l'élément dominant . Dans le fond saussuritique, épidote , chlorite, séricite sont bien développés; sphène, chlorite, épidote, apatite, ilmenite sont les minéraux accessoires ainsi qu' une biotite décolorée. La rétro-morphose semble ici très nette , elle se marque par la décoloration de la biotite avec exudat ferrifère et par la saussuritisation totale du feldspath originel.

amphibole : c'est une hornblende verte , très faiblement pléochroïque, Nm : vert ; Ng : vert bleuté ; Np : incolore ; $Ng \wedge C = 25^\circ$; $2 V = 66^\circ$; $(Np - Ng) : 0,0167$;

le sphène est associé à l'ilménite; il s'est formé à ses dépens par apport de chaux provenant sans doute de la saussuritisation du plagioclase.

g) Roche verte à amphibole.

N° de l'échantillon : LAVA I.

Provenance : village de Lava près de Servia.

Structure feuilletée; alternances de lits constitués de minéraux phylliteux et aciculaires et de lits grenus (quartz et un minéral opaque) . La roche fait effervescence à l'acide.

Composition minéralogique.

quartz	hornblende actinolitique	magnetite	calcite(rare)
albite	épidote	pyrite	

quartz : idiomorphe, constitue 50 % des lits à dominance de magnétite ;

albite : constitue plus de 60 % des minéraux incolores autres que la calcite, souvent maclée Carlsbad, est entourée de phyllites et renferme des inclusions d'épidote et d'amphibole ;

amphibole : en fines aiguilles, entoure les phénocristaux d'albite où elle constitue les lits phylliteux bien individualisés; associée à la calcite et à l'épidote .

$2V = -62$; $Ng \wedge C = 19^\circ$; $Ng - Np = 0,016$; $Ng = \text{vert-bleuté}$; $Nm = \text{vert-clair jaunâtre}$; d'après les diagrammes de Winchell , cette amphibole serait proche d'une hornblende vert-pâle ayant la composition minéralogique suivante: 60 % de $MgOSiO_2 + CaMgSi_2O_6$ + 40° de $NaFeSi_2O_6 + Fe_2O_3$.

Il s'agit vraisemblablement d'une roche éruptive basique mise en place dans des conditions épizonales (ophiolites ou dolérites) et donnant aujourd'hui une roche qui répondrait à la définition suivante : prasinite à amphibole et magnétite .

h) Hornblendites.

N° des échantillons : KOSE B₆ , KOSE B₁₅ .
Provenance : entre Fteri et Velvendos.

KOSE B₆ : sur le sentier qui relie Mokhokhori et Palioghraksanon, altitude 909 m .

KOSE B₁₅ : route de Fteri à Velvendos, à l'Est de Makrinarikia, altitude 1160 m.

Composition minéralogique.

quartz rare	amphibole 1	sphène
plagioclase	amphibole 2	
	muscovite	
	séricite	

le quartz est très rare ;
 le plagioclase toujours saussuritisé ;
 les cristaux de hornblende présentent toujours une auréole plus pâle ; souvent maclée, la hornblende est généralement très fortement chloritisée, l'étude des propriétés optiques des deux hornblendes a donné les résultats suivants :

hornblende 1 : couleur vert pâle ;
 Ng : vert pâle très clair ; Np : incolore ;
 $n_g - n_p = 0,016$; $Ng \wedge C = 15^\circ$;
 $2V = +90^\circ$ sur les échantillons de la lame
 KOSEB 15. Ng : vert-rose ; Np : vert-jaunâtre délavé ;
 Nm : vert-clair d'eau ; $n_g - n_p = 0,022$;
 $Ng \wedge C = 15^\circ$ sur les individus de la lame KOSE B₆ ;
 résultats qui donnent par comparaison sur les
 graphiques de Winchell et Roubeau, une hornblende actinolitique à
 30 % environ de ferrotremolite ;

hornblende 2 : Np = incolore à jaunâtre ; Ng = vert-clair ; Nm =
 vert-soutenu ; $Ng \wedge C = 26$ à 28° ; $Np - Ng = 0,031$,
 $2V = -56^\circ$, ce qui permet d'affirmer que cette
 amphibole centrale est réellement une hornblende.

5) C O N C L U S I O N S .

Le métamorphisme général se marque donc dans les formations albitiques des hautes Piéria , par les associations biotite claire, muscovite phengitique - épidote , muscovite phengitique - épidote, La biotite verte, faiblement colorée , en lamelles peu développées (ou de faible dimension) possède les caractères de biotites du début du stade mésozonal. On n'observe jamais de biotites plus sombres, de teinte brune ou marron qui ne se développent qu'aux stades mésozonaux des plus hautes températures.

De même dans les faciès plus calciques, l'association paragénetique actinote-épidote prouve que les roches ont évolué jusque la limite épizone -mésosone ou la mésosone supérieure.

Au métamorphisme général, succède une action feldspathisante dont la postériorité a été soulignée par de nombreux faits d'observation (déformation des feuilletés dans les gneiss albitiques, relations d'association de l'albite et des minéraux colorés en poécèles etc ...). Nous avons pu déceler deux phases d'albitisation, une phase AnIO et une phase AnO tardive (en auréoles autour de l'albite AnIO) et postérieure aux pressions orogéniques (albite AnO, non orientée et à extinction normale).

Nous allons retrouver tous ces phénomènes dans l'étude des formations sous-jacentes (gneiss à microcline et granites) avec d'autres, tout aussi importants.

C H A P I T R E 3

PETROGRAPHIE DES ROCHES CONSTITUTIVES DES FLAMBOURON ET

DU BAS-OLYMPE

(suite)

LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI ET LES ROCHES ANNEXES,
LE GRANITE DE KATAPHIGHION ET DES FLAMBOURON .(1).

I) INTRODUCTION

Je rappelle que les gneiss ocellés et rubanés de Livadi (fig. 22 , figuré 2a , p. 135) sont caractérisés par des alternances de gneiss ocellés et de schistes à amygdales feldspathiques. Le passage vers le haut (formations albitiques des hautes Piéria) et vers le bas (granites) est généralement progressif. L'épaisseur de ce groupe est variable (de 800 à 1000m) . Il renferme des roches annexes interstratifiées (roches vortes, fig. 22 , figuré 2 b , p. 135. Les granites (toujours localisés en-dessous des gneiss ocellés et en position anticlinale) , semblent représenter les termes les plus profonds de l'ensemble cristallin. Nous allons étudier la pétrographie de ces différents faciès dans un certain nombre de plaques minces.

I. Pour la stratigraphie, voir Ière Partie, chapitre 7 , p. 148 à p. 166.

2) LES GNEISS OEILLES ET RUBANES DE LIVADI.

Le faciès type des gneiss oeilés et rubanés de Livadi peut être défini comme un gneiss à microcline dans lequel on peut distinguer deux entités bien distinctes tant du point de vue structural que minéralogique.

1) Le feuillet .

2) Les amas quartzo-feldspathiques.

Ces deux entités pétrographiques peuvent être :

- a) nettement séparées comme , par exemple, dans les schistes à amygdales feldspathiques de dimension métrique;
- b) intimement mélangées et ne plus apparaître qu'à l'observation microscopique. Il est alors artificiel de les séparer l'une de l'autre, mais , dimensions exceptées, la trame des gneiss oeilés et les micaschistes des schistes à amygdales ont des compositions pétrographiques, minéralogiques et chimiques identiques.

BUS
LILLE

1) LE FEUILLET.

Le feuillet présente 4 faciès principaux :

- a) amphiboloschiste à actinote ;
- b) micaschiste à 1 mica ;
- c) micaschiste à 2 micas ;
- d) gneiss albitique à 1 ou 2 micas.

a) Amphiboloschiste à actinote.

N° de l'échantillon : KOSE F 31, PM n° 624.
Provenance : route de Livadi à A. Dimitrios.

x = 77,70,
y = 69,00,
z = 1200 m.

Nature : dans les gneiss à amygdales feldspathiques. Echantillon d'amphiboloschiste entourant une lentille de 60 cm de L sur 25 cm de l, dans un banc d'Im50 d'épaisseur.

La roche (très schisteuse) est formée par des alternances dont l'épaisseur ne dépasse pas 1 mm. Les unes sont de couleur vert-sombre et sont constituées par l'association amphibole aciculaire-quartz; les autres (plus jaunâtres) moins phylliteuses et plus granulaires sont formées par les mêmes minéraux associés à l'épidote granulaire très abondante qui confère la teinte jaune-verdâtre à la roche.

Au microscope. On remarque les alternances précédentes. Certains lits, vert-clair, sont constitués par le quartz et une amphibole bleu-verdâtre orientée suivant la schistosité; les autres lits sont formés par du quartz, de l'amphibole et de nombreux grains d'épidote agglutinés en bandes étroites .

Composition minéralogique.

quartz	actinote	oligiste
albite (très rare)	épidote	chlorite
		phengite s.l.

quartz : granoblastique, allongé suivant la schistosité
(diamètre moyen des grains : I : 0,3 mm , L : 0,8 mm) ;

albite : très rare, microgranoblastique, maclée suivant une loi comparable à la macle de Carlsbad ;

actinote : très abondante, elle constitue un feutrage entrelacé entre les lits épidotiques et cristallise en fins acicules ;
pléochroïsme faible dans les teintes vert-pâle , vert-bleuté ;
Ng \perp sur clivage = 12° ;

épidote : grenue, microcristalline, dispersée dans la masse de la roche, constituant également des lits agglutinants souvent discontinus, elle se présente soit en phénoblastes multigranulaires, soit en bandes de grains microcristallins associés à de rares phyllites d'actinote. L'oligiste, la chlorite et la muscovite phengitique sont ici des minéraux accessoires. Ils ne dépassent pas en proportion celle de l'albite. La chlorite est d'altération.
La structure est finement lépidoblastique .
La structure cataclastique est pratiquement inexistante.

b) Feuillet constitué par un micaschiste à I mica .

Le feuillet micaschisteux à I mica est surtout fréquent dans les gneiss blanc-verdâtre lités ; il est donc impossible de l'observer seul dans une plaque mince sans l'autre entité pétrographique (yeux simples ou complexes). L'échantillon suivant est décrit à titre d'exemple.

Gneiss ocellé de Livadi à I mica.

N° de l'échantillon : KOSE F 37 b .
N° lame mince : 6I2.
Provenance : route de Livadi à A. Dimitrios.

x = 79,75
y = 67,70
z = 1160 m.

Gneiss assez fin bien lité , blanc-verdâtre , plus ou moins phylliteux ; on distingue facilement des lits alternativement blancs et blanc-verdâtre et des petits yeux blancs, fusiformes aux dimensions très réduites (L : 0,3 cm , l : 0,1 cm).

Au microscope. Les yeux feldspathiques repoussent les lits très minces du feuillet, en dérangeant parfois les alignements phylliteux.

Composition minéralogique du feuillet.

quartz	phengite s.l.	sphène
	épidote	
	biotite très rare	

Composition minéralogique des yeux.

quartz	phangite rare
microcline albitisé	épidote
oligoclase albitisé	
albite AnIO	
albite AnO	

Nous n'étudierons ici que les minéraux du feuillet micacé.

quartz : allongé suivant la schistosité et dentelliforme ; le quartz est constamment à extinction onduleuse ; les bords des cristaux sont rongés par un quartz microcristallin à extinction normale ;

muscovite phengitique : faiblement pléochroïque dans les teintes vert d'eau , vert-pâle sale , incolore . Elle constitue avec l'épidote des lits colorés alternant avec les lits essentiellement quartzeux ;

épidote : très abondante, granoblastique, elle renferme fréquemment des noyaux d'allanite ;

minéraux accessoires : biotite très rare en phyllites disposés çà et là, sans direction privilégiée ; sphère bien cristallisé.

c) Feuillet constitué par un micaschiste à 2 micas.

N° de l'échantillon : KOSE F 45 b .

N° plaque mince : 628.

Provenance : au Sud du village de Livadi, en alternance avec des micaschistes à muscovite phengitique et biotite rare et des gneiss oeillés.

x = 78,5

y = 68,20

z = 940 m.

Nature

: banc micaschisteux d'I m de puissance entourant une amygdale quartzofeldspathique (I : 0,50 , L : I m) alternant avec des gneiss oeillés en bancs .

Micaschiste feuilleté , dur (se débitant en plaquettes ondulées), constitué par des lits alternativement blancs et noirs. Les lits blancs sont formés par du quartz et du mica blanc qui domine toujours en pourcentage le mica noir ; les lits noirs sont

constitués par du quartz plus rare et beaucoup plus de mica noir que de mica blanc. L'échantillon provient d'un lit de couleur sombre. La texture est lépidoblastique, les microlits quartzeux sont rares .

Composition minéralogique.

quartz	biotite	épidote
	muscovite phengitique	
		magnetite

quartz : dentelliforme, allongé suivant la schistosité, broyé et à extinction onduleuse ;

biotite, muscovite phengitique et épidote sont intimement mêlées dans les lits plus colorés; le mica blanc largement cristallisé est bordé par une biotite de couleur brun-clair et pâle . C'est une muscovite phengitique. (angle des axes voisin de 30°).

biotite : cristallise en larges paillettes, elle est brun-verdâtre parfois très légèrement chloritisée;

épidote : équigranulaire, elle renferme souvent des noyaux d'allanite.

d) Feuillet constitué par un gneiss albitique.

Ce quatrième faciès est absolument identique à celui des gneiss albitiques des hautes Piéria. Je prie donc le lecteur de bien vouloir s'y référer (II Chapitre 2 , p.286).

2) LES YEUX SIMPLES OU COMPLEXES, LES AMYGDALES FELDSPATHIQUES.

Les amas porphyroblastiques se présentent sous plusieurs aspects déjà définis, soit sous la forme d'yeux simples ou complexes, soit sous la forme d'amygdales quartzo-feldspathiques.

La structure des yeux simples ou complexes est porphyroblastique. Les porphyroblastes formés par l'engrenage de plusieurs cristaux quartzo-feldspathiques indépendants sont souvent de forme amygdalaire.

La structure des amygdales est granoblastique à minéraux isométriques et à prédominance incolore. Dans cette " roche grenue" baignent des phénoblastes de feldspaths et de quartz à textures poecelitiques.

Nous les étudierons sur 4 échantillons.

a) Gneiss ocellé.

N° de l'échantillon : KOSE E₄.

Provenance : vallée du Rakhi Nerófagorna
près du Konstoki au SW de
Livadi.

Gneiss ocellé blanc-verdâtre bien lité. Les yeux fusiformes sont isométriques et de taille moyenne (0,5 cm sur 0,8 cm).

Composition minéralogique de la roche.

quartz	muscovite phengitique	tourmaline bleue(rare)
microcline albitisé	biotite rare	sphène
albite AnIO	épidote	ilmenite
albite AnO		
orthose per- thitique(rare)		
myrmekite		
oligoclase An28 (rare)		

quartz : le quartz est soit granoblastique à extinction onduleuse, soit microcristallin à extinction normale (dans les fissures);

muscovite phengitique : faiblement pléochroïque ;

biotite : verte , non orientée et en fines paillettes ;

épidote : équigranulaire assez rare.

Ces quatre minéraux associés entourent des amas ocellés quartzitiques ou quartzofeldspathiques.

Les yeux sont simples, constitués soit par du quartz xénoblastique à extinction onduleuse, soit par du microcline, soit par de l'albite AnIO, soit enfin par un oligoclase An 28. Ces minéraux ont subi une cataclase importante et les fissures sont colmatées par une mésostase quartzo-albitique postérieure .

Ils sont également albitisés postérieurement par une albite AnO, albitisation qui revêt ici toutes les formes de " pseudo-myrmekisation" (taches, flacules, flaques, auréoles de bordure, albitisation en échiquier etc ...);

microcline : maclé Carlsbad ou suivant la double loi de l'albite et du péricline. Les mesures statistiques à la platine de Fedorov de l'angle $2V$ pourraient faire penser que nous sommes en présence d'un microcline sodique: $-76^\circ < 2V < -80^\circ$, ce qui correspondrait à un pourcentage en albite de 26 à 28 % (Mac Kensie et Smith 1955) ;

albite An10 : est rarement maclée. Angle $2V$ positif, compris entre 80° et 86° ce qui correspond, d'après les diagrammes de J.R.Smith (1956) à des pourcentages en anorthite compris entre 5 et 13 %. La moyenne des mesures donnant un angle $2V$ de 83° , on peut considérer que le pourcentage moyen est voisin de 10 % ;

albite An0 : rare, colmate les fissures, associée au quartz à extinction normale ;

oligoclase : rare (1 ou 2 cristaux dont je n'ai pu mesurer le pourcentage en anorthite) très légèrement saussuritisé.

b) Gneiss ocellé de Livadi à 1 mica.

N° de l'échantillon : KOSE E2 .
 N° plaque mince : 73.
 Provenance : S W de Livadi au lieu dit
 Isoma.
 x = 75,4
 y = 67,3
 z = 930 m.

Roche claire. On distingue les deux entités caractérisant les gneiss ocellés de Livadi : feuillet constitué par de très minces lits phylliteux et discontinus, entourant d'une façon très diffuse, soit des amas de cristaux incolores soit des phénocristaux.

Composition minéralogique de la roche.

quartz	muscovite phengitique	épidote
microcline	biotite (rare)	minéraux noirs
albite	chlorite (rare)	
oligoclase		

Nous n'étudierons ici que les yeux simples ou complexes.

Les yeux simples.

Sont constitués par des cristaux de quartz à extinction onduleuse et surtout par des phénocristaux de microcline dont la dimension est de 10 à 30 fois celle des grains du feuillet. Le microcline ($2V = -80$) frais montre des flacules, des travécules remplies d'albite aux contours flous. L'albitisation en échiquier est fréquente. Les phénocristaux de microcline sont rongés en bordure par de petits cristaux isométriques d'albite claire souvent maclés (macle de Carlsbad ou macle correspondante de celle-ci).

Les yeux complexes .

On distingue au centre d'autres yeux, une petite plage constituée par du microcline envahi par un chevelu albitique et autour du microcline un agrégat de minéraux bien cristallisés plus grands que les cristaux du feuillet . Ce sont , du quartz clair à extinction onduleuse ayant cristallisé en puzzle, de l'albite maclée suivant une des lois de la macle de Carlsbad, de l'albite non maclée en cristaux bien individualisés ayant (apparemment) cristallisé postérieurement. Ces cristaux remplacent plus ou moins le cristal de microcline. La taille de ces amas quartzo-feldspathiques est de 3 à 10 fois plus grosse que celle du grain moyen de la trame. Un seul individu de feldspath calco-sodique est visible dans cette lame, il est légèrement saussuritisé et également fortement attaqué et rongé par l'albitisation. Ces yeux quartzo-feldspathiques sont toujours fissurés et les fissures sont colmatées par une mésostase quartzo-albitique.

Mesures effectuées .

Microcline $2 V = - 80^\circ$; plagioclase calcosodique $2 V = - 88^\circ$,
 % An du plagioclase calcosodique 25 % ; albite : An0 pour l'albite
 mésostatique; An5 ($75^\circ < + 2 V < 80^\circ$) pour l'albite en auréole
 autour des feldspaths potassiques.

c) Gneiss ocellé de la série de Dhaskion.

N° de l'échantillon : KONE F I4 .
 N° de la lame : 868.
 Provenance : Paliocastro près de Dhaskion.

x = 80,02
 y = 84,02
 z = 450 m.
 Photographies : pl. 20 , I et 2 .

L'échantillon étudié provient de la petite passée gneissique
 intercalée entre les deux niveaux de marbre (cf. Ière Partie,
 ch. 7 , p. 145). C'est un gneiss blanc et vert, bien lité à gros
 yeux feldspathiques repoussant la schistosité.

Composition minéralogique de la roche.

quartz	muscovite phengitique	épidote
microcline	biotite	sphène
albite An10		
albite An0		
oligoclase		

Le feuillet est constitué par l'association alternante de lits vert-sombre et de lits vert-clair. On y rencontre les paragenèses minérales épidote -quartz-phengite s.l.-biotite brun-pâle, ce qui situe la roche dans la mésozone.

muscovite phengitique: largement développée , la muscovite phengitique est faiblement pléochroïque;

biotite : brun-pâle, en petites phyllites dans les lits vert-sombre,

épidote : équigranulaire et microcristalline.

Les yeux (complexes) sont constitués par un agrégat quartzo-feldspathique incluant quelques phyllites micacées. Ces agrégats sont entourés par les minéraux du feuillet dont ils repoussent nettement la schistosité. Le quartz est alors dentelliforme (moulant les yeux) et allongé suivant la schistosité du feuillet.

Composition minéralogique d'un oeil complexe.

quartz 1	phengite s.l. rare
quartz 2	biotite rare
microcline albitisé	épidote rare
oligoclase albitisé	sphène rare
albite An10	
albite An0	

Tous ces minéraux sont intimement groupés.

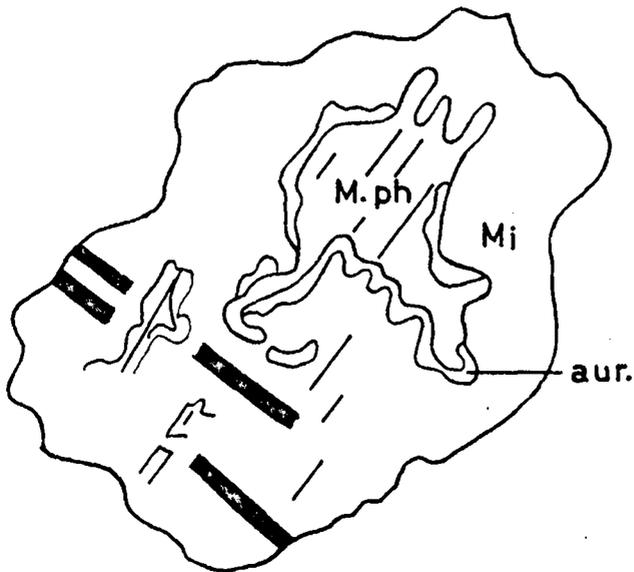
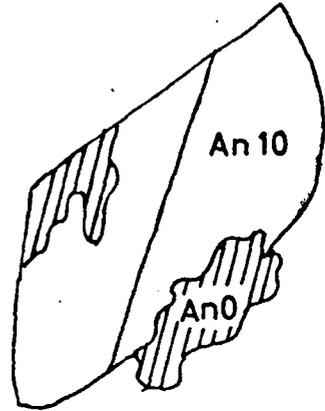
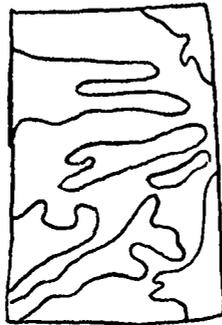
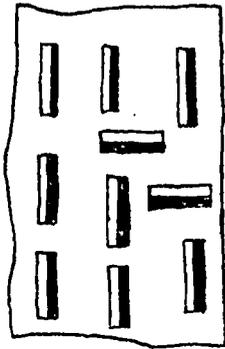
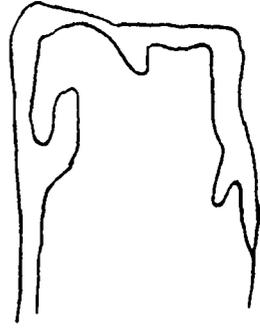
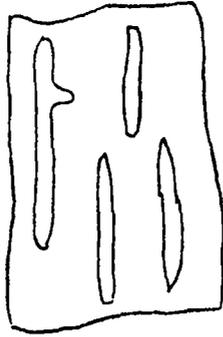
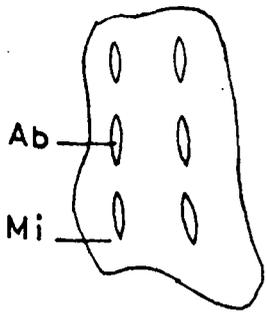


Fig. 46 . Microstructures observées dans les
gneiss ocellés de Livadi.

Les 6 premiers schémas(en haut) représentent
les diverses formes d'albitisation.

Le schéma du bas représente les auréoles de
réaction entre un cristal de muscovite phengi-
tique et un cristal de microcline.

quartz 1 : xénomorphe, à extinction onduleuse, le quartz a cristallisé en assez gros individus de la taille des feldspaths (cristallisation en carte géographique);

quartz 2 : microcristallin, à extinction normale, est associé à l'albite AnO, il cristallise dans les fissures qu'il colmate;

microcline : toujours albitisé. L'albitisation revêt toutes les formes schématisées dans la figure 46 ;

- en taches ;
- en flacules et en flaques;
- en auréoles;
- en échiquier.

Parfois la quasi totalité du microcline est albitisée et il ne reste plus que de vagues fantômes de macles en tissus écossais au centre d'un amas albitique; les contours du microcline central sont toujours extrêmement flous. Toujours très frais, le microcline inclut en poécèles quelques phyllites micacées ou quelques granules d'épidote. (Angle $2V = - 80^\circ$),

plagioclase calcosodique: joue le même rôle que le microcline. Il est toujours localisé au centre des yeux complexes et est (lui aussi) albitisé. Maclé poly synthétiquement , rarement suivant la macle de Carlsbad, il est légèrement saussuritisé. Les mesures statistiques à la platine de Fedorov ont donné : $25\% < \% An < 30\%$;

albite AnIO : est fréquente, allongée suivant les faces (201) et (001), elle est généralement non maclée; lorsqu'elle l'est, elle présente 2 types distincts de macle.

- La macle de l'albite, avec plan d'association parallèle à (O10) , oblique par rapport à l'allongement.
- Une macle parallèle à l'allongement du minéral qui n'a pas été déterminée avec précision mais qui pourrait être voisine de la macle de Manebach.

Seuls les individus maclés " albite " ont donné les résultats suivants à la platine de Fedorov: $- 78^\circ < 2V < - 84^\circ$, $5\% < \% An < 12\%$;

albite AnO : rarement maclée, albitise les feldspaths potassiques et calcosodiques suivant les formes schématiques de la fig. 46;

minéraux colorés : sont rares et souvent inclus en poécèles comme dans les amygdales feldspathiques. Ce sont des phyllites de mica blanc et des granules d'épidote.

d) Gneiss à amygdales feldspathiques.

N° de l'échantillon : KOSE F 36 b .
 Provenance : route de Livadi à A. Dimitrios.
 Photographie : pl. 2I , I .

Les amygdales feldspathiques sont souvent très grosses et peuvent dépasser 1 m de long sur 60 cm de large. Elles sont allongées suivant la stratification apparente ou la schistosité, ou parfois, obliques et de contours sinueux et nébuleux. Blanches, elles apparaissent (sur le terrain) riches en minéraux quartzo-feldspathiques, pauvres en minéraux ferromagnésiens.

La composition minéralogique est identique à celle des yeux complexes, la structure et la texture comparables; seule la taille des amas diffère .

Composition minéralogique de l'amygdale feldspathique.

quartz 1	muscovite phengitique rare
quartz 2	biotite rare
albite AnO et AnIO	épidote rare
oligoclase	
microcline	

On observe de nombreux phénomènes d'auréoles de bordure des minéraux colorés inclus en poécèles dans les plagioclases calcosodiques ou potassiques (pl. 2I , I) .

3) LE GRANITE ORIENTE DE KATAPHIGHION.

N° de l'échantillon : KOSE B I⁴ .
Provenance : Flambouro , altitude de 2100 m.

De texture variable, le granite de Kataphighion possède une schistosité planaire fruste qui devient nébuleuse dans la zone de passage des granites orientés vers les granites des Flambouron. La roche est extérieurement assez fraîche. On observe de grands phénocristaux blancs (feldspaths) apparemment non altérés entourés par des phyllites micacées noires disposées en tous sens. La cataclase est évidente et se marque par une fracturation en tous sens.

quartz ; 1 - grandes sections hypidiomorphes à extinction onduleuse;
2 - petites sections microcristallines à extinction normale. Ce quartz entoure les phénocristaux précédents dont il ronge les bords ou est localisé dans les fissures (texture cataclastique en mortier) ;

microcline: n'est pas abondant, il est toujours entouré par une auréole albitique (albite An₅) qui émet vers l'intérieur du cristal des chevelus simulant une microperthite. On observe à l'intérieur des plages de microcline, des petits cristaux de plagioclase légèrement saussuritisés et maclés suivant la loi de l'albite ;

plagioclase : en phénocristaux ou en microcristaux dans le microcline, est toujours saussuritisé et seules les sections incluses dans le microcline peuvent permettre des mesures à la platine de Fedorov (oligoclase : $2V = 80^\circ$, % en An voisin de 30 %);

albite : ne se présente pas en cristaux individualisés mais en bourgeons, plaques, flacules, auréoles de bordure autour des plages de feldspath potassique ;

biotite : est brune, associée à une muscovite légèrement pléochroïque à angles d'axes plus faibles que ceux de la muscovite classique, mais plus grands que ceux des muscovites phengitiques; $30^\circ < 2V < 35^\circ$; la biotite montre elle aussi une biaxie fréquente: $0^\circ < 2V < 10^\circ$;

chlorite : rare, d'altération (la biotite se déferrifiant , elle exclut son fer sous forme d'ilmenite localisée dans les clivages); ilmenite associée à de nombreux grains de sphène ; épidote , zoisite, apatite sont abondantes; quelques grains de tourmaline.

4) LE GRANITE DES FLAMBOURON.

Le granite des Flambouron se présente comme une roche grise, homogène, largement équigranulaire. Son mode de gisement, en dôme anticlinal (à Kastania, à Scouliari et au sommet des Flambouron) ou en coucote anticlinale légèrement déversée vers le Sud (au Tourla) suggère que ce granite, constamment recouvert normalement par des formations métamorphiques à microcline, représente la partie la plus profonde du complexe cristallin. Des lambeaux de gneiss ocellés sont conservés en enclaves dans la masse granitique. C'est un granite à biotite. Sa composition minéralogique est

remarquablement constante. Près de la limite granite orienté-granite franc, la texture est nettement planaire ; elle tend à s'estomper vers le bas et devient équante ; localement cependant , elle réapparaît brusquement nébuleuse et planaire, puis à nouveau équante.

Composition minéralogique.

quartz	biotite	épidote (allanite)
microcline		apatite
oligoclase An 28		sphène
		grenat
		lématite
		ilmenite

La structure est grenue.

quartz: grandes sections hypidiomorphes à extinction onduleuse ; les bords sont rongés par du quartz de néoformation ;

microcline : grandes sections xénomorphes, entourées par une couronne albitique qui émet vers l'intérieur des chevelus ou veinules ; ($2V = 60^\circ$) ;

plagioclase : plages hypidiomorphes saussuritisées ; % An : 28 à 30 % ;

biotite : chloritisée, brune, fortement pléochroïque ;

grenat : almandin.

5) LES FACIES ACCESSOIRES.

a) Les marbres. Des niveaux calcaires existent dans la série de Dhaskion et dans les gneiss ocellés à microcline du bas-Olympe (Rapsani-Gonnos-Kalipefki). Ils sont peu transformés par le métamorphisme général (recristallisation de la calcite, cristallisation de rares phyllites de mica blanc et de granules d'épidote dans les niveaux apparemment plus argileux). Par contre, des rubans, filots et lentilles de minéraux incolores (quartz et feldspath) sont très fréquents, surtout dans les marbres du bas-Olympe. Ces amas quartzofeldspathiques sont , soit parallèles à la stratification apparente , soit contournés, boudinés ou plissés. Ils sont constitués par du quartz (80 %) de l'albite, du microcline rare et du plagioclase (An 25 - An 32).

b) Les amphibolites et les diorites interstratifiées dans les gneiss ocellés.

Exemple I . Amphibolite.

N° de l'échantillon : KASO A₇ .
 Provenance : route de Katerini à A. Dimitrios.
 x = 85,7
 y = 73,6
 z = 740 m.

Roche vert-foncé, dense, litée, grenue ; sur le fond vert-foncé se dégagent des petits cristaux blanc-jaunâtre altérés (feldspaths?).

Composition minéralogique.

quartz (assez rare)	hornblende verte	épidote
saussurite		apatite
		pyrite

Exemple 2. Diorite.

N° de l'échantillon : KASO A 8 .
Provenance : même que l'échantillon précédent.

La roche KASO A 7 entoure une masse litée constituée par cette diorite.

La roche est dense, dure et noire. La texture est équigranulaire.

Composition minéralogique.

plagioclase	hornblende verte	épidote
saussurite		sphène
		ilmenite
		pyrite

Le plagioclase (An 32 -35) est moins saussuritisé que dans la plaque mince précédente. La hornblende est une hornblende actinolitique (pléochroïsme faible dans les teintes vert-pâle, vert-d'eau $N_g \wedge C = 22^\circ$; elle cristallise en petits cristaux aciculaires. Ça et là, quelques cristaux d'albite amiboïde.

Exemple 3. Diorite .

N° de l'échantillon : KASO A 18.
 Provenance : Morousti , à l'Ouest d'A.
 Dimitrios.
 x = 85.00
 y = 74,90
 z = 1210 m.
 Nature : diorite épizonale.

Composition minéralogique.

quartz (très rare)	hornblende	épidote
microcline (rare)		sphène
saussurite		pyrite
plagioclase		ilmenite

plagioclase : An 32 , 2 V = - 92° ;

amphibole : Np-Ng = 0,0156 ; Ng_AC = 20° ; les caractères optiques sont ceux d'une hornblende actinolitique.

Exemple 4. Gneiss dioritique, faciès marginal de la diorite
 précédente.

N° de l'échantillon : KASO A 27 b.
 Provenance : village de Skotina-Morna.

albite : maclée , % An : 0 à 2 % ; $2 V = + 66$;

amphibole : Ng , vert très clair ; Nm , vert pâle ; Np , incolore.
 $2 V = - 78^\circ$, $Ng \wedge C : 13^\circ$; $Ng - Np = 0,023$;
 (actinote à 60 % de ferrotremolite).

C) Les roches vertes anciennes.

Exemple I . Amphibolite à épidote .

N° de l'échantillon : KOSE F 2I a .
 Provenance : Kastro-Livadi.

Composition minéralogique.

hornblende verte	épidote	sphène
hornblende brune		apatite
		magnetite
		ilmenite

Exemple 2. Serpentinite à tremolite.

N° de l'échantillon : KOSE F I7 b .
 Provenance : Kastro Livadi.

Composition minéralogique.

bastite
 tremolite

Exemple 3. Péridotite serpentinisée .

N° de l'échantillon : S K I .
Provenance : Skotina.

Composition minéralogique.

olivine	calcite
serpentine	pyrrhotine
(bastite)	

l'olivine est une forstérite ($2 V = 90^\circ$).

Exemple 4. Diabase.

N° de l'échantillon : KASO A 20 .
Provenance : Krioneri entre A. Dimitrios
et Skotina.

Composition minéralogique.

plagioclase	augite pigeonitique	chlorite
	hornblende verte	minerais

Structure ophitique nette .

augite pigeonitique : ouralitisée ; $2 V$ toujours inférieur à 40°
hornblende : en voie de décoloration par altération.

Exemple 5 . Epidotite .

N° de l'échantillon : S K₃ ,
 Provenance : Skotina Morna .

Composition minéralogique.

clinozoïsite	sphène	calcite
brucite	mica blanc	

sphène : partie centrale plus sombre ; dans les parties marginales, le sphène plus clair passe à une calcite ; beau skarn (dolomie métamorphisée et silicatée).

Exemple 6 . Gabbro porphyrique à macrocristaux de hornblende.

Provenance : Skotina .

Les cristaux de hornblende ont généralement une auréole kelyphitique à épidote .

Le fond de la roche, microgrenu est à épidote-hornblende-quartz.

La hornblende est décolorée en bordure, (variété actinolitique).

C O N C L U S I O N S .

Dans les gneiss ocellés et rubanés de Livadi, nous distinguons encore l'intervention de deux actions métamorphiques distinctes:
le métamorphisme général;
les actions quartzo-feldspathisantes.

Le métamorphisme général est encore (comme pour les gneiss albitiques des hautes Piéria) relativement faible. Les faciès les plus profonds, (biotite pâle-muscovite phengitique pour les roches alumineuses, ou hornblende -épidote pour les roches plus calciques) ont évolué tout au plus dans la mésozone supérieure ou moyenne.

Les actions quartzo-feldspathisantes sont postérieures au métamorphisme général , comme le prouvent la substitution épigénétique en écartant la matière (yeux) et les relations d'associations des minéraux incolores et colorés (poécèles, auréoles de réactions, albitisation dans les fissures etc ...).

Mais ici, on peut distinguer 3 phases dans cette action;
une phase potassique et calcosodique (microcline-oligoclase);
une phase sodico-calcique (albite AnIO);
une phase sodique (albite AnO);
au lieu de deux dans les formations albitiques des hautes Piéria.

La postériorité de l'albite AnIO par rapport à la cristallisation du microcline et de l'oligoclase est confirmée par de nombreux faits d'observations (auréoles de réaction, albitisation en échiquier, flacules, en couronne etc ...).

Ainsi, dans les schistes cristallins des Flambouron et du bas-Olympe, nous avons mis en évidence 2 grands phénomènes : métamorphisme général et action quartzo-feldspathisante qu'il faudra - après une étude chimique - replacer dans l'histoire générale de cette région.

Ce sera, en conclusion, l'objet du chapitre 5.

C H A P I T R E 4

PETROGRAPHIE DES ROCHES CONSTITUTIVES DES
FLAMBOURON ET DU BAS-OLYMPE (suite) .

E T U D E S C H I M I Q U E S (I .)

I. L E S P A R A G E N E S E S M I N E R A L E S

LE DIAGRAMME A C F .

Le diagramme ternaire A ($Al_2 O_3 + Fe_2 O_3$) , C (CaO) ,
F (FeO + MnO + MgO) permet d'établir les équilibres divariants in-
tervenant entre les minéraux calco-ferromagnésiens de métamorphisme.

Les constituants indépendants considérés sont définis de la
manière suivante .

Le constituant (A) exprime l'alumine intervenant dans les minéraux
calciques et ferromagnésiens. Comme dans ces minéraux l'ion Fe^{+++} peut
se substituer à l'ion Al^{+++} , le constituant (A) groupe pour les
micaschistes, les amphibolites et les amphiboloschistes , les oxydes
 $Al_2 O_3 + Fe_2 O_3$ (fig. 47).

Dans les schistes albitiques, où la quasi totalité de Na_2O est
engagée dans l'albite ($Na_2 O , Al_2 O_3 , 6 SiO_2$) , le constituant (A)
représente l'alumine résiduelle soit : $A_I = A - Na_2O$ (fig. 48).

I. Les résultats des analyses chimiques sont groupés en annexe,
p.362 à 369.

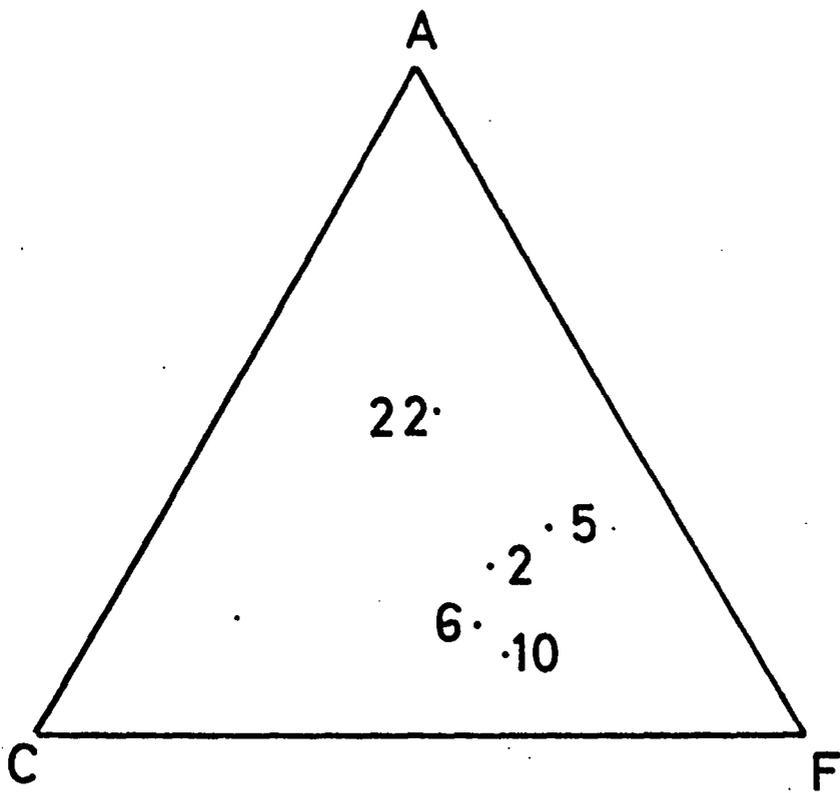
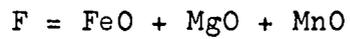
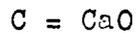
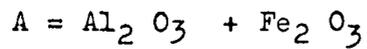


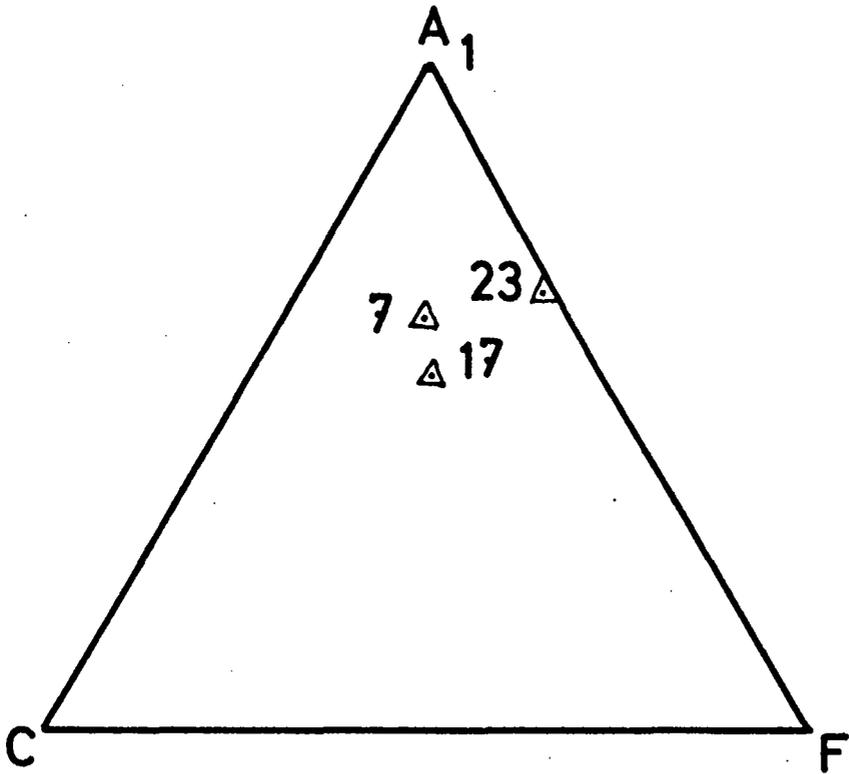
Fig. 47 . Diagramme (ACF) pour les micaschistes,
les amphibolites et les amphiboloschistes.



points 6 et IO : amphibolites ;

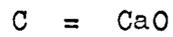
point I5 : micaschistes;

points 22,5 et 2 : amphiboloschistes .



BUS
LILLE

Fig. 48 . Diagramme (A_I CF) pour les gneiss albitiques.



points 7 , I7 et 23 : gneiss albitiques.

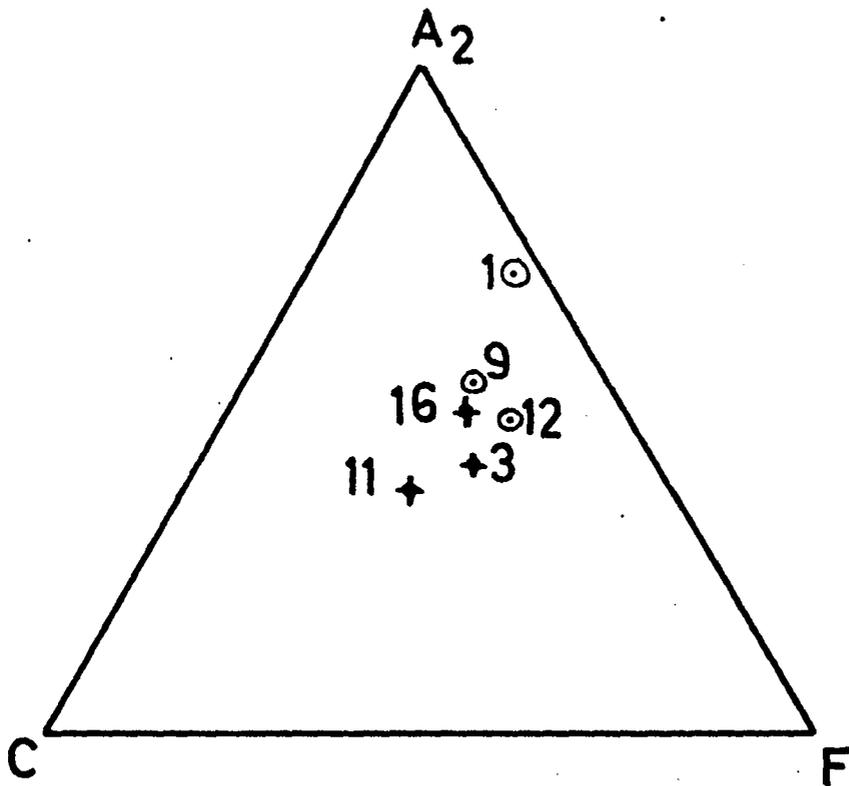
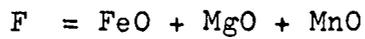
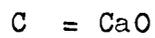
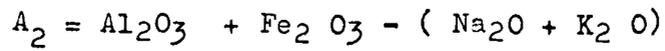


Fig. 49 . Diagramme (A₂ CF) pour les gneiss ocellés
et les granites .



points 3 , II et I6 : granites ;

points I , 9 et I2 : gneiss à microcline .

Dans les gneiss ocellés et les granites où pratiquement toute la potasse et la soude se retrouvent dans l'albite et le microcline, l'alumine résiduelle est exprimée par :

$$A_2 = A - (Na_2O + K_2O) , (\text{fig. 49}) .$$

Toutes les concentrations sont exprimées en pourcentages moléculaires vérifiant la relation :

$A + C + F = 100$, et l'ensemble des points est groupé dans le diagramme (ACF) , (fig. 50).

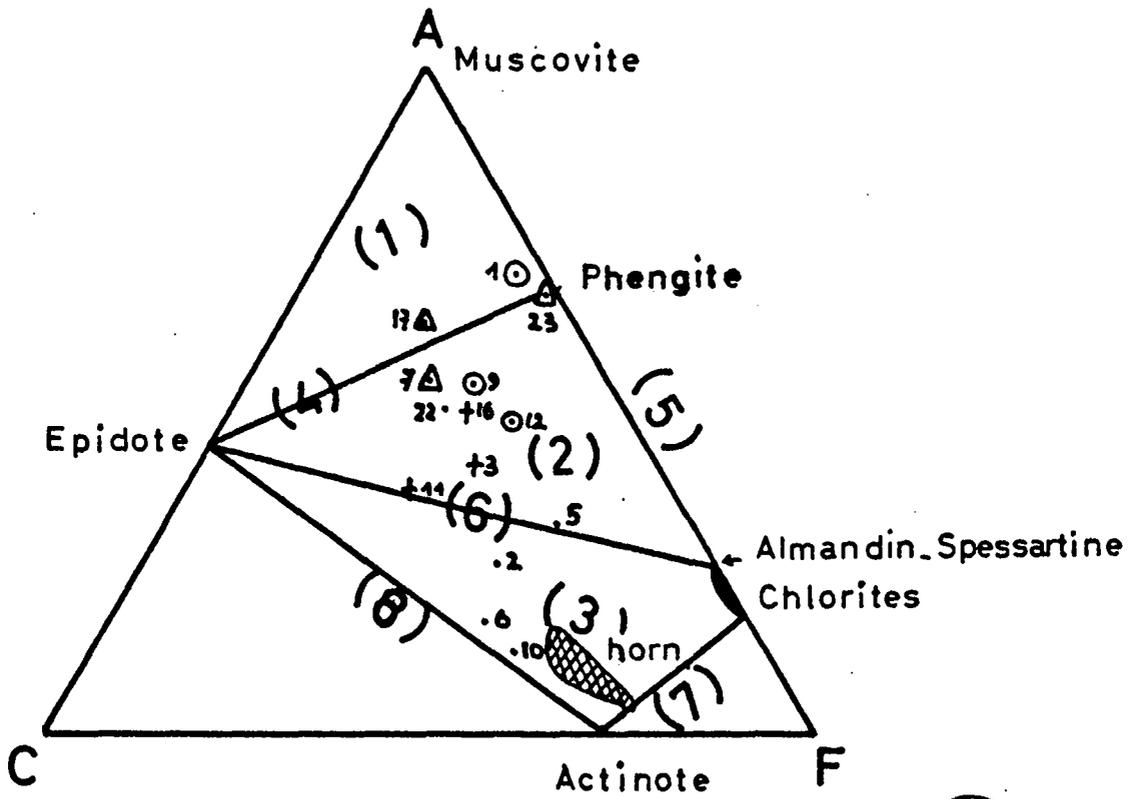
LES TYPES LITHOLOGIQUES .

L'observation montre que les minéraux des paragenèses épizonales sont essentiellement l'épidote-la muscovite-la muscovite phengitique-les chlorites - l'almandin (spessartine) et l'actinote. Les positions des roches analysées dans le diagramme (A C F) permettent de définir trois domaines partiels fondamentaux:

- (1) muscovite - épidote - phengite (1) ;
- (2) phengite - épidote - chlorite ;
- (3) chlorite - épidote - actinote .

En fait, les analyses des roches montrent une répartition des types lithologiques dans les 3 domaines précités mais avec une nette prédominance dans les domaines (2) et (3) (fig. 50).

I. Phengite s.s. ou phengite théorique.



BU'S
LILLE

Fig. 50 . Diagramme (A C F) .

Sont reportés sur ~~un~~ même diagramme (ACF),
 les points des diagrammes ACF (fig. 47),
 A_1CF (fig. 48) , A_2CF (fig. 49).

Les droites épidote-phengite, épidote -almandin, épidote-actinote , actinote- chlorites , déterminent dans le triangle (A C F) les domaines suivants :

domaine I (épidote-muscovite-phengite);
 domaine 2 (épidote-phengite-almandin) ;
 domaine 3 (épidote-actinote-chlorite).

Ces droites déterminent également les équilibres divariants suivants :

équilibre 4 (épidote-phengite);
 équilibre 5 (phengite-chlorites);
 équilibre 6 (épidote-chlorites);
 équilibre 7 (actinote- chlorites);
 équilibre 8 (actinote-épidote).

Les aires d'existence des chlorites et des amphiboles hornblendes sont représentées d'après les analyses chimiques extraites du traité de Deer , Howie et Zussman.

Pour préciser davantage les tendances chimiques particulières , nous avons utilisé le diagramme ternaire A , MgO , FeO (fig. 51), où la répartition des roches montre que l'on a affaire à deux types lithologiques fondamentaux.

- 1) Des micaschistes à tendance alumineuse .
- 2) Des amphibolites à tendance magnésienne .

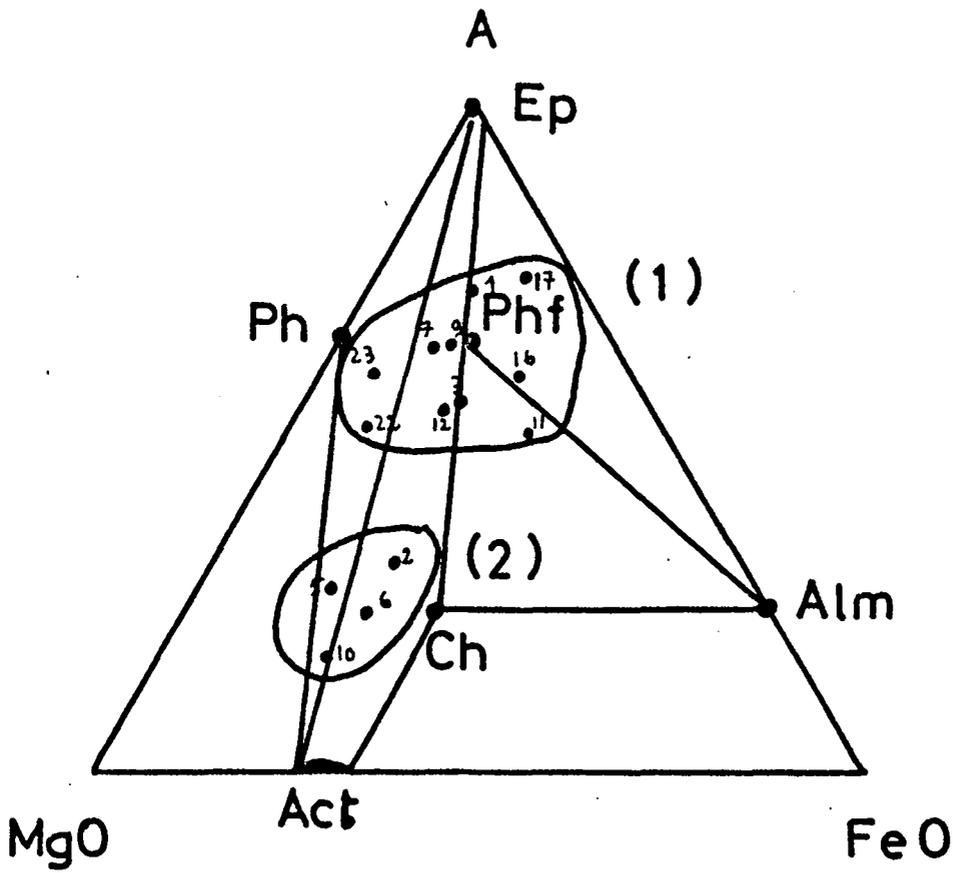
Pour les micaschistes, le rapport $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ varie entre 0,80 et 0,25 tandis que pour les amphibolites, le même rapport ne descend jamais en-dessous de 0,65. Ces valeurs permettent d'affirmer que seules les roches alumineuses montrent une nette tendance ferrifère.

La série métamorphique étudiée devait donc être originellement constituée par des alternances de calcschistes alumineux et de dolomies plus ou moins schisteuses, respectivement responsables des faciès "micaschistes " et " amphibolites".

A) LES PARAGENESES DE L'EPIZONE .

I) Roches calco-alumineuses et magnésiennes .

Les roches calco-alumineuses appartenant au domaine (2) du diagramme (A C F) donnent dans l'épizone l'une des associations suivantes(fig. 50):



BUS LILLE

Fig. 51 . Diagramme (A , MgO , FeO) .

Ont été représentés par un point et par leurs initiales les minéraux suivants :

Act = actinote ; Alm = almandin ; Ch = chlorites ;

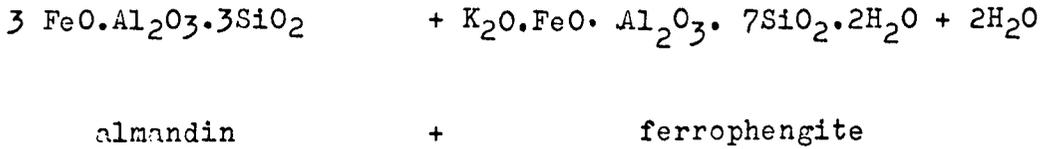
Ep = épidote ; Ph = phengite ; Phf = phengite

ferrifère .

Remarques. Dans ce diagramme les points représentatifs des roches analysées se répartissent dans deux aires bien distinctes; une aire(I) alumineuse (points I,3,7,II,I2,I6,I7, 22,23) ,

une aire(2) magnésienne(points 2,5,6 et IO).

De plus, il n'existe qu'un seul point (II) dans le domaine (phengite ferrifère-almandin-chlorites) ce qui corrobore le fait que cette association est effectivement très rarement observée.



Par épuisement de la muscovite ou de la chlorite, la réaction monovariante (I) donne naissance à l'une des associations divariantes stables :

chlorite-almandin-ferrophengite (I') ;

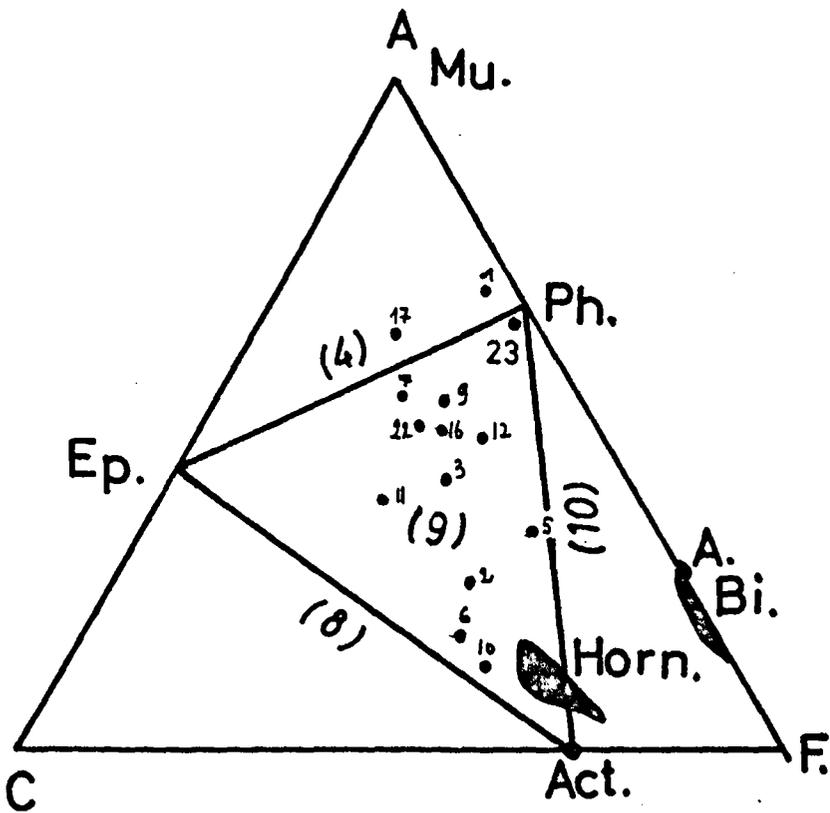
muscovite-almandin-ferrophengite (I'') .

En fait, la ferrophengite donne avec la phengite ,une phengite plus ou moins ferrifère (point PhF du diagramme A , MgO , FeO fig.5D). En conséquence, seules les roches à tendance ferrifère des domaines (A , PhF, Alm) ou (PhF , Chl, Alm) sont susceptibles de receler du grenat .

L'association la plus fréquemment observée est effectivement l'association (I'') muscovite- ferrophengite-almandin, avec ou sans épidote, caractéristique des roches à tendance alumineuse .

L'association (I') chlorite-almandin-phengite n'a été observée qu'une seule fois (analyse II).

Remarquons enfin que la réaction (I) est favorisée par la présence des oxydes de manganèse puisque le grenat est manganésifère et appartient



BUS LILLE

Fig. 52 . Diagramme (A C F) pour les roches calco-
magnésiennes et potassiques.

Dans le même diagramme A C F que celui de la fig. 50 le triangle épidote-phengite-actinote détermine le domaine (9) où sont situés presque tous les points représentatifs , les droites (4), (8) et (IO) établissant les équilibres divariants:

épidote-phengite (4) ;
 phengite-actinote (IO) ;
 actinote-épidote (8) ;
 effectivement observés .

-tient à la série almandin-spessartine.

3) Roches calco-magnésiennes et potassiques.

Le diagramme (A C F) (fig. 52) montre encore que toutes les roches se situent à l'intérieur du domaine partiel épidote-phengite-actinote soit pour les roches calco-magnésiennes et potassiques l'une des associations :

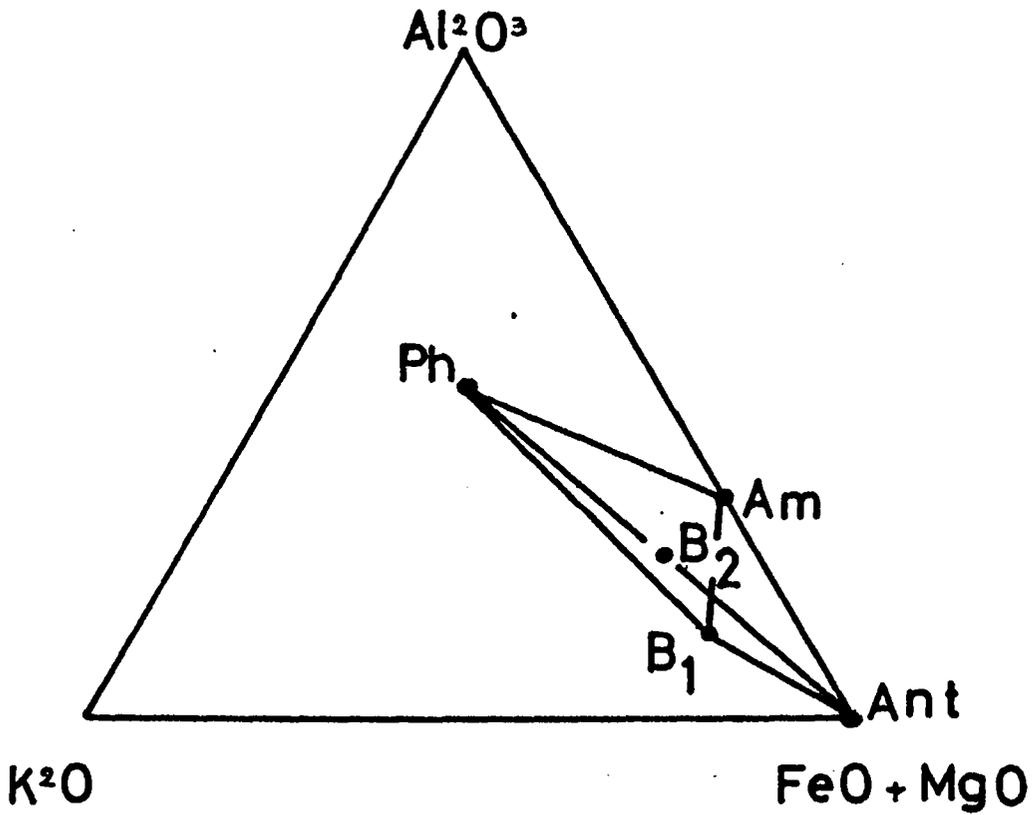
épidote-phengite (4) ;

épidote-phengite-actinote (9) ;

actinote-phengite (10) ;

épidote-actinote (8) ;

effectivement observées, dont la moins fréquente est l'association(10). Par contre, aucune roche ne se situe à l'intérieur du domaine phengite-actinote-chlorite, excluant la possibilité d'une telle association.



BUS
LILLE

Fig. 53 . Diagramme (A , K , F) .

avec $A = Al_2 O_3$,

$K = K_2 O$,

$F = FeO + MgO$.

Ont été placés sur ce diagramme les minéraux suivants .

Ph: phengite théorique; Am : amésite ; Ant : antigorite ;

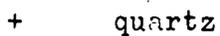
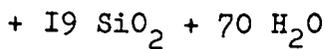
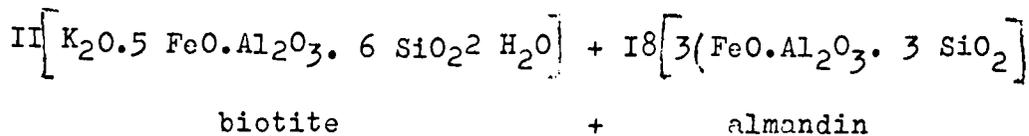
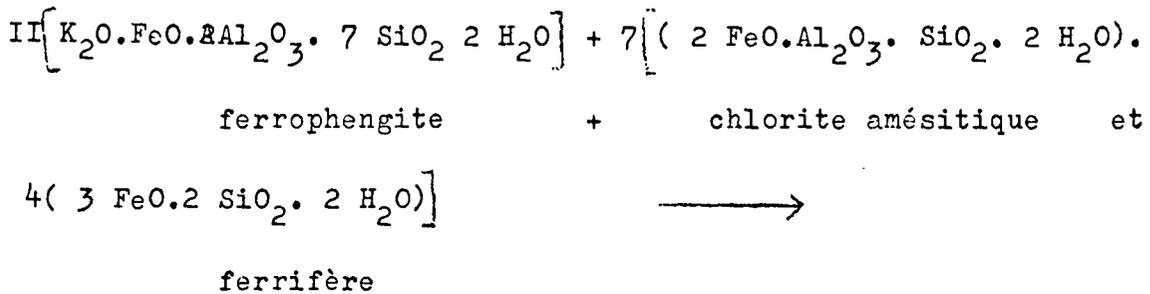
Les points B_1 et B_2 , représentent la position de la biotite I et de la biotite 2 .

La première réaction fait intervenir la partie exclusivement ferromagnésienne de la chlorite pour donner une biotite peu alumineuse. La deuxième réaction transforme cette biotite en une variété de plus en plus alumineuse à la faveur de la partie amésitique de la chlorite. Il est vraisemblable qu'à ce stade, l'alumine est partiellement remplacée par Fe_2O_3 (les oxydes de fer intervenant dans la réaction) avec pour conséquence le développement d'une biotite de plus en plus foncée (fig. 53).

Dans toutes les roches étudiées, la biotite garde une teinte brun-verdâtre caractéristique des micas noirs de la mésozone supérieure. Dans les roches calco-alumineuses le déplacement vers la droite de l'équilibre monovariant: biotite(I) + phengite + amésite \rightarrow biotite(2) + quartz se fait toujours par épuisement de l'amésite ce qui conduit à l'association particulièrement fréquente : biotite-phengite. L'épidote restant stable et n'intervenant pas dans la réaction, l'association la plus fréquemment observée sera donc: biotite-phengite - épidote.

2) Les roches calco-alumineuses et ferrifères.

Lorsque la roche est calco-alumineuse et ferrifère, l'almandin se développe à côté de la biotite. L'équilibre monovariant intervient entre la phengite ferrifère et une chlorite amésitique et ferrifère selon le schéma:



Par déplacement de l'équilibre vers la droite on obtient l'une des associations divariantes suivantes :

phengite-biotite-almandin ;

chlorite-biotite-almandin;

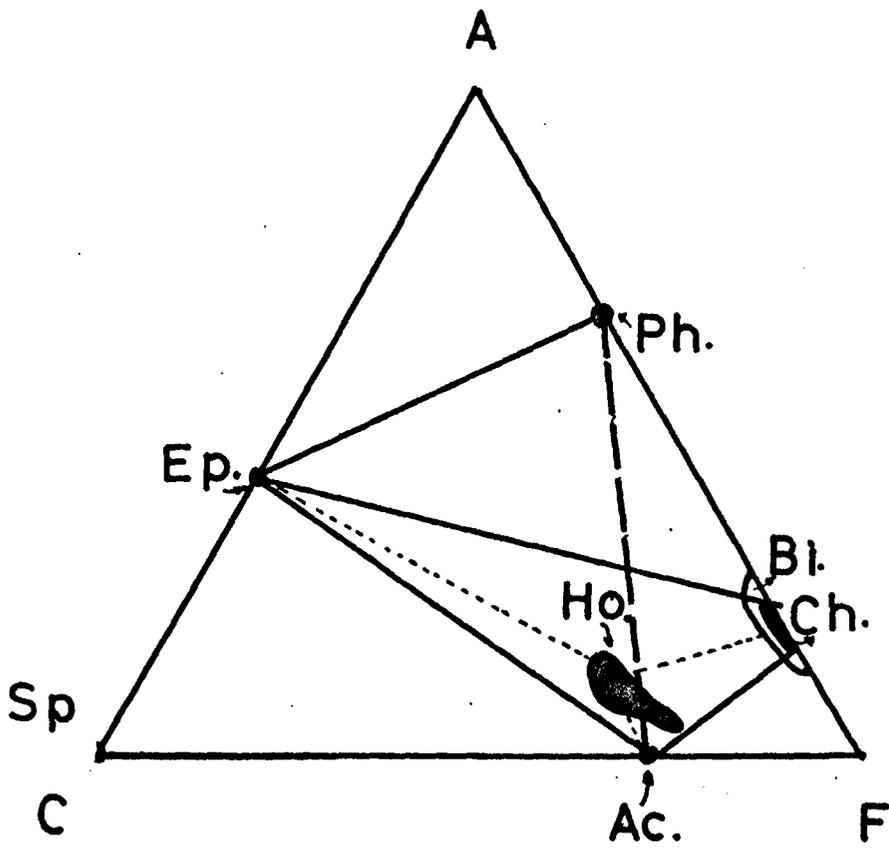


Fig. 54 . Diagramme(A C F) pour les roches calco-magnésien-
nes.

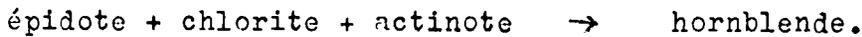
Act : actinote ; Bi : domaine d'existence des
biotites ; Ch: domaine d'existence des chlorites;
Ep : épidote ; Ho: domaine d'existence des horn-
blendes ; Ph: phengite ; Sp: sphène .

- (1) association épidote - hornblendes-chlorite ,
- (2) " chlorite-hornblendes-actinote ,
- (3) " épidote- actinote - hornblendes .

avec ou sans épidote mais très généralement avec l'épidote, étant donnée la tendance calcique de toutes les roches.

3) Les roches calco-magnésiennes.

Le passage de l'épizone à la mésozone est marqué dans les roches calco -magnésiennes par l'apparition de la hornblende(amphibolites). Le diagramme(A C F) de la fig. 54 montre immédiatement la possibilité d'existence d'un équilibre monovariant:



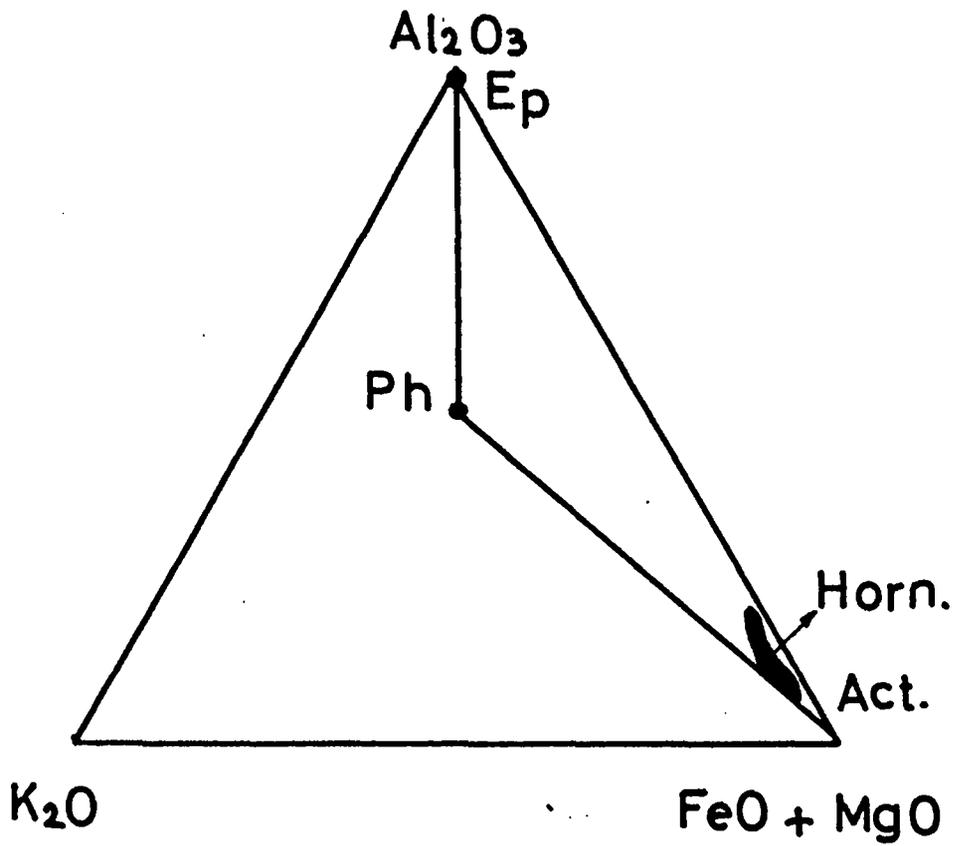
Par déplacement vers la droite, on obtient les associations divariantes mésozonales suivantes :

hornblende - épidote- chlorite (I) ;

hornblende-~~chlorite~~- actinote (2) ;

hornblende-épidote-actinote (3) ;

De ces 3 associations possibles, seule l'association (I) a été très fréquemment observée . Elle exprime l'excès d'épidote et de chlorite sur l'actinote et confirme la tendance alumineuse des roches métamorphiques des Flambouron.



BUS
LILLE

Fig. 55 . Diagramme (A K F) avec

A = Al_2O_3 ,

K = K_2O ,

F = $\text{FeO} + \text{MgO}$,

Act : actinote ; Ep : épidote ; Horn: domaine
d'existence des hornblendes ; Ph : phengite
théorique ou phengite s.s.

4) Les roches calco-magnésiennes et titanifères.

Dans les roches titanifères en l'absence de chlorite, le diagramme A C F (fig. 54) montre que la réaction de l'épidote sur l'actinote ne peut développer la hornblende qu'en libérant de la chaux qui s'exprime dans le sphène. La réaction monovariante serait schématiquement du type: épidote+actinote \longrightarrow sphène + hornblende.

Par épuisement de l'actinote, cette réaction conduit à l'association fréquente : épidote - hornblende -sphène.

Notons cependant que le sphène peut se former dès l'épizone en présence d'ilménite. En fait c'est un minéral accessoire mais ubiquiste très généralement répandu dans les roches métamorphiques étudiées.

5) Les roches calco-magnésiennes et potassiques.

Dans les roches potassiques, la hornblende peut encore provenir d'une réaction entre la phengite, l'épidote et l'actinote (fig.55) selon le schéma : épidote + phengite + actinote \longrightarrow hornblende.

Effectivement les hornblendes peuvent contenir jusqu'à plus de 1 % de K_2O , de sorte que leurs points représentatifs se trouvent à l'intérieur du domaine épidote-phengite-actinote du diagramme Al_2O_3 , K_2O , (FeO + MgO). Par épuisement de l'actinote; la réaction précédente donne lieu à l'association très commune: épidote-phengite-hornblende.

Si il y a un excès de potasse il s'exprimera à ce stade dans une biotite pour donner l'association caractéristique de la mésozone :
 épidote-phengite-hornblende-biotite.

En résumé, pour les roches des Flambouron examinées, les associations caractéristiques des différentes zones s'établissent comme suit.

<u>épizone profonde</u>	muscovite	phengite	phengite	actinote	actinote
	phengite			chlorite	phengite
	chlorite	chlorite	spessartine		
	épidote	épidote	épidote	épidote	épidote
<u>mésozone supérieure</u>	biotite	biotite	biotite	hornblende	hornblende
	muscovite	phengite	phengite	épidote	épidote
	épidote	épidote	almandin épidote	chlorite	phengite (biotite)

Associations minérales observées (minéraux ferromagnésiens des micaschistes).
 nombre de fois observées ↓

muscovite phengitique	épidotes	chlorite						3
muscovite phengitique	épidotes							21
muscovite phengitique	épidotes		actinote					5
muscovite phengitique	épidotes		actinote	sphène				3
muscovite phengitique	épidotes			sphène	hornblendes			3
muscovite phengitique	épidotes					grenat		3
muscovite phengitique	épidotes			sphène		grenat		3
muscovite phengitique	épidotes						biotite	12
muscovite phengitique	épidotes			sphène			biotite	14
muscovite phengitique						grenat	biotite	3
	épidotes	chlorite						2
	épidotes	chlorite			hornblendes			2
	épidotes	chlorite	actinote					3
	épidotes		actinote					3
muscovite phengitique		chlorite		sphène		grenat		2
muscovite phengitique						grenat		3
muscovite phengitique	épidotes		actinote	sphène				2
muscovite phengitique			actinote	sphène				3
			actinote			grenat		3
		chlorite	actinote					3
muscovite phengitique								3
muscovite phengitique	épidotes			sphène				6

Associations fondamentales; épizone: muscovite phengitique-épidotes (21).

mésosone: muscovite phengitique-biotite-épidotes-
 sphène ou grenat (26).

II LES ACTIONS QUARTZO-FELDSPATHISANTES

Les descriptions pétrographiques ont permis de mettre en évidence dans les gneiss une action quartzo-feldspathisante postérieure aux paragéneses épizonales ou mésozonales. Elle s'exprime par la cristallisation de porphyroblastes, de lentilles, de veines et de veinules feldspathiques et quartzieuses entre les feuilletés des micaschistes ou des amphibolites qui prennent l'aspect de gneiss ocellés ou rubanés. C'est cette action que je désignerai comme une migmatisation, terme qui a au moins, me semble-t-il, le mérite d'évoquer assez clairement la juxtaposition dans une même roche de deux phases (?) de composition différente, sans préjuger forcément de l'origine de l'une d'elles.

J'étudierai successivement ses aspects chimiques, minéralogiques et pétrographiques.

L'action quartzo-feldspathisante se manifeste par le développement de minéraux alumine- alcalins. Par conséquent les concentrations en alumine et en alcalis retiendront mon attention.

A) Les concentrations en alumine.

Pour mettre en évidence l'excès d'alumine dans les gneiss ocellés j'ai utilisé un diagramme al, fm, c (fig. 56) exprimant pour chaque roche les pourcentages moléculaires d'alumine (al = Al_2O_3), de ferromagnésiens (fm = $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) et de chaux (c = CaO) tels que : $\text{al} + \text{fm} + \text{c} = 100$.

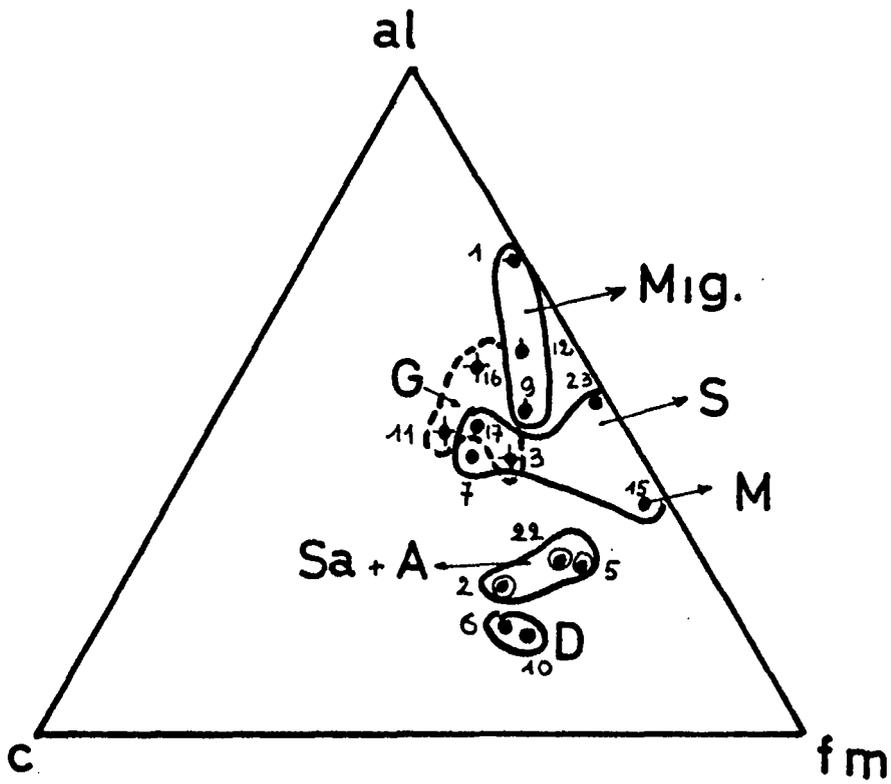


Fig. 56 . Diagramme al - fm - c , avec

al = Al_2O_3 sauf pour les roches (7,17,23) ou

al = $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$;

fm = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + 1/2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$;

c = CaO

la somme vérifiant la relation $\text{al} + \text{fm} + \text{c} = 100$.

G = granites ; roches 3 , II et I6 .

Mig = gneiss ocellés ; roches I , 9 et I2 .

S = schistes ; roches I5 , 7 , I7 et 23 .

M = micaschistes ;

Sa = schistes amphibolitiques ; roches 2,5 et 22 .

A = amphibolites ;

D = diorites ; roches 6 et I0 .

Les roches analysées se distribuent dans 4 domaines distincts soit pour des teneurs croissantes en alumine:

diorites et amphibolites (6-10-2-5-22)	avec	$15 < al < 30$;
micaschistes (15-7-17-23)	avec	$35 < al < 51$;
granites (3-II-16)	avec	$40 < al < 57$;
gneiss ocellés (9-12-1)	avec	$49 < al < 71$.

Notons cependant que les micaschistes totalement dépourvus d'albite comme le micaschiste 15 sont rares. Les roches 7 , 17 et 23 sont en fait des gneiss albitiques; pour ces derniers, le paramètre al exprime l'alumine totale diminuée de l'alumine nécessaire à la formation d'albite ($Al_2O_3 - Na_2O$) , de sorte que le paramètre al exprime uniquement l'alumine du feuillet.

La disposition des différents domaines dans le diagramme al-fm-c montre bien :

- 1) l'existence des deux types lithologiques (amphibolites et micaschistes) déjà mis en évidence dans les diagrammes A C F ;
- 2) la nécessité d'un apport(I) d'alumine dans les micaschistes pour obtenir les gneiss ocellés et les granites dont les domaines respectifs au voisinage de la droite alumine-micaschistes rendent bien compte des réactions :

I. Avec un sens qui n'implique pas ce qu'ont été les voies de circulation de cet apport.

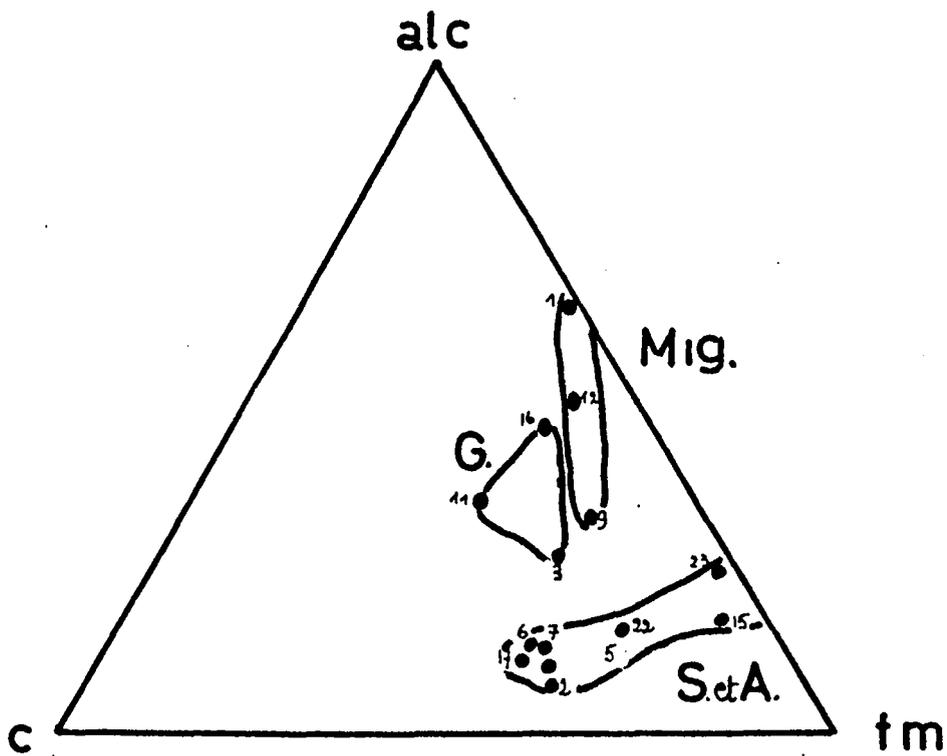


Fig. 57 . Diagramme alc - fm - c .

S = schistes ;
roches 2,5,6,7,15,17,22,23.

A = amphibolites;

Mig = gneiss ocellés : roches 1,12,9.

G = granites ; roches 3,11,16.

al + micaschistes → gneiss ocellés
 ou al + micaschistes → granites.

B) Les concentrations en alcalis dans les gneiss ocellés et les granites orientés.

Utilisant de la même manière le diagramme alc-fm-c on peut mettre en évidence un apport d'alcalis dans les gneiss ocellés et granites orientés (fig. 57). Les roches se répartissent dans 3 domaines distincts.

Les amphibolites et micaschistes avec	8 < alc < 25
Les granites	avec 28 < alc < 48
Les gneiss ocellés	avec 32 < alc < 65

Une fois de plus, les points représentatifs des granites et des gneiss ocellés se localisent au voisinage de la droite alc-amphibolites-micaschistes confirmant les réactions :

alc + micaschistes → gneiss ocellés ;
 ou alc + micaschistes → granites.

C) Chimisme particulier des granites. (diagrammes alc,c,fm(fig. 56) et al,c,fm (fig. 57)).

Comparés aux gneiss ocellés, les granites apparaissent toujours

(dans l'ensemble) moins alumineux, moins alcalins et plus calciques. Ce chimisme particulier se traduit par la présence de minéraux comme le plagioclase plus basique , l'apatite et le sphène.

L'action quartzo-feldspathisante ayant conduit à la granitisation des micaschistes apparaît donc chimiquement plus basique que dans les gneiss ocellés.

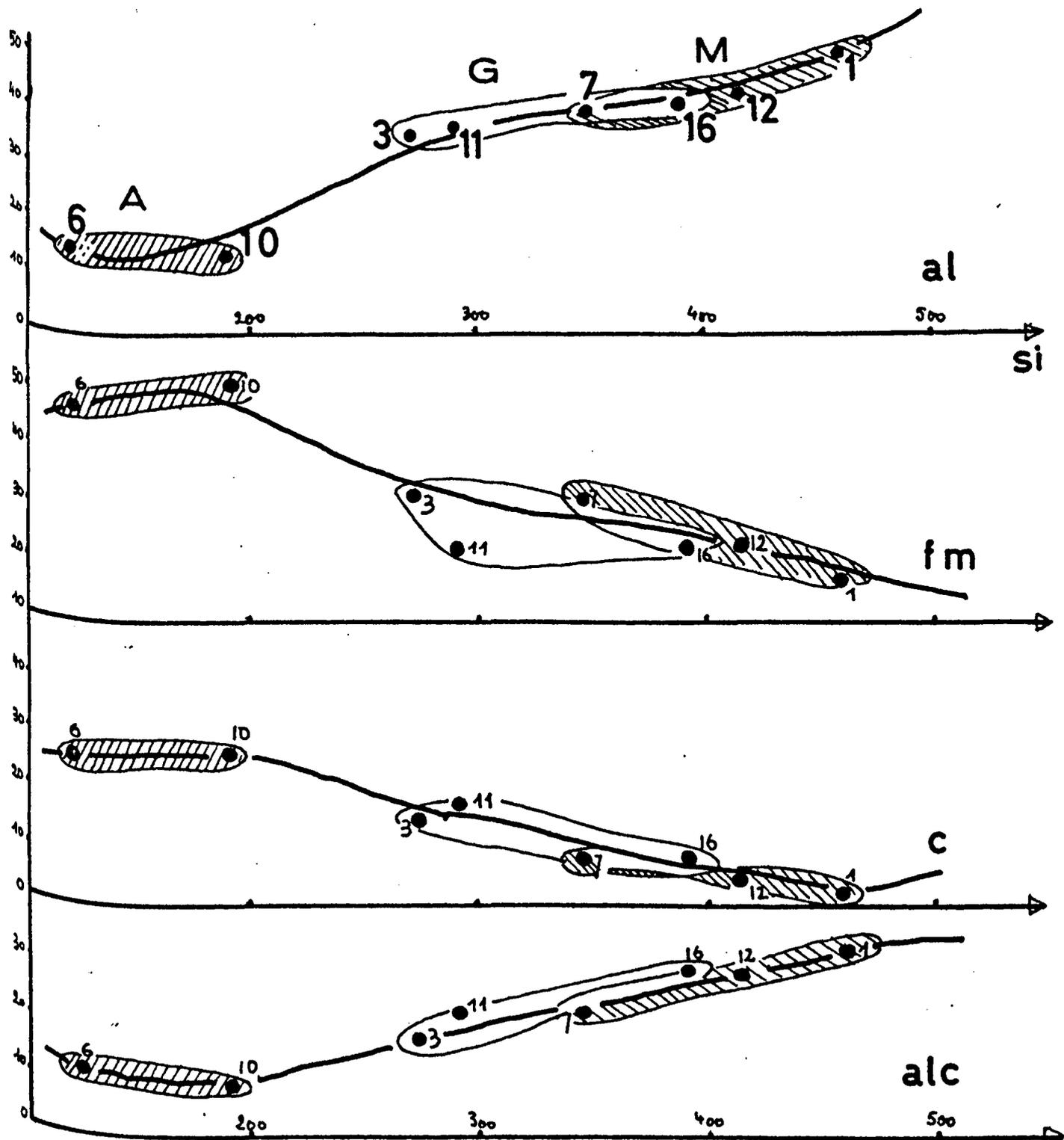
On distinguerait de la sorte, 3 phases.

<u>Nature de la phase</u>	<u>Faciès des migmatites (I)</u>
(3) <u>phase alumino-sodique</u>	gneiss albitique,
(2) <u>phase alumino-potassique</u>	gneiss ocellés ,
(1) <u>phase alumino-calco- alcaline</u>	granites orientés.

Les limites entre les faciès successifs ou " fronts" sont en réalité au nombre de 3 . Un front séparant les granites des gneiss ocellés, un front potassique séparant les gneiss ocellés des gneiss albitiques, enfin un front sodique séparant les micaschistes des gneiss albitiques.

Cette succession des phases est classique et conforme aux courbes magmatiques de Niggli soulignant le caractère nettement plus acide des gneiss ocellés comparés aux granites (fig. 58).

I. Dans le sens de mélange défini précédemment.



BUS
LILLE

Fig. 58 . Diagramme de Niggli .

A = amphibolites .

G = granites.

M = gneiss ocellés.

D) Les modalités de l'action quartzo-feldspathisante dans les gneiss et les granites.

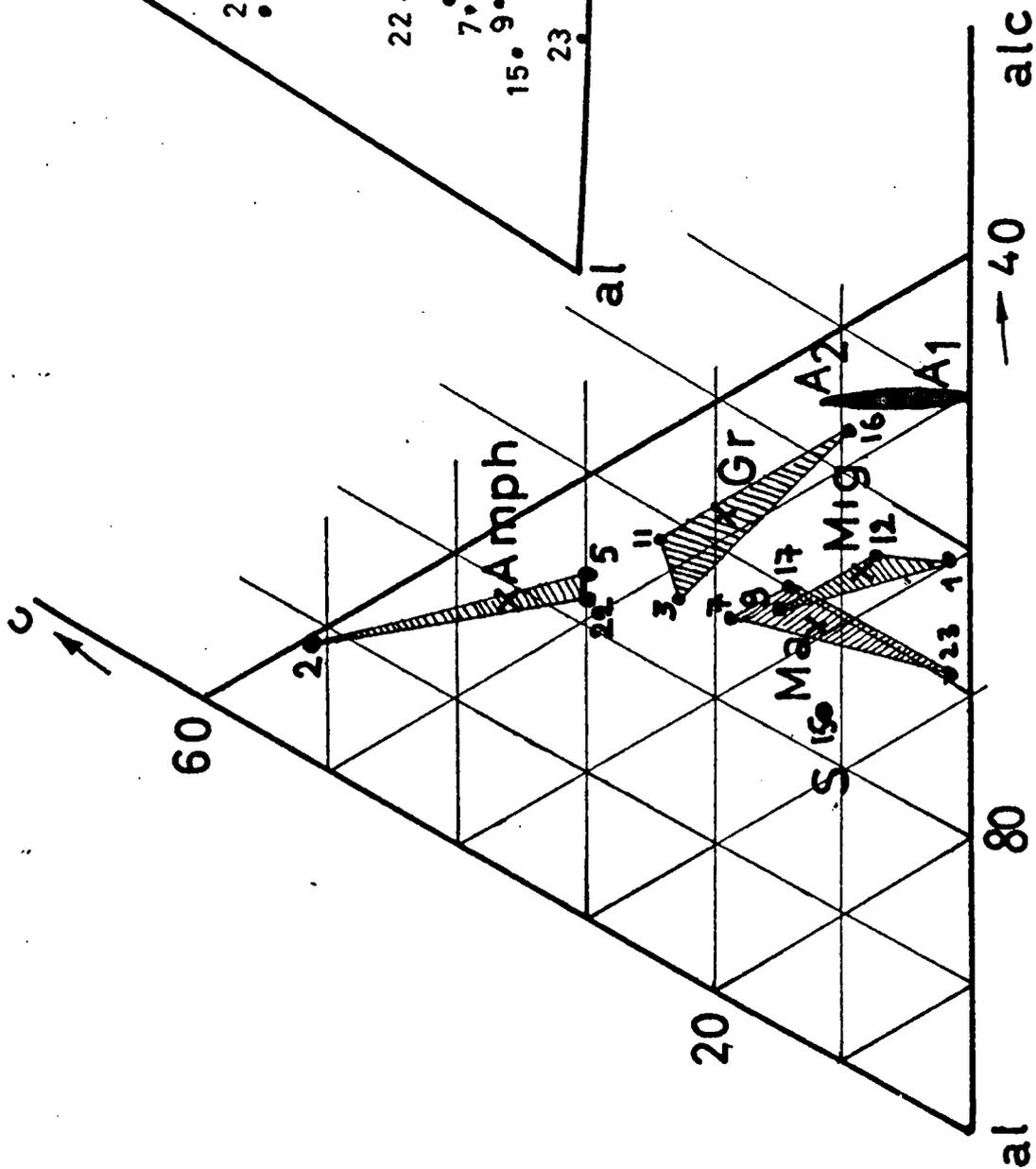
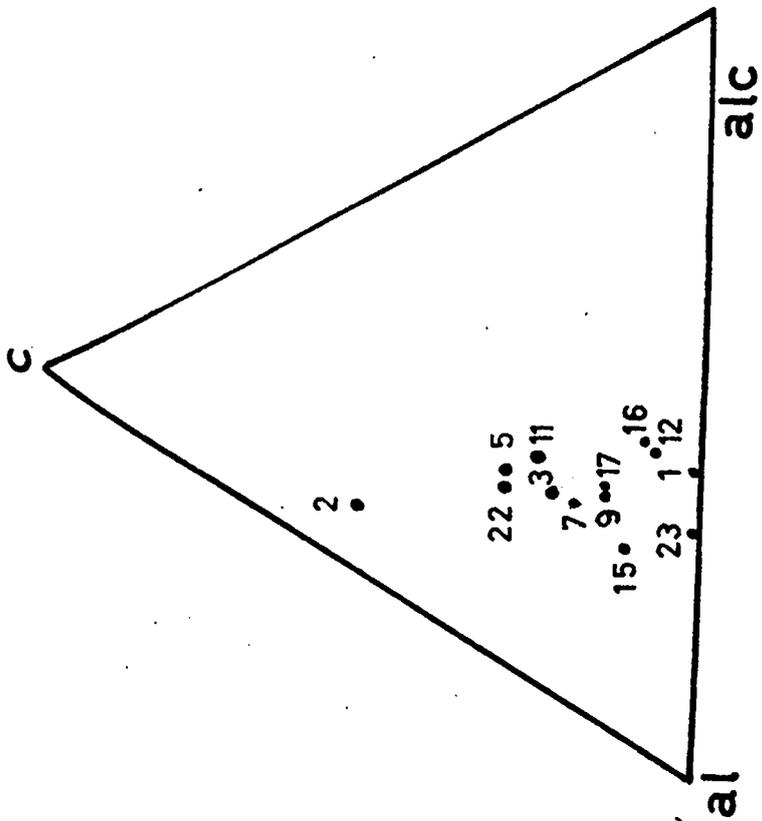
En fait, l'action quartzo-feldspathisante dans les schistes albitiques, les gneiss à microcline et les granites est essentiellement tributaire d'un apport de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et CaO s'exprimant par la cristallisation de quartz et de feldspaths .

Les modalités diffèrent selon les 2 types lithologiques affectés, soit les micaschistes ou les amphibolites.

Les micaschistes se sont comportés comme des matériaux très perméables aux mélanges; les minéraux quartzo-feldspathiques s'y retrouvent dispersés en veinules ou plages microscopiques dans les micaschistes albitiques, en veinules ou porphyroblastes plus largement développés dans les gneiss ocellés.

Contrairement aux micaschistes, les amphibolites se sont comportées comme des matériaux imperméables ou perméables " en grand"; l'albitisation y est beaucoup moins fréquente, plus localisée dans les amphibolites albitiques. Les gneiss ocellés à trames d'amphibolites se présentent sous l'aspect d'une alternance de bancs d'amphibolites et de gneiss clairs à gros yeux ou lentilles feldspathiques nettement séparées sur le terrain. Au contraire, dans les granites, la trame n'est plus discernable.

Ces diverses modalités de la " migmatisation" permettent d'in-



U.S. GEOLOGICAL SURVEY

Fig. 59 . Diagramme al - c - alc .

à droite le diagramme complet ,
à gauche le domaine partiel agrandi .

amphibolites : points 2,5 et 22 ;

granites : points 3,II et I6 ;

gneiss ocellés : points I , 9 et I2 ;

micaschistes albitiques : points 7 , I7 et 23 .

micaschiste : point I5 ;

Amph: composition moyenne des amphibolites (centre de gravité
du triangle 2 ,5, 22) ;

gr : composition moyenne des granites ;

Mig : composition moyenne des gneiss ocellés ;

Ma : composition moyenne des micaschistes albitiques ;

S : composition du micaschiste .

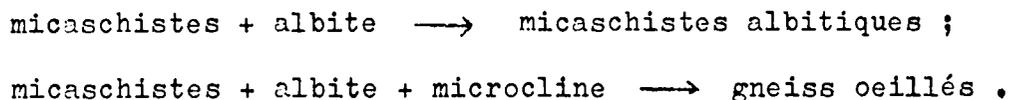
Le domaine A_1A_2 représente la composition théorique virtuelle d'un mélange d'albite, d'oligoclase et de microcline . Le point A_1 est au milieu de la droite al-alc puisque dans l'albite à une molécule d'alumine correspond une molécule de soude.

Le point A_2 se situe vers la droite $c = IO$; il représente une composition théorique maximale des 3 feldspaths. Ce domaine en noir sur la figure devrait être, en réalité, légèrement oblique sur la droite al - alc . Pour simplifier, j'ai considéré que l'on pouvait le mettre perpendiculaire au côté du triangle qui le porte.

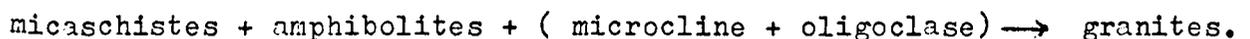
interpréter les variations de composition chimique des micaschistes, des gneiss ocellés et des granites telles qu'elles apparaissent dans le diagramme al, c, alc (fig. 59). Nous précisons ci-dessous les divers domaines partiels, dans le domaine :

40	<	al	<	100
0	<	alc	<	60
0	<	c	<	60

Pour les micaschistes albitiques et les gneiss ocellés(dont les domaines voisinent la droite micaschistes - apport) on voit que les réactions sont du type :



Par contre, pour les granites dont le domaine est à l'intérieur du triangle A_2 - amphibolites-micaschistes (triangle A_2 - Am - S , fig. 50) la réaction est nécessairement du type :



La participation des amphibolites dans le genèse des granites orientés pourrait expliquer la tendance plus calcique des granites.

Pour évaluer l'importance de l'apport dans des différents types

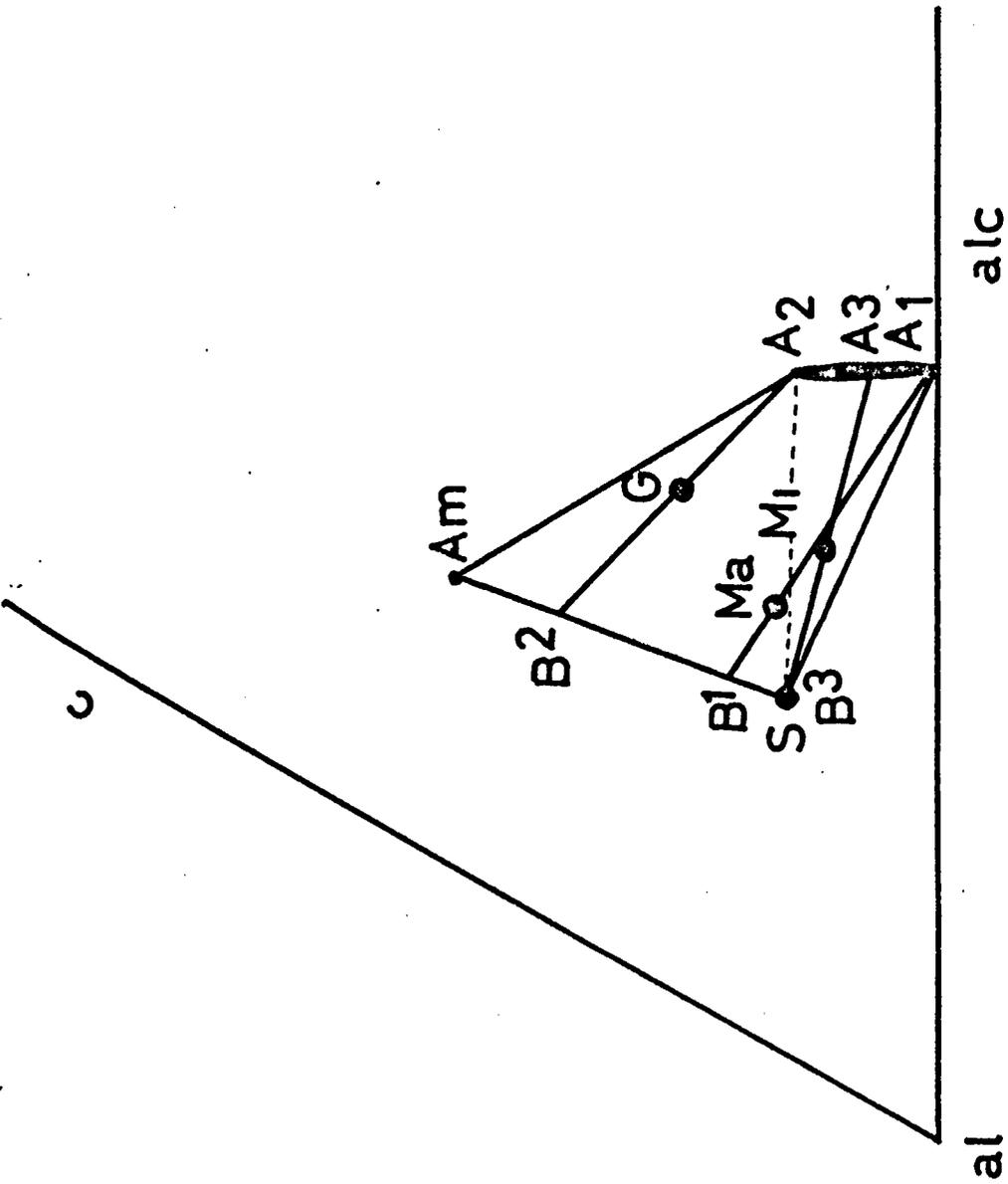


Fig. 60 .

. Diagramme al , c , alc .

Même diagramme que la figure 59 ,
explications dans le texte .

de roches nous avons remplacé chacun des domaines partiels par un point représentant la composition moyenne (fig.60) soit

Mi : pour les micaschistes ;

Ma : pour les gneiss albitiques ;

G : pour les granites ;

Am : pour les amphibolites .

Les compositions chimiques moyennes des micaschistes sont représentées par les points de la droite S - Am.

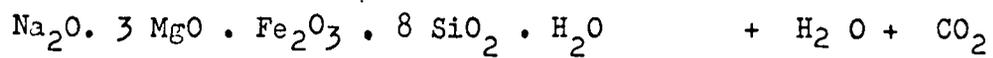
Le gneiss albitique moyen Ma résulte d'un apport A_1 et d'un schiste B_1 . Le mélange Mi résulte d'un apport un peu plus calcique A_3 (albite jusqu'à 8 %) et d'un micaschiste B_3 . Le granite plus calcique encore (apport A_2) fait intervenir une " ectinite" nettement plus riche en amphibolite (B_2) .

Pour déterminer le pourcentage moléculaire de l'apport, il suffit d'établir les proportions ci-dessous.

$$\text{Granites ; apport en \%} = \frac{B_2 G}{B_2 A_2} \times 100 = 50 \% .$$

$$\text{Gneiss à microcline ; apport en \%} = \frac{B_3 M_i}{B_3 A_3} \times 100 = 40 \% .$$

$$\text{Gneiss albitiques ; apport en \%} = \frac{B_1 M_a}{B_1 A_1} \times 100 = 20 \% .$$



riebeckite

faisant intervenir des solutions albitiques ou silico-sodiques.

N°ANALYSE	A ₃	A _{II}	A _{I6}
N°ECHANTILLON	KONE I _I	KOSE B ₂₄	KOSE B _{I4}
NATURE	Granite	Granite stratifié	Granite stratifié
PROVENANCE	Carte Kosani N-E.	Carte Kosani S-E.	Carte Kosani S-E.
	x = 12,3 y = 76,3 z = 1500 m	x = 75,35 y = 78,30 z = 2010 m	72,60 78,50 1420m

I) ANALYSES CHIMIQUES.

	A ₃	A _{II}	A _{I6}
P.F.	1,58	1,03	1,25
SiO ₂	65,68	67,93	72,32
Al ₂ O ₃	15,76	14,46	12,07
Fe ₂ O ₃	2,60	1,68	3,06
FeO	2,25	3,11	1,50
MgO	2,49	1,07	0,57
CaO	3,42	4,03	1,26
Na ₂ O	2,40	3,05	3,08
K ₂ O	2,74	3,43	3,80
P ₂ O ₅	0,06	0,14	0,05
TiO ₂	0,58	1,34	0,02

II. PARAMETRES MAGMATIQUES DE NIGGLI.

	A ₃	A _{II}	A _{I6}	
si	270.00	290.00	390.00	a
al	35,42	36,31	39,88	b
fm	32,80	23,27	23,69	20+g+h+t
c	15,04	18,42	7,28	j
alk	16,72	21,98	29,13	k + 1

avec : $b + (2c + g + h + t) + j + (k + 1) = 100$

III. $A_2 + C + F = 100$

avec $A_2 = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$.
 $C = CaO$
 $F = FeO + MgO$

	A_3	A_{II}	A_{I6}
A_2	39,99	35,15	47,63
C	23,70	35,40	20,49
F	36,30	29,44	31,87

IV. $A_2 + MgO + FeO = 100$

	A_3	A_{II}	A_{I6}
A_2	52,41	50,56	59,90
MgO	31,68	18,90	16,26
FeO	15,89	30,52	23,82

V. $al + fm + c = 100$

	A_3	A_{II}	A_{I6}
al	42,53	46,5	56,2
fm	39,39	29,8	33,5
c	18,06	23,6	10,3

VI. $al + c + alc = 100$

	A_3	A_{II}	A_{I6}
al	52	47	52
c	23	24	9
alc	25	29	39

N° ANALYSE	A7	A17	A23
N° ECHANTILLON	KONE E IO	KANO G 37	KONE C 7 1a
NATURE	Gneiss albitique	Gneiss albitique	Gneiss albitique
PROVENANCE	Carte Kosani NE x = 75,3 y = 90,2 z = 1020 m	Carte Katerini NO x = 83,78 y = 82,8 z = 1040 m	Carte Kosani NE x = 78,30 y = 91,80 z = 520 m

I. ANALYSES CHIMIQUES.

	A7	A17	A23
P.F.	9,35	10,4	1,87
SiO ₂	70,86	75,21	77,19
Al ₂ O ₃	14,65	13,34	11,60
Fe ₂ O ₃	2,34	1,90	2,42
FeO	1,25	1,29	0,63
MgO	1,39	0,25	1,73
CaO	2,71	1,71	0,13
Na ₂ O	2,84	3,78	1,24
K ₂ O	1,83	1,10	2,91
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,03
TiO ₂	0,27	0,39	0,58

II. PARAMETRES MAGMATIQUES DE NIGGLI.

	A7	A17	A23	
si	345,72	437,82	502,13	a
al	42,03	45,65	44,37	b
fm	24,73	18,33	34,85	2c+g+h+t
c	14,13	10,65	0,89	j
alk	19,08	25,35	19,86	k+1

avec $b + (2c + g + h + t) + j + (k + 1) = 100.$

III. Al + C + F = 100.

avec Al = $Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O$

C = CaO

F = FeO + MgO

	A ₇	A ₁₇	A ₂₃
Al	52,84	62,10	66,74
C	22,70	19,55	1,41
F	24,44	18,34	31,84

IV. A₂ + MgO + FeO = 100.

avec A₂ = $Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$.

	A ₇	A ₁₇	A ₂₃
A ₂	64,13	74,36	60,01
MgO	23,93	6,59	33,28
FeO	11,93	19,04	6,70

V. al + fm + c = 100.

	A ₇	A ₁₇	A ₂₃
al	51,95	61,16	55,38
fm	30,57	24,56	43,49
c	17,47	14,27	1,12

VI. al + c + alk = 100.

	A ₇	A ₁₇	A ₂₃
al	56	56	68
c	19	14	1
alk	25	30	31

N° ANALYSE	Al	A ₉	AI ₂
N° ECHANTILLON	KOSE E 2	KOSE E II	KABO A 4
NATURE	Gneiss à microcline	Gneiss à microcline	Gneiss à microcli- -ne près du front.
PROVENANCE	Carte Kosani Sud- Est	Carte Kosani Sud-Est	Carte Katerini Sud -Ouest
	x = 75,25 y = 68,00 z = 880 m	x = 70,60 y = 66,35 z = 740 m	x = 85,75 y = 73,45 z = 740 m

I. ANALYSES CHIMIQUES.

	Al	A ₉	AI ₂
P.F.	0,73	1,75	0,43
SiO ₂	75,56	69,95	74,45
Al ₂ O ₃	13,64	13,54	12,75
Fe ₂ O ₃	1,65	3,98	2,04
FeO	0,80	1,35	1,17
MgO	0,45	1,25	1,03
CaO	0,20	1,77	0,96
Na ₂ O	4,63	2,41	2,80
K ₂ O	1,12	2,92	3,85
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03
TiO ₂	0,39	0,58	0,39

II. PARAMETRES MAGMATIQUES DE NIGGLI.

	Al	A ₉	AI ₂	
si	464	342,07	413,32	a
al	49,26	38,93	41,63	b
fm	17,57	31,30	24,01	2c+g+h+t
c	1,28	9,27	5,69	j
alk	31,87	20,48	28,64	k + l

avec : $b + (2c+g+h+t)+j+ (k+l)=100.$

III. $A_2 + C + F = 100$

avec

$A_2 = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$

$C = CaO$

$F = FeO + MgO$

	A_{I2}	A_I	A_9
A_2	46,70	69,09	51,83
C	15,44	4,20	18,67
F	37,85	26,77	29,49

IV. $A + MgO + FeO = 100$

	A_{I2}	A_I	A_9
A	55,23	72,05	63,73
MgO	27,45	14,03	22,67
FeO	17,31	13,90	13,59

V. $al + fm + C = 100$

	A_{I2}	A_I	A_9
al	58,03	72,30	48,96
fm	33,47	27,79	39,37
C	8,49	1,89	11,66

VI. $al + C + alc = 100$

	A_{I2}	A_I	A_9
al	54,51	59,76	56,68
C	7,98	1,56	13,49
alc	37,50	38,66	29,81

N° ANALYSE	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
N° ECH. TIL- LON	KOSO D ₁₂	KOSE B ₂	KASO D ₄₀	KASO A ₂₇ B	KASO A ₂₅	LANO _{3a}
NATURE	Schiste amphibolitique	Schiste à actinote	Amphibolite	Amphibolite	Micaschiste à 2 micas	Schiste à glaucophane
PROVENANCE	Carte Kate-rini S-O, près d'A. Dimi-trios	Carte Kosa-ni S-E x= 68,7 y= 76,6 z= 800 m	Carte Kate-rini S-O x= 85,3 y= 71,8 z= 900 m	Carte Kate-rini S-O x= 84,5 y= 76,6 z= 740 m	Carte Kate-rini S-O x= 84,7 y= 77 z= 690 m	Larissa N-O près du village de Kri-ovrissi

I. ANALYSES CHIMIQUES.

	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
P F	2,20	2,85	2,90	3,02	2,75	2,92
SiO ₂	49,36	54,46	47,38	59,60	62,86	58,64
Al ₂ O ₃	15,73	14,93	9,98	7,25	13,89	12,80
Fe ₂ O ₃	3,24	3,22	5,54	3,43	5,39	7,37
FeO	7,30	4,65	7,65	4,58	3,65	4,26
MgO	8,37	8,25	5,35	6,30	3,65	3,19
CaO	11,33	5,61	10,07	7,70	1,03	4,49
Na ₂ O	1,57	1,47	3,80	1,14	1,34	2,43
K ₂ O	0,48	3,51	1,06	1,00	2,89	1,62
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,34	0,21	0,28	0,07
TiO ₂	0,59	0,78	6,85	1,50	2,74	3,12

II. PARAMETRES MAGMATIQUES DE NIGGLI.

	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
si	110,40	144,52	121,00	191,00	232,85	183,49 a
al	20,69	23,29	15,02	13,69	30,25	23,54 b
fm	48,07	51,05	46,22	50,88	54,05	50,84 2c +g+h+t
c	27,15	15,93	26,55	26,51	4,06	15,03 j
alk	4,07	9,71	11,12	8,90	11,62	10,57 k + l

$$\text{avec } b + (2c + g + h + t) + j + (k + l) = 100.$$

III. A + C + F = 100.

avec A = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$

C = CaO

F = FeO + MgO

	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
A	25,65	30,97	28,88	33,97	51,50	48,79
C	28,68	18,63	29,90	46,45	5,50	22,80
F	45,66	50,39	41,21	19,57	43,00	28,40

IV. A₂ + MgO + FeO = 100.

avec A₂ = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
A ₂	31,68	28,02	24,06	17,97	45,30	53,55
MgO	46,02	54,82	53,71	61,02	35,20	37,08
FeO	22,28	17,14	22,21	20,99	19,50	9,35

V. al + fm + c = 100.

	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
al	21,57	25,80	17,1	15,00	35,23	26,32
fm	50,11	56,54	52,60	55,80	61,16	56,85
c	28,30	17,65	30,2	29,10	4,60	16,81

VI. al + c + alk = 100.

	A ₂	A ₅	A ₆	A ₁₀	A ₁₅	A ₂₂
al	40	47	28	28	65	48
c	52	50	51	53	11	30
alk	8	23	21	18	24	22

C H A P I T R E 5

PETROGRAPHIE DES ROCHES CONSTITUTIVES DES
FLAMBOURON ET DU BAS-OLYMPE (fin) .

C O N C L U S I O N S ;

LE METAMORPHISME

Sous les ophiolites jurassiques, les roches constitutives des Flambouron témoignent donc de l'intervention de deux actions métamorphisantes distinctes où nous reconnaissons :

- un métamorphisme général ;
- une action quartzo-feldspathisante.

I) LE METAMORPHISME GENERAL .

Les minéraux paragénetiques ont été étudiés précédemment.

Nous y trouvons :

- du quartz souvent recristallisé, toujours à extinction onduleuse;
- des micas blancs, muscovite rare, muscovite phengitique fréquente.

Cette phyllite micacée est le type même des micas blancs des paragéneses alpines (Van den Platz L. , Michel P., Ellenberger F., Michard A ...);

- des chlorites du genre pennine ;

- des micas colorés, biotite brune rare, biotite verdâtre fréquente;
- des amphiboles, actinote ou hornblende actinolitique, enfin de la hornblende vert-pâle dans les formations les plus profondes;
- des épidotes très abondantes .

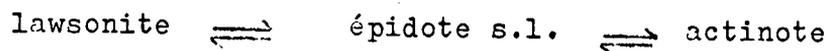
Les paragénèses conduisent à discerner.

- a) Les faciès les plus profonds (association biotite claire-muscovite phengitique-épidote ou hornblende -épidote dans les roches plus calciques) engendrés dans la mésozone supérieure (tout au plus).
- b) Les faciès moyens (association biotite verte frangeant la muscovite phengitique) engendrés à la limite mésozone -épizone.
- c) Les faciès supérieurs (caractérisés par l'association muscovite phengitique-épidote ou chlorite-muscovite phengitique-épidote dans les faciès alumino-calciques, soit par l'association actinote épidote dans les faciès calco-ferromagnésiens) ont évolué dans l'épizone moyenne et inférieure .

Pour observer les paragénèses de l'épizone supérieure (absente ici) il faut aller en Macédoine dans le massif du Kajmackaland (Mercier J. , Godfriaux I., 1964).

En bref, les faciès appartiennent à l'épizone inférieure et à la mésozone supérieure .

La présence constante d'épidote, l'absence de lawsonite et d'anorthite permet d'affirmer que nous nous trouvons ici dans la zone de l'épidote d'après la relation (De Roover, 1955):



L'observation de nombreuses plaques minces décrites précédemment prouve enfin que les cristaux paragénétiques sont nés dans des conditions apparemment statiques (pas de grenats hélicitiques par exemple).

Age du métamorphisme général.

Le métamorphisme général est postérieur à la discordance de Dhaskion puisque celle-ci est surmontée par des formations ayant subi des effets métamorphisants identiques aux roches sous-jacentes.

Il monte plus ou moins haut dans les formations comprises entre cette discordance et les ophiolites jurassiques, mais il est impossible de dire si les roches plus récentes que les ophiolites sont affectées. Ce métamorphisme de position, sans forte surcharge apparente (n'oublions pourtant pas le dépôt puis l'érosion d'un manteau ophiolitique) est donc probablement post-paléozoïque.

LES ACTIONS QUARTZO-FELDSPATHISANTES .

Les actions quartzo-feldspathisantes , (postérieures) se manifestent par la présence de quartz et de feldspaths en lentilles, yeux simples ou complexes, amygdales feldspathiques; les micaschistes sont alors transformés en gneiss ocellés et rubanés.

Il y a ici migmatisation, quelque soit le mécanisme impliqué (apport ou séparation) ; oligoclase , microcline sont bien sûr des minéraux de la catazone définie en tant que zone véritablement profonde dans un métamorphisme régional ; mais aucun minéral caractéristique de cette zone (la sillimanite par exemple) n'est observable dans les formations des Flambouron et du bas-Olympe.

Au contraire, tout paraît indiquer que les minéraux se sont formés à posteriori, à basse température (en particulier l'observation de la substitution épigénétique en écartant la matière) par imbibition lente lit par lit . Les roches ainsi obtenues sont bien des migmatites formées au sein de roches métamorphiques en déséquilibre apparent avec les paragénèses formées (catazonales dans l'épizone ou la mésozone). La présence de septa corrobore ce fait et prouve (s'il en est encore besoin) que métamorphisme régional et " migmatisation" sont deux phénomènes distincts .

La postériorité de cette génération quartzo-feldspathique a été soulignée par de nombreux faits d'observation: déformations des

feuilletés, présence de septa, relation d'association des minéraux feldspathiques et des minéraux colorés: (micas, épidotes, amphiboles en inclusion dans les cristaux de feldspaths, auréoles de réactions autour des micas inclus dans ces feldspaths, albitisation tardive dans les fissures etc ...).

Un examen plus attentif permet de distinguer dans cette action quartzo-feldspathisante :

- a) un stade potassique et calcosodique, responsable de la formation de microcline et d'oligoclase ;
- b) un stade sodico-calcique (cristallisation d'albite AnIO);
- c) un stade sodique (cristallisation d'albite AnO).

a) La génération des minéraux potassiques et calcosodiques est limitée par un front qui se situe :

- soit plus bas que la discordance décelée dans le socle (c'est le cas de Sarandaporou où l'on observe des gneiss albitiques sans microcline) ;
- soit dans la série schisteuse au-dessus de cette discordance (c'est le cas des environs de Dhaskion où cette série est constituée en partie par des gneiss à microcline);
- soit même dans les schistes intercalés dans les calcaires

attribués au Triasico-Jurassique ; (c'est le cas des environs de Caria où les schistes dans le Trias sont des gneiss à microcline).

2) La cristallisation d'albite AnIO suit le stade précédent. La postériorité de cette action est confirmée par de nombreux faits d'observation et en particulier par :

- des plages d'albite cristallisée autour des feldspaths potassiques et calcosodiques, avec auréoles de réaction.
- albitisation en échiquier en couronne etc ... etc ...

Le front albitique se situe en général plus haut que le front potassique . Ces 2 stades qui affectent toutes les formations sous-jacentes aux ophiolites sont très probablement postérieurs à l'émission de celles-ci(bien que l'on ne puisse pas déceler de manifestations métamorphiques sur les ophiolites) ; comme elles n'affectent pas le Crétacé supérieur, on peut penser qu'elles sont d'âge jurassique supérieur (I).

c) Après tensions et déformations conséquences d'une orogénèse (rappelons l'émersion antécrotacée) se produit enfin une dernière génération de minéraux.

I. Des mesures de datation absolue sur des gneiss à microcline appartenant à la zone pélagonienne en Yougoslavie ont donné un âge voisin de 135 MA ().

- dans les formations cristallines et cristallophylliennes sous forme d'albite AnO et de quartz colmatant les fissures, l'albite se dispose également en auréoles autour des minéraux déjà formés;
- dans la couverture post-ophiolitique sous forme de quartz et d'albite AnO.

L'apport de soude (transformant les calcaires remplis d'albite idioblastique en véritables calciphyres) apparaît encore évident. Les schistes chloriteux criblés de porphyroblastes ocellés, les inclusions de calcite dans l'albite, les silhouettes pigmentaires résiduelles, la substitution équivolométrique, les fossiles enrobés dans l'albite, prouvent également que cette génération d'albite est tardive; mais cet apport peut venir de loin ou de près. Il se pourrait que sous l'action de vecteurs métamorphisants, cette albite soit le regroupement de l'albite préexistante avec diffusion restreinte à l'échelle du banc, comme d'ailleurs, l'"apport" de microcline et d'albite AnIO pourrait être également à plus grande échelle, certes, une sorte de groupement sélectif et diffusif des molécules de microcline et d'albite AnIO contenues primitivement dans la roche.

Fig. 6I . Les séries des Flambouron et du bas-Olympe

Le métamorphisme .

- A: colonne stratigraphique de la région de Caria(bas-Olympe);
 B: colonne stratigraphique à Dhaskion ;
 C: colonne stratigraphique sur la rive gauche de l'Haliakmon
 (terminaison orientale du haut-Vermion);
 D: colonne stratigraphique à Servia .

d: discordance ; φ : contact anormal ; μ : micaschistes en
 septa; ξ : gneiss albitique en septa .

I: granite; 2:amphibolite;3:gneiss à microcline;4:marbres;5:
 marbres présumés d'âge triasico-jurassique; 6:gneiss albitiques;
 7: roches éruptives basiques interstratifiées ; 8 : roches
 vertes récentes; 9: calcaires à Polypiers et à Orbitolines;
 IO: calcaires à Rudistes ; II: Flysch.

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE

TROISIEME PARTIE .

T E C T O N I Q U E .

SOMMAIRE .

HISTORIQUE ET PLAN D'ETUDE	379
Chapitre I. TECTONIQUE DU MASSIF DE L'OLYMPE . .	384
A) LE DOME ANTICLINAL DE L'OLYMPE . .	384
B) LES FAILLES	386
C) AGES DES STRUCTURES	388
D) LE STYLE TECTONIQUE DU MASSIF DE L'OLYMPE	389
Chapitre 2. LA FENETRE DE L'OLYMPE	390
Chapitre 3. TECTONIQUE DES FLAMBOURON ET DU BAS- OLYMPE	406
INTRODUCTION	406
A) TECTONIQUE DU SECTEUR SEPTENTRIONAL . .	407
B) TECTONIQUE DU SECTEUR CENTRAL	411
C) TECTONIQUE DU SECTEUR MERIDIONAL . . .	412
CONCLUSIONS	413
Chapitre 4. TECTONIQUE DES BASSES PIERIA	414
A) TECTONIQUE DES ECAILLES ORIENTALES . . .	414
B) TECTONIQUE DES ECAILLES OCCIDENTALES . .	419
C) LA ZONE DES MELANGES	422
D) RAPPORTS ENTRE LA ZONE PELAGONIENNE ET LA MARGE OCCIDENTALE DE LA ZONE DU VARDAR. .	423
E) CONCLUSIONS	425
Chapitre 5. CONCLUSIONS : L'OLYMPE DANS LE CADRE DES ZONES TECTONIQUES DES HELLENIDES	427

T E C T O N I Q U E

HISTORIQUE .

J'ai déjà eu l'occasion de souligner l'absence presque totale de documents géologiques concernant la région de l'Olympe et de ses piémonts. Aussi , est-il normal que jusqu'aujourd'hui les problèmes structuraux n'aient pas été abordés ni même soupçonnés.

Dans la seconde note de M. Neumayr (1879), on peut glaner quelques indications éparses sur la structure de l'Olympe : c'est un anticlinal dont quelques directions et quelques pendages sont indiqués ; mais aucune coupe n'est dessinée.

Dans le mémoire de J. Cvijic (1908), 27 pages sont consacrées à l'Olympe mais les 4/5 traitent des formations pliocènes et quaternaires des piémonts orientaux et de la morphologie. Quelques pages sont relatives à une ébauche stratigraphique, quelques phrases à la structure tectonique. J. Cvijic signale également l'allure anticlinale du massif (p. 312), donne quelques directions et pendages sur flanc est (direction: NW-SE , pendage: NE; direction : WE , pendage : N ; p. 314 et 318) et une direction et un pendage dans la région de Skammia (flanc sud , A. Andonios, direction EW, pendage S). Enfin Cvijic signale autour de l'Olympe occidental et méridional (régions de Kokkinoplos, Vulgara-A. Dimitrios, Skammia

et Caria) la présence de roches cristallophylliennes " plongeant dans le même sens que les calcaires de l'Olympe". Il écrit encore: " au Sud de l'Olympe, les parties méridionales montrent des efforts tectoniques manifestes et des chevauchements ont pu prendre naissance non seulement au Sud, mais sur le versant égéen de l'Olympe". Cvijic termine en affirmant que la tectonique des abords du massif apparaît très compliquée et nécessiterait une étude approfondie.

Bref, ce grand géographe et géologue, après avoir posé les problèmes tectoniques de l'Olympe, avait entrevu comment les résoudre: par l'étude du contact des formations de l'Olympe et des formations cristallophylliennes. On peut rester stupéfait devant une telle sagacité.

Toujours est-il que - Cvijic n'ayant pas achevé son étude - l'Olympe reste terre inconnue jusqu'en 1958.

Quant aux Flambouron et aux basses Piéria, elles demeurent aussi en dehors de toutes recherches. En continuité avec le Vermion, où J.H. Brunn poursuit ses travaux, la géologie s'y éclaire cependant des recherches de mon maître, toujours connues avant qu'il ne les publie, en sorte qu'elles ne sont plus une région totalement inexplorée.

Les problèmes tectoniques ont, par contre, été posés et débattus à l'échelle des Hellénides tout entières. Philippson avait découvert le chevauchement frontal du Pindé (1894-1897). Puis F. Nopcsa et surtout F. Kossmat dans les Dinarides albanaises et

yougoslaves établissent des parallélisations entre les Dinarides et les Hellénides. F. Kossmat (1924) donne une seule coupe d'ensemble de la Péninsule balkanique mais elle est à la fois très mesurée et riche d'enseignement . On y voit en particulier esquissé le chevauchement du front occidental du massif pélagonien , poussant devant lui les ophiolites et le " Skumbi Graben " (1924, fig. 17). Si, par la suite , L. Kober (1929) suscita le plus vif mouvement d'idées en proposant une solution " ultra-nappiste" aux problèmes tectoniques des Hellénides , le massif pélagonien demeura (pour lui) autochtone , puisqu'il constituait ses " Métamorphides" par dessus lesquelles les nappes des Intéridides étaient passées. Nous avons déjà entrevu que nos recherches dans l'Olympe nous conduisent à une conception différente, encore plus nappiste que Kober lui-même n'avait osé l'envisager .

Ce travail fut pourtant abordé sans aucune idée préconçue de cet ordre. En effet, les travaux de l'équipe française en Grèce, suivant l'impulsion de J.H. Brunn (1956) avaient bien établi sur la base de levés cartographiques précis l'importance de la structure en nappes dans les Hellénides ; mais cherchant à ne se fonder que sur des faits observés, les géologues de cette équipe avaient , dans leur ensemble, représenté plutôt une réaction contre les idées " ultra-nappistes" de L. Kober (qui avaient implicitement été adoptées par C. Renz). Bien qu'une translation d'ensemble de la zone pélagonienne ait été admise comme une nécessité, tant par

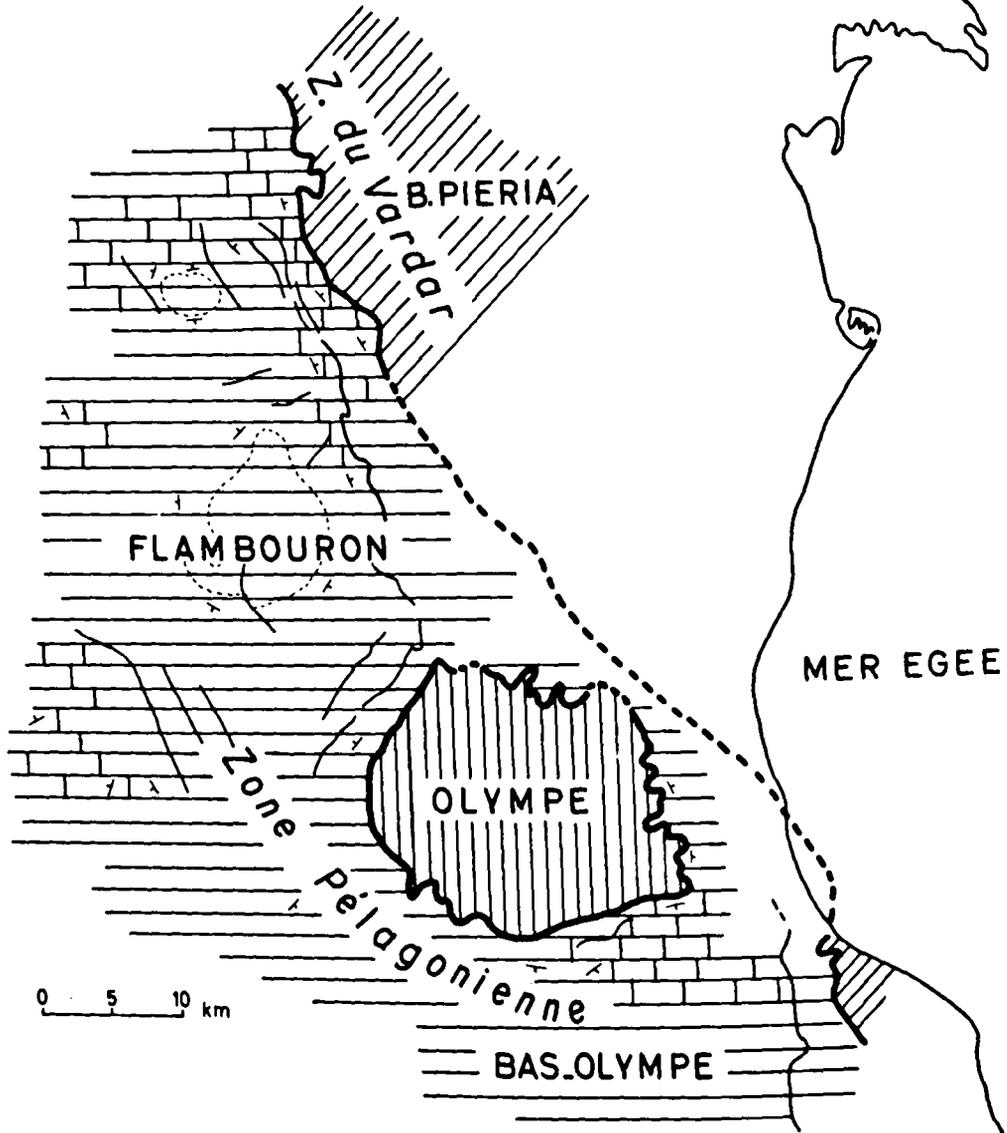
J.H. Brunn (qui évoquait la poussée du massif pélagonien dès 1948 , puis plus explicitement - comme un bélier- en 1956 , p.268, § 3) , que par les autres géologues français qui suivirent (J.Aubouin , 1959 , p. 442) , l'implication du soubassement cristallophyllien de cette zone dans un charriage de grande envergure pouvait être d'autant moins envisagé que sa bordure occidentale est enfouie sous les sédiments tertiaires et quaternaires du sillon méso-hellénique et de la plaine de Thessalie. C'est ce qui explique que seule l'existence d'une fenêtre tectonique - celle de l'Olympe-ait permis jusqu'à présent (en dehors de la coupe de Kossmat) de soupçonner un tel charriage .

Plan d'Etude .

Comme pour l'étude stratigraphique, les descriptions structurales traiteront successivement de l'Olympe , des Flambeuron et basses Piéria.

La tectonique du massif de l'Olympe sera d'abord esquissée , puis nous étudierons les rapports entre les calcaires de l'Olympe et les formations cristallines et cristallophylliennes de son pourtour pour mettre en évidence la fenêtre tectonique de l'Olympe. Enfin, après la tectonique des Flambeuron , du bas Olympe et des basses Piéria , nous replacerons l'Olympe dans le cadre des zones tectoniques des Hellénides.

L'esquisse cartographique au 200.000 ème qui termine le mémoire servira de canevas à cette étude. Le texte sera très bref et se bornera à un commentaire rapide des coupes et de la carte.



BIS
LILLE

Fig. 62 . Croquis tectonique de la région de
l'Olympe et de ses piémonts.



C H A P I T R E I

TECTONIQUE DU MASSIF DE L'OLYMPE .

Le massif de l'Olympe se développe en une vaste coupole circulaire de 15 km de rayon , cernée au Nord, à l'Ouest , au Sud et à l'Est par les formations cristallines et cristalloglylliennes des Flambouron (zone pélagonienne).

Au NE , affleurent des conglomérats quaternaires.

Je rappelle que l'Olympe est constitué par une épaisse série continue de calcaires et de dolomies (2.800 m) surmontée par un Flysch schisto-gréseux . J'y ai distingué 5 formations successives qui s'échelonnent depuis le Trias jusqu'à l'Eocène (I , ch. I à 5).

Dans le présent chapitre nous étudierons la tectonique propre de l'Olympe.

A) LE DOME ANTICLINAL DE L'OLYMPE.

La structure propre du massif de l'Olympe est extrêmement simple. Elle consiste en un vaste dôme anticlinal dissymétrique dont tous les flancs plongent dans le même sens que la pente, c'est-à-dire que l'anticlinal s'ennoie de tous les côtés, au Nord, à l'Ouest, au Sud , à l'Est (fig. 63 p.391).

A l'Est, sur le flanc égéen, les bancs calcaires du Trias ont une direction NW-SE ou NS et plongent de 45 à 60° vers l'Est.

Vers l'Ouest et à partir du Mavrolongos, les bancs s'inclinent très faiblement vers l'Ouest ou le SW avec des pentes qui ne dépassent pas 15° jusqu'au sommet de l'Olympe. Là, les bancs se ploient vigoureusement vers l'occident avec des pendages qui - jusqu'à Kokkinoplos - seront toujours supérieurs à 45° W, et souvent plus proches de 70° W.

Si on tourne autour de l'Olympe dans le sens du trigonométrique et en partant de Lithochoron à l'Est, on constate que la direction des couches tourne dans le même sens :

à l'Est, au Stavros et au Magazari, direction NS ou NW-SE,
pendage E ;

au NE, à l'Arapilakos et l'Araplakos rema, direction NE-SW,
pendages N-W et N-E ;

au Nord et au N-W, dans le Papa Aloni rema, au Barbalas et au
Yambadi, directions NE-SW ou N-S ;
pendages N-W ou W ;

au N-W, au Varlama et au Kitros, direction SSW-NNE ; pendage
WNW ;

à l'Ouest, au Smeos, Ordzin, Kitros Nana, direction N-S, pendage
W ;

au S-W, au Piroglos Griva, direction NW-SE, pendage S-W ;

au Sud, au Dristela, à l'Ennea-perghi, à Kokkinochoma, direc-
tion E-W, pendage S ;

au S-E, près de Paliioleptocaria et sur les rives du Portes, direc-
tions N-S et NW-SE, pendages E et N-E.

Les figures 63 à 71 et la fig . 18 p. 117 , montrent d'ailleurs parfaitement l'envoyage constant de la coupole calcaire de l'Olympe.

A l'extrémité septentrionale, entre le Varlama et l'Ordzin, se dessine un petit synclinal de Flysch dont on observe la terminaison orientale sur le flanc nord de l'Ordzin et du Steni-Salatouri.

B) LES FAILLES .

Les failles sont nombreuses et appartiennent toutes à une même famille. Ce sont des failles transversales d'effondrement qui ont approximativement la même direction Nw-SE c'est-à-dire parallèles à la direction dinarique . Sur la carte au 200.000 ème qui termine ce mémoire , les plus importantes sont seules tracées.

I. La faille de Mavrolongos-Kordza de direction N 30 W , sur le flanc égéen, accentue la flexure anticlinale de l'Olympe. A l'Est de la faille , les bancs plongent vers l'Est; à l'Ouest , ils plongent vers le N-W ou l'W avec des pendages beaucoup plus faibles. La faille est jalonnée sur tout son parcours rectiligne , par une brèche tectonique assez large (10 à 15 m) bien visible , constituée par de petits cubes isométriques de calcaires à hiéroglyphes pulvérisés en une poudre blanche. La faille qui met en contact le terme 2 à l'Ouest avec les termes 5 à 9 à l'Est, relève donc le

panneau occidental par rapport au panneau oriental.

2. La faille de Tsouknida-Petrostrunga , dirigée N 45° W , a un rejet compensateur par rapport à la précédente, mais beaucoup plus faible , puisqu'elle met en contact les termes 2 et 3 ; elle abaisse le côté occidental.

3. La faille de Moni Aghiou Diounissiou est parallèle à la précédente

4. Un autre réseau de failles hache les hauts sommets de l'Olympe.

Ces failles ont toutes la même direction N 45° W et décalent l'axe anticlinal du Mitika.

Elles divisent la chaîne sommitale en un certain nombre de compartiments et ont toujours tendance à relever les panneaux centraux, si bien que l'on pourrait presque parler d'un anticlinal en Horst. Ce sont du Nord au Sud :

la faille de Tserknia ;

la faille du Katarti ;

la faille du Rambilakia au Yambadi ;

la faille du Papa Aloni au Barbalas ;

la faille du Paliomonastéro;

et enfin la faille du Skolione , que l'on peut suivre depuis

le Ptikoula au S-E jusqu'au Steni Salatouri et sur un long trajet, dans la vallée du Tigania.

5. Enfin, la faille qui jalonne la ligne de crêtes du Ketros et de l'Ordzin relève au contraire tout le compartiment occidental.

Toutes ces failles sont verticales et leurs tracés sont indépendants de la topographie.

C) AGE DES STRUCTURES .

Le problème est délicat puisqu'aucun dépôt récent ne permet de dater les structures tectoniques décrites. Deux faits sont cependant certains.

1. L'Olympe émerge après l'Eocène supérieur (Flysch inclus dans les plissements.
2. Les failles sont postérieures au plissement en dôme anticlinal (l'axe est haché par les failles , sur son parcours central).
Elles semblent être contemporaines de la flexure de la zone pélagonienne vers la zone du Vardar que nous décrirons plus loin.
Les structures semblent être, enfin, encore actives .
Les failles sont - la carte le prouve - parallèles aux failles d'effondrements (de direction dinarique) visibles dans les Flambouron, et surtout parallèles aux failles verticales qui

affectent les conglomérats orientaux de l'Olympe d'âge quaternaire (I).

D) LE STYLE TECTONIQUE DU MASSIF DE L'OLYMPE.

Le caractère principal de la tectonique de l'Olympe est son style lourd et cassant : dôme anticlinal, accidents cassants et verticaux. Ce style peut provenir de plusieurs causes :

- I. l'épaisseur des sédiments (plus de 3.000 m);
2. la nature des roches : calcaires massifs et dolomies.

Mais, la verticalité des failles , l'amplitude des rejets, leur pérennité depuis l'Eocène jusqu'au Quaternaire doivent être dues à des mouvements du socle de l'Olympe au sens le plus strict du mot.

En cela, l'Olympe se rapproche de la ride du Gavrovo au style tectonique identique (Brunn J.H., 1956 , p. 222 ; Aubouin J. , 1959 p. 416).

-
- I. L'étude du quaternaire de l'Olympe et de ses régions sera très instructive. Elle sera probablement entreprise par un collègue allemand : M. Schneider , qui étudie actuellement le Quaternaire du bas-Olympe. Remarquons simplement qu'il est courant d'observer des dépôts quaternaires redressés à 45° vers l'Est sur le versant égéen de l'Olympe; la surrection du massif n'est donc toujours pas achevée.

C H A P I T R E 2

T E C T O N I Q U E

(suite)

LA FENETRE DE L' OLYMPE .

Le dôme anticlinal de l'Olympe est borné sur la presque totalité de son pourtour par des formations cristallines et cristallophylliennes. Si à l'Ouest et au Sud , les aires d'extension de ces roches sont suffisamment étendues pour que leurs rapports avec l'Olympe calcaire soient faciles à établir , il n'en est pas de même au N-E où les conglomérats quaternaires couvrent les formations plissées et rendent l'analyse du contact malaisée.

Une série de coupes autour de la coupole calcaire de l'Olympe va nous permettre néanmoins d'étudier les rapports entre ces deux grandes unités . Nous utiliserons pour cela la figure 63 , esquisse tectonique de l'Olympe et de ses piémonts, figure qui donne l'emplacement des différentes coupes détaillées et des croquis panoramiques. Pour suivre le contact, nous tournerons dans le sens trigonométrique en partant du village de Lithochoron sur le versant égéen de l'Olympe.

BUS
LILLE

LEGENDE :

-  Quaternaire
-  Ophiolites
-  Calcaires marbres
-  Formations métamorphiques
(Micaschistes, Gneiss.)
-  Granite

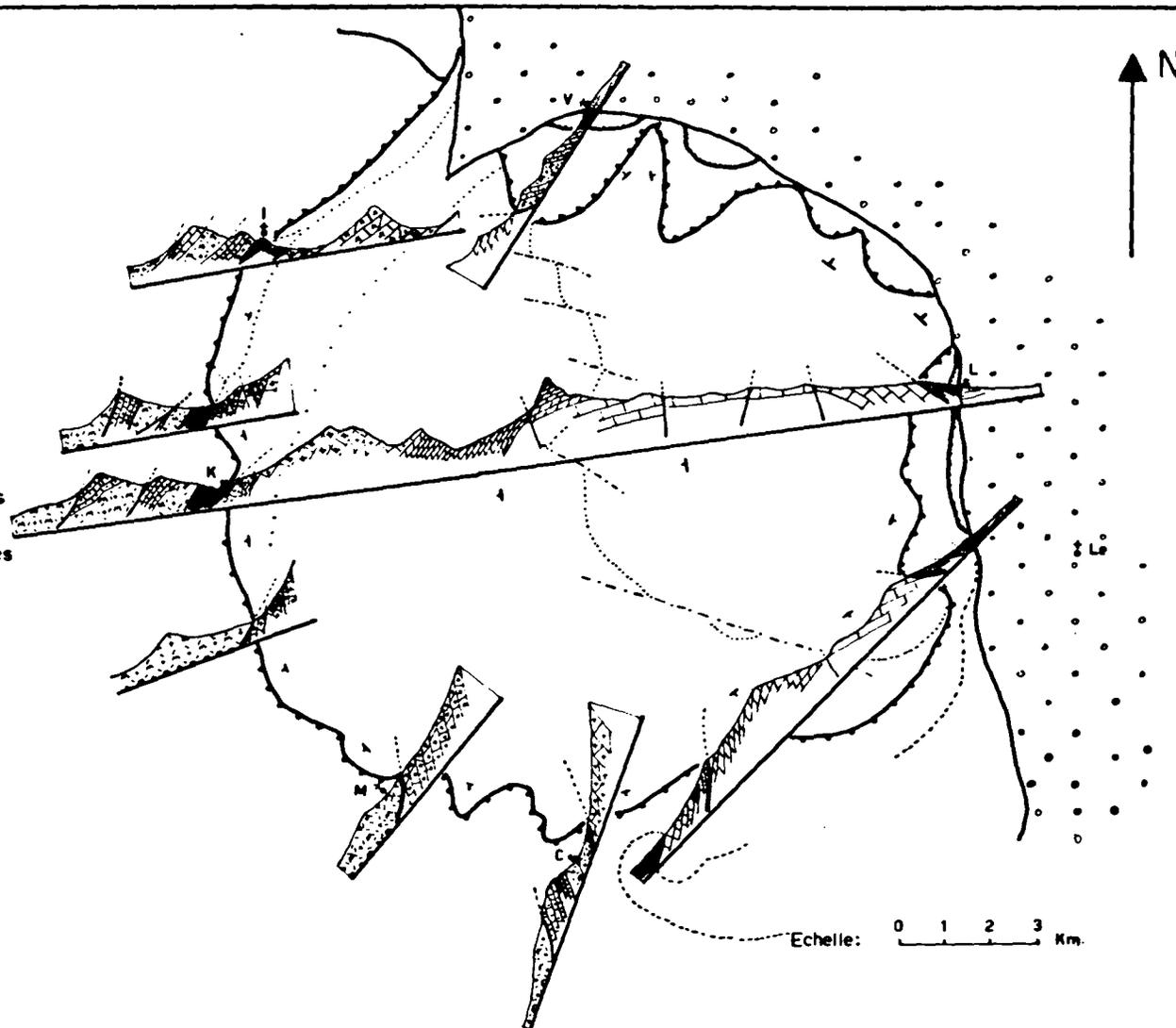
Olympe :

-  Flysch
-  Calcaires dolomitiques cristallisés
(F. du Variama et du Tigania)
-  Dolomies et calcaires dolomitiques
(F. du Mitika)
-  Calcaires inférieurs
(F. d'A. Diounissiou)

-  Contact anormal
-  Faille de chevauchement
-  Faille d'effondrement
-  Pendage

LOCALITES :

- C : Caria
- I : Ramos (Riu)
- K : Kokkinoplos
- L : Lithachoron
- Le : Leptocaria
- M : Moni Sparmou
- V : Vrandon



Le Massif calcaire de l'Olympe: quelques coupes schématiques sur son pourtour.

Fig. 6 . La fenêtre tectonique de l'Olympe.
Quelques coupes schématiques sur
son pourtour.

LE CONTACT ENTRE L'OLYMPE ET LA ZONE PELAGONIENNE.

Lithochoron est bâti au pied oriental de l'Olympe calcaire (fig. 10 , p. 60 , fig. 63 , p. 391). L'Enipefs , petit fleuve égéen coule au N de l'agglomération et sa profonde vallée entaillée dans les roches des premières collines permet une étude assez facile des rapports entre les roches cristallines et les calcaires de l'Olympe. Sur la rive droite de l'Enipefs , à la colline de Gona on observe un contact tectonique vers l'altitude de 1.000 m. Il sépare les calcaires triasiques (formation d'A. Diounissiou) présentant ici une direction N-S et un pendage E , d'une série chevauchante dans laquelle on reconnaît un matériel à cachet pélagonien : marbres zonés azoïques , schistes métamorphiques, ophiolites verdâtres pulvérulentes .

Entre ces deux ensembles superposés on observe une zone mylonitisée peu épaisse (quelques mètres) constituée par une brèche calcaire pulvérulente.

Le contact suit souvent la plus grande pente des abrupts de la vallée . Visible au Gona à 1.000 m d'altitude, la zone bréchiée se retrouve à l'altitude 400 dans le lit de l'Enipefs, remonte ensuite sur les pentes du Xilinla (rive gauche du fleuve) où l'on peut suivre jusqu'à l'altitude 1.000. L'inflexion de la ligne de contact dans la vallée montre que l'on a affaire à une faille listrique à pendage faible vers l'Est.

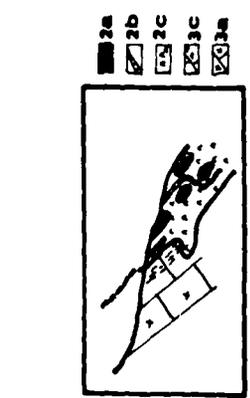
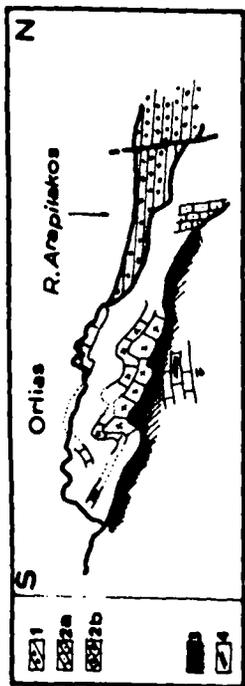
Au Xilinia, la série chevauchante est plus complète que sur le Gona. Le niveau chevauché est encore la formation d'Aghiou Diounissiou . Les roches chevauchantes , de direction N-S et à pendage E sont de bas en haut : les marbres azoïques et zonés des Flambouron qui renferment deux niveaux de schistes métamorphiques intercalés de composition minéralogique et de texture identiques aux micaschistes albitiques des Hautes Piéria les roches vertes pubérulentes qui affleurent en une mince bande de direction N-S entre Lithochoron et le nouveau monastère d'A. Diounissiou.

Jusqu'au nouveau monastère d'A. Diounissiou, bâti à quelques km au N de Lithochoron , la ligne de contact a une direction N-S. Au delà , elle prend une direction N 45° E et est bientôt masquée par les recouvrements conglomératiques quaternaires qui affleurent jusqu'à la côte.

On l'observe de nouveau après le Trohalos, à quelques kilomètres au Nord et à partir de ce point jusqu'au Nizamidés à l'Ouest on peut suivre constamment son tracé sinueux, montant sur les collines septentrionales de l'Olympe , descendant dans les nombreuses et profondes petites vallées torrentielles qui découpent les piémonts de l'Olympe.

Au Xeskepasto Ariaki (fig. 64) sur le flanc gauche de l'Arapilakos , le niveau chevauché est le terme 5 de la formation d'Aghiou Diounissiou (direction SSW-NNE , pendage 45° NNW) , le

1111
1111



NNE

Xekekasto Avlaki

A. Kori

SSW



0 500 m

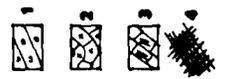
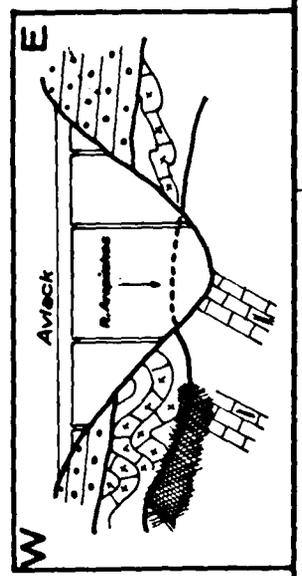


Fig. 64 . La fenêtre tectonique de l'Olympe.

Etude du contact sur le flanc nord. Coupes au

Xeskepasto Ariaki .

En haut . Chevauchement des calcaires triasiques de la formation d'A. Diounissiou par les gneiss et les marbres zonés à affinités pélagoniennes.

I: conglomérat quaternaire; 2a:marbres zonés azoïques identiques aux marbres des Flambouron (présumés triasiques); 2b:leptynites, gneiss albitiques, micaschistes broyés ; 3: brèche tectonique constituée par des petits blocs isométriques de calcaires de la formation d'A. Diounissiou; 4:calcaires à hiéroglyphes et à Algues du Trias de l'Olympe(formation d'A. Diounissiou).

Au centre. Chevauchement des calcaires d'A. Diounissiou par les roches cristallophylliennes pélagoniennes.

I: conglomérat quaternaire; 2: roches vertes et roches mélangées; 2a: blocs de pyroxénites; 2b: petits bancs de calcaires verdâtres à filets de serpentines ; 2c: serpentines; 3: marbres des Flambouron; 3a: marbres blancs zonés en petits bancs; 3b: calcaires bréchi ques; 3c: calcaires schisteux; 4: micaschistes intercalés ; 5:leptynites, gneiss à microcline, gneiss albitiques, violemment plissés et broyés; 6: brèche tectonique constituée par des petits blocs isométriques de calcaires de l'Olympe; 7: formation d'A. Diounissiou (Olympe). (En cartouche , à droite : le contact " marbres et schistes intercalés - roches vertes ") .

En bas. Coupe à l'Arapilakos rema .

I:conglomérat quaternaire; 2: gneiss et micaschistes ; 3: formation d'A. Diounissiou ; 4 : brèche tectonique.



CONTACT GNEISS - CALCAIRES à VRONDOU

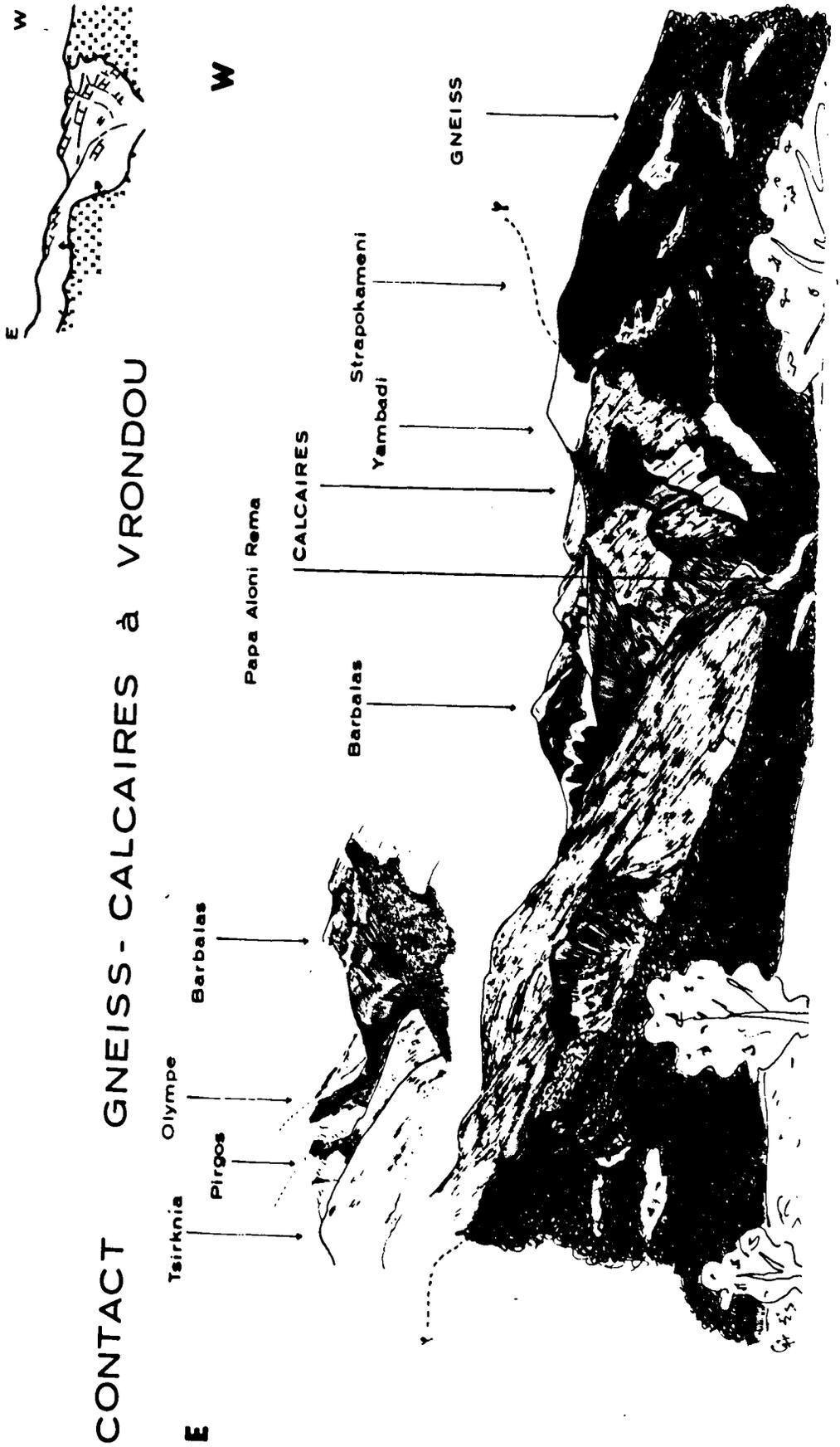


Fig. 65. La fenêtre tectonique de l'Olympe.

Croquis panoramique du flanc nord de l'Olympe ,
dessiné depuis l'A. Trias à l'Est de Palio Vrondou.

Au dernier plan. Calcaires de la série de l'Olympe constituant les sommets du Tsirknia, du Pirogos et de l'Olympe proprement dit.

Au second plan. On remarque le plongement des bancs calcaires de l'Olympe vers l'Ouest, depuis la rive droite du Papa Aloni (Formation d'A. Diounissiou, Terme 9) jusqu'aux sommets du Barbalas et du Yambadi (Formation du Mitika, Termes IO et II).

Au premier plan. Toutes les basses collines très boisées (en noir sur le dessin) sont constituées par des gneiss et des mica-schistes. On peut suivre parfaitement le contact " formations cristallophylliennes-calcaires de la série de l'Olympe" depuis les collines orientales qui bordent le Papa Aloni, jusqu'au sommet du Strapokameni à l'Ouest . On remarque que ce contact tectonique est presque parallèle à la ligne de plus grande pente.



niveau chevauchant des gneiss à microcline pulvérulents et bréchiés renfermant quelques bancs de marbres cristallins blancs et bleutés . Une zone mylonitisée de faible épaisseur sépare toujours les deux ensembles superposés . Une petite fenêtre de quelques centaines de mètres de diamètre est même visible au SSW , près de l'Aghia Kori. Elle montre en son centre les calcaires à hiéroglyphes de la formation d'Aghiou Diounissiou ceinturés par les schistes cristallins du Xeskepasto.

Le contact anormal remonte ensuite sur les flancs du Katarti et du Tsirknia jusqu'à 1100 m d'altitude, redescend dans la vallée du Papa-Aloni rema en faisant un " rentrant " vers le Sud, prouvant encore qu'il s'agit non pas d'une faille d'effondrement, mais d'une faille de chevauchement inclinée cette fois vers le Nord avec un pendage relativement faible (fig. 65) .

Le contact est encore bien visible sur le flanc gauche du Papa-Aloni , entre le Barbalas au Sud et la plaine de Katerini au Nord jusqu'à l'entrée du village abandonné de Vrondou (Paliovrondou). Le niveau chevauché est ici le terme 9 de la formation d'A. Diounissiou (calcaires à hiéroglyphes supérieurs), terme qui a une direction EW et qui plonge vers le Sud.

A quelques km au N du Barbalas , le niveau chevauché est la base de la formation du Mitika (terme 10) . Puis le contact disparaît entre le Xerolaki et l'Itamos, masqué par les nappes d'éboulis ou les conglomérats quaternaires de l'Olympe (Bara , Ravani etc...).

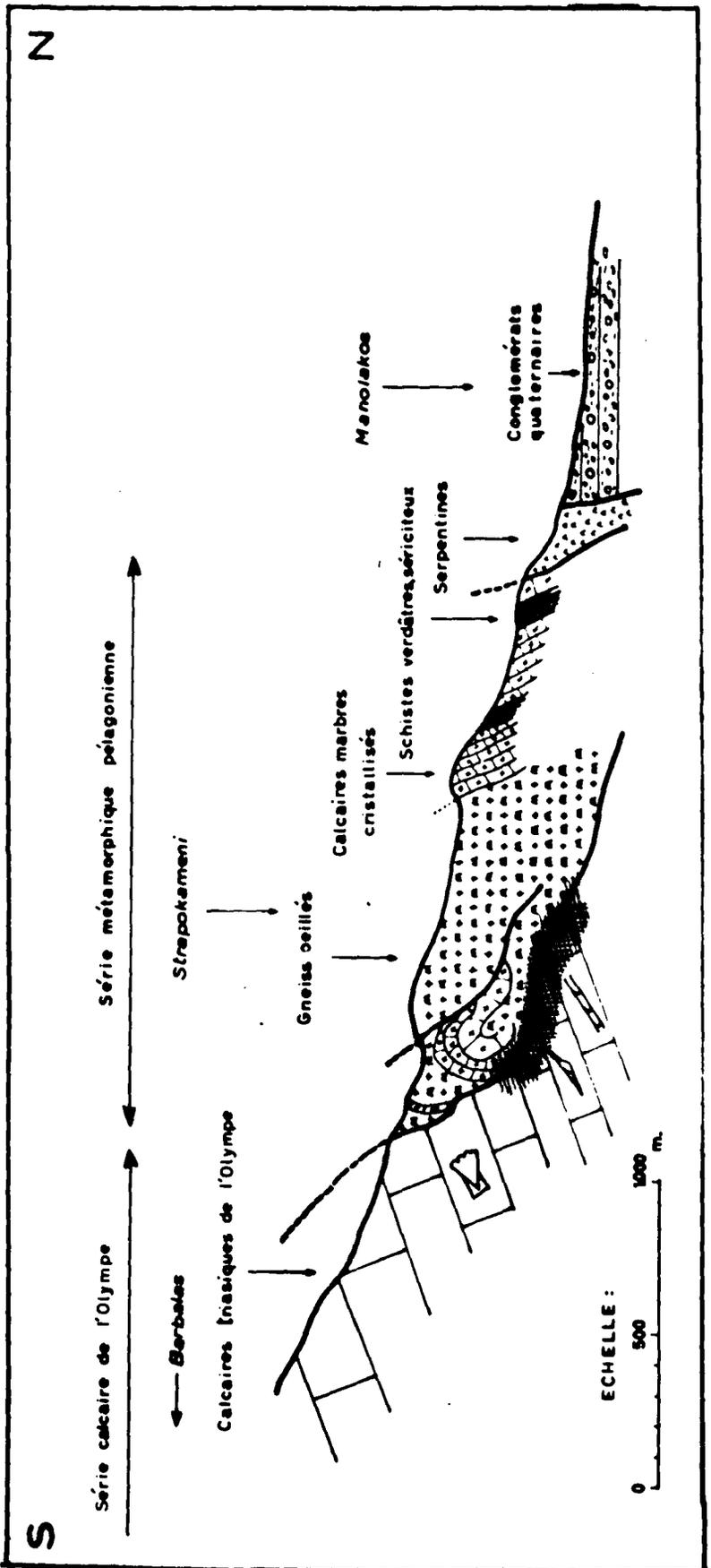


Fig. (). La fenêtre tectonique de l'Olympe.

Etude du contact " formations cristallines et
cristallophylliennes-calcaires de l'Olympe" sur
le flanc nord de l'Olympe.

Coupe entre le Barbalas et le Manolakos.

Les calcaires et les schistes verdâtres surmontés par les serpentines représentent sans doute les calcaires et les schistes intercalés des Flamhouron (Trias pélagonien?).

305
LILLE

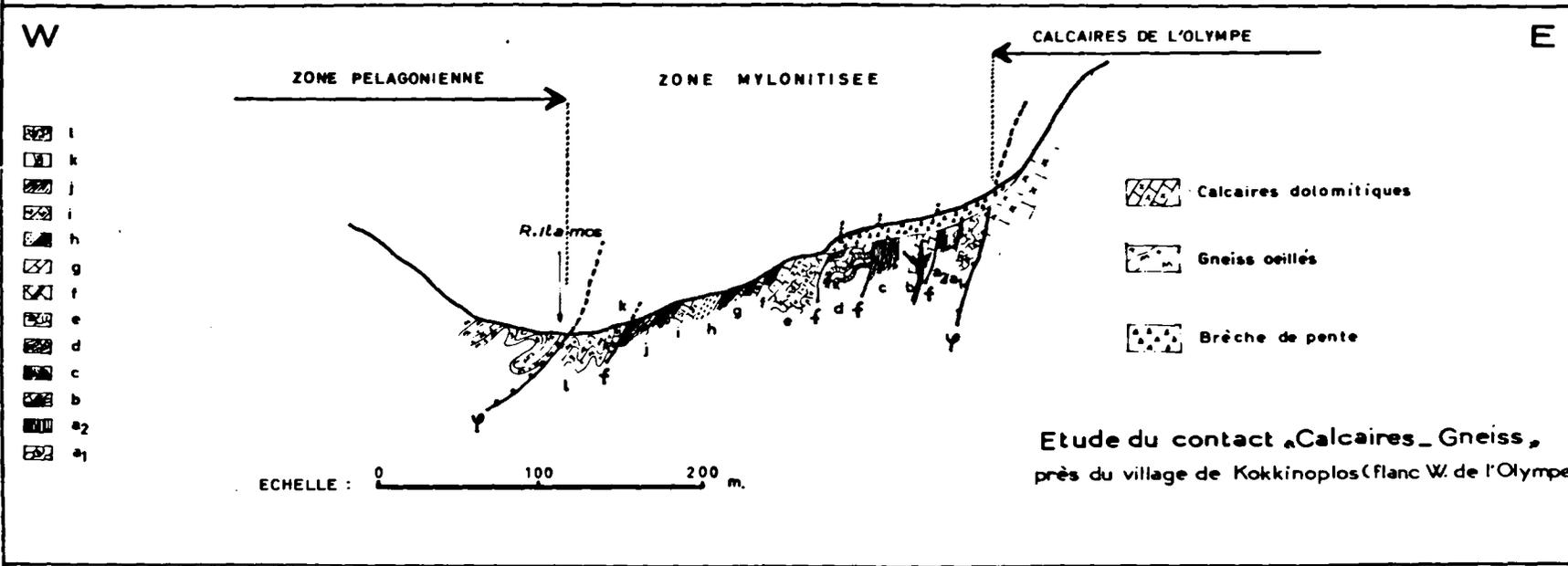
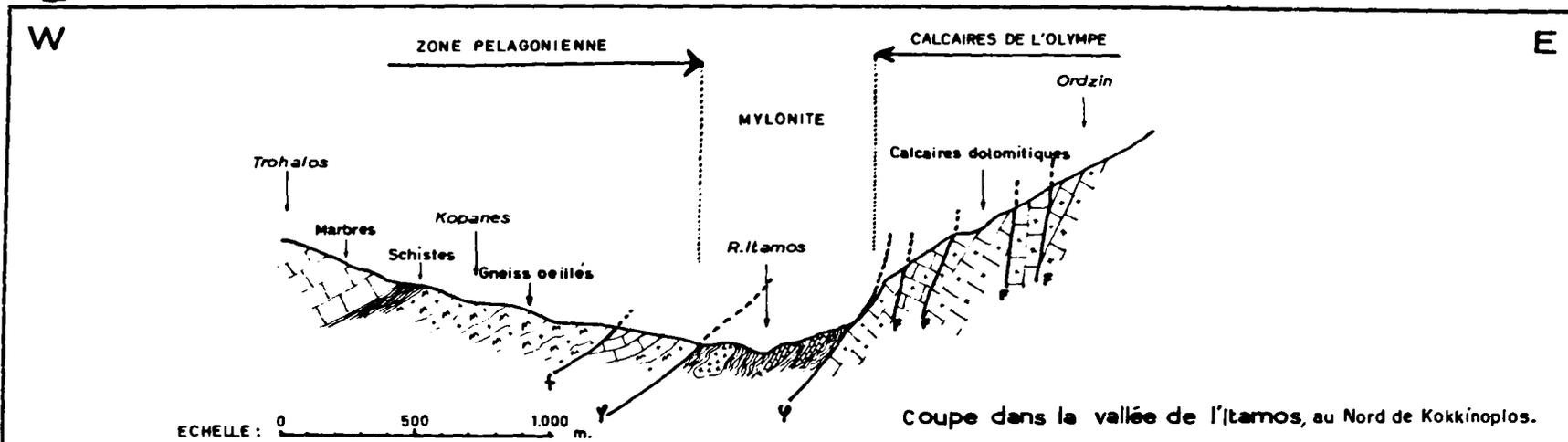


Fig. C. . La fenêtre tectonique de l'Olympe.

Etude du contact sur le flanc occidental
de l'Olympe.

Deux coupes dans la vallée de l'Itamos.

En haut. Coupe générale au Nord de Kokkinoplos.

On remarquera le plongement général de toutes les couches vers l'Ouest, les calcaires dolomitiques à l'Est(probablement ici les formations du Tigania et du Varlama), les roches cristallophylliennes de la zone pélagonienne à l'Ouest(gneiss oeillés à microcline gneiss et micaschistes albitiques, marbres noirs et blancs azoïques) Entre ces deux ensembles géologiques, une zone mylonitisée(large de 500 m environ) jalonne le contact. Elle est constituée par un mélange chaotique de roches bréchiées, souvent exotiques.

En bas. Coupe détaillée dans la zone bréchiée, au village de
Kokkinoplos.

Tous les niveaux sont violemment broyés, ils sont lenticulaires et disparaissent au Nord et au Sud de la coupe où ils sont remplacés soit par d'autres termes soit par les mêmes formations dans un ordre différent. Cette coupe est simplement donnée à titre d'exemple.

a1:gneiss oeillé broyé; a2:schistes sériciteux verts;b:calcaires bleutés en plaquettes injectées de quartz; on y observe de nombreuses stries de glissements; c: schistes de couleur rouge brique, pulvérulents, non métamorphiques et grès grossiers rouges; d : marbre bleu-noir, rubané par des filons de quartz(en lits de 10 à 15 cm); e: mélange des termes a à d dans le plus grand désordre sur 10m; f: calcaire dolomitique noir alternant avec des schistes verts et des calcaires à silex; g: marbre;h:micaschistes à 1 mica, de couleur roussâtre, micaschistes à 2 micas; i: calcaires à silex(6m); j:marbres injectés de silice; k: brèche calcaire et silicieuse; l: gneiss oeillés pulvérulents.

305
ANLE

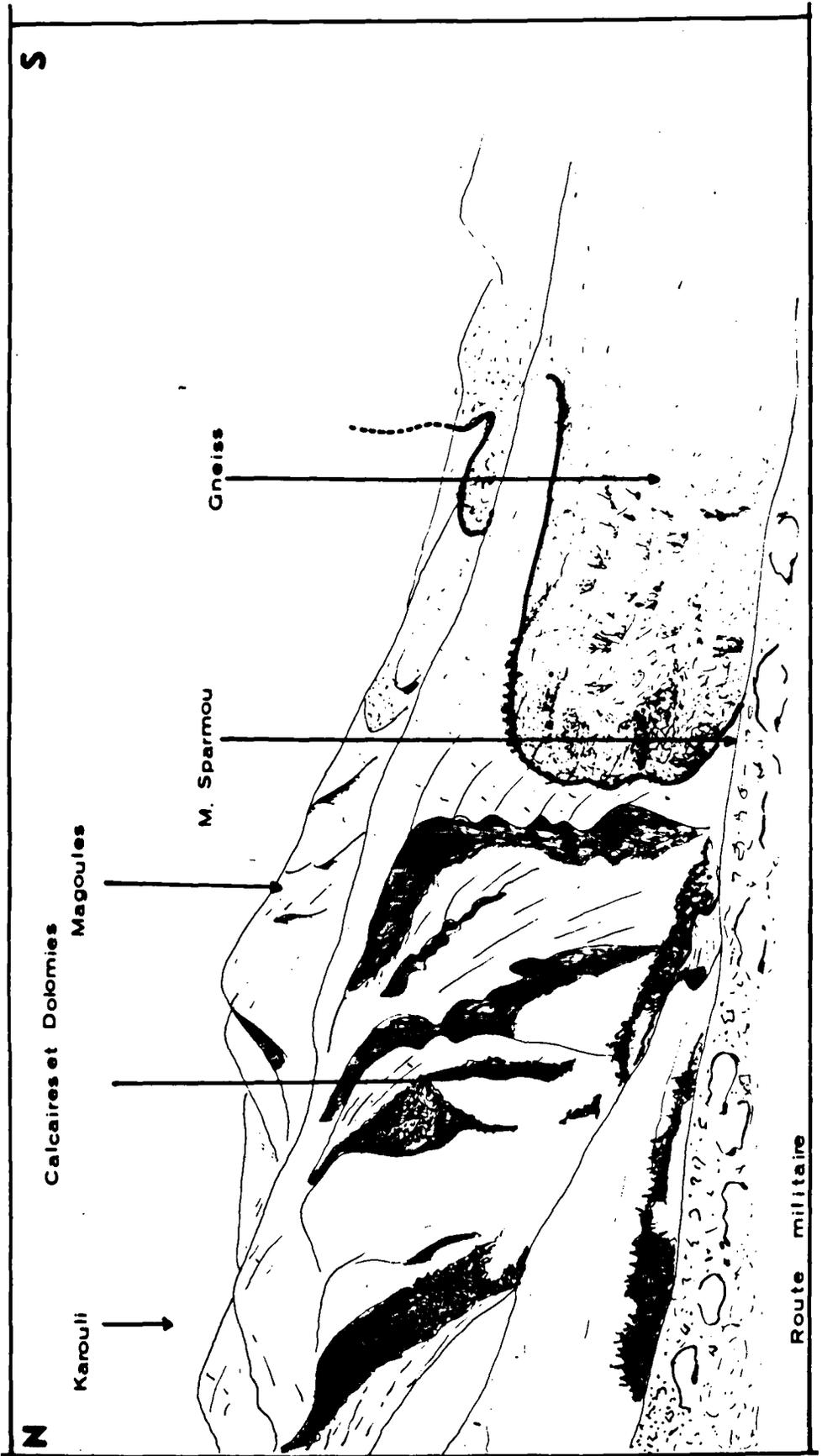


Fig. 68 . La fenêtre tectonique de l'Olympe.

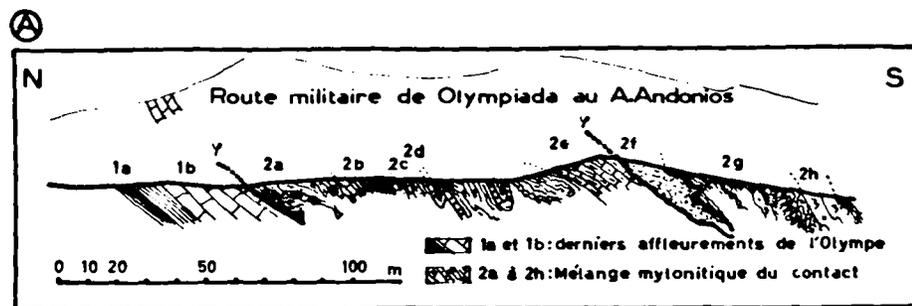
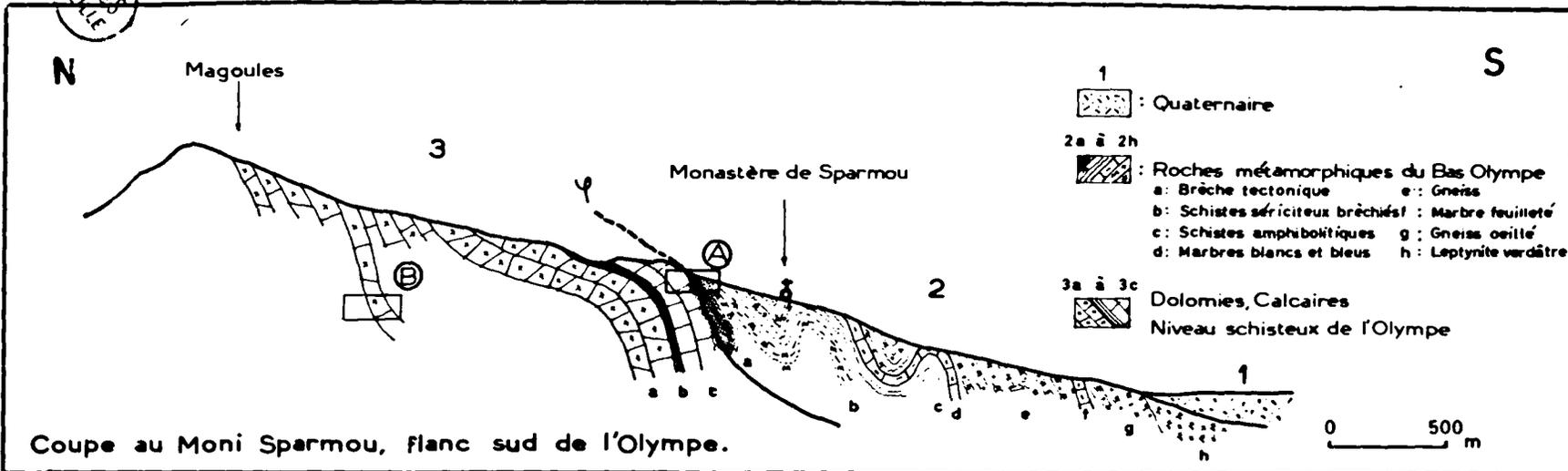
Etude du contact " formations cristallophylliennes-
calcaires de l'Olympe" sur le flanc sud de l'Olympe.

Croquis panoramique au niveau du Moni Sparmou, des-
siné depuis la route qui mène à l'A. Andoniou

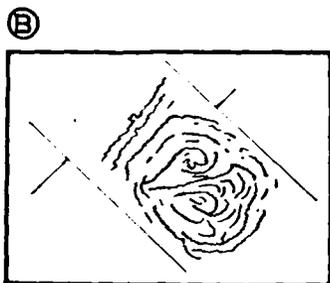
(altitude 1100 m).



On remarquera encore le plongement des bancs calcaires et
dolomitiques sous les gneiss dont on peut suivre les limites
d'affleurement grâce à la végétation.



Contact entre les Calcaires et les Gneiss au M. Sparmou
(Niveau 2a de la coupe précédente).



Cassures sur la trace des bancs sommitaux des C. de l'Olympe, proches du contact Calcaire-Gneiss

Fig. 69 . La fenêtre tectonique de l'Olympe.

Etude du contact sud . Coupes au Moni Sparmou.

En haut. Coupe générale.

En bas à droite. Coupe détaillée du contact mylonitisé .

3. Série de l'Olympe; 3a: schistes non métamorphiques de la série de l'Olympe ; 3b: calcaires légèrement dolomitiques violemment froissés comme le montre le schéma (B).

Ils pourraient représenter les calcaires du Varlama, ce qui n'est pas prouvé.

2. Roches métamorphiques; 2a: calcschistes, micaschistes et schistes à filets calcaires réduits en bouillie; 2b: brèche calcaire; 2c: micaschistes ocellés métamorphiques ; 2d: calcaire vert; 2e: marbre noir ligné; 2f: schistes terreux; 2g: schistes sériciteux broyés , très plissés; 2h: gneiss à microcline broyés.

345
LILLE

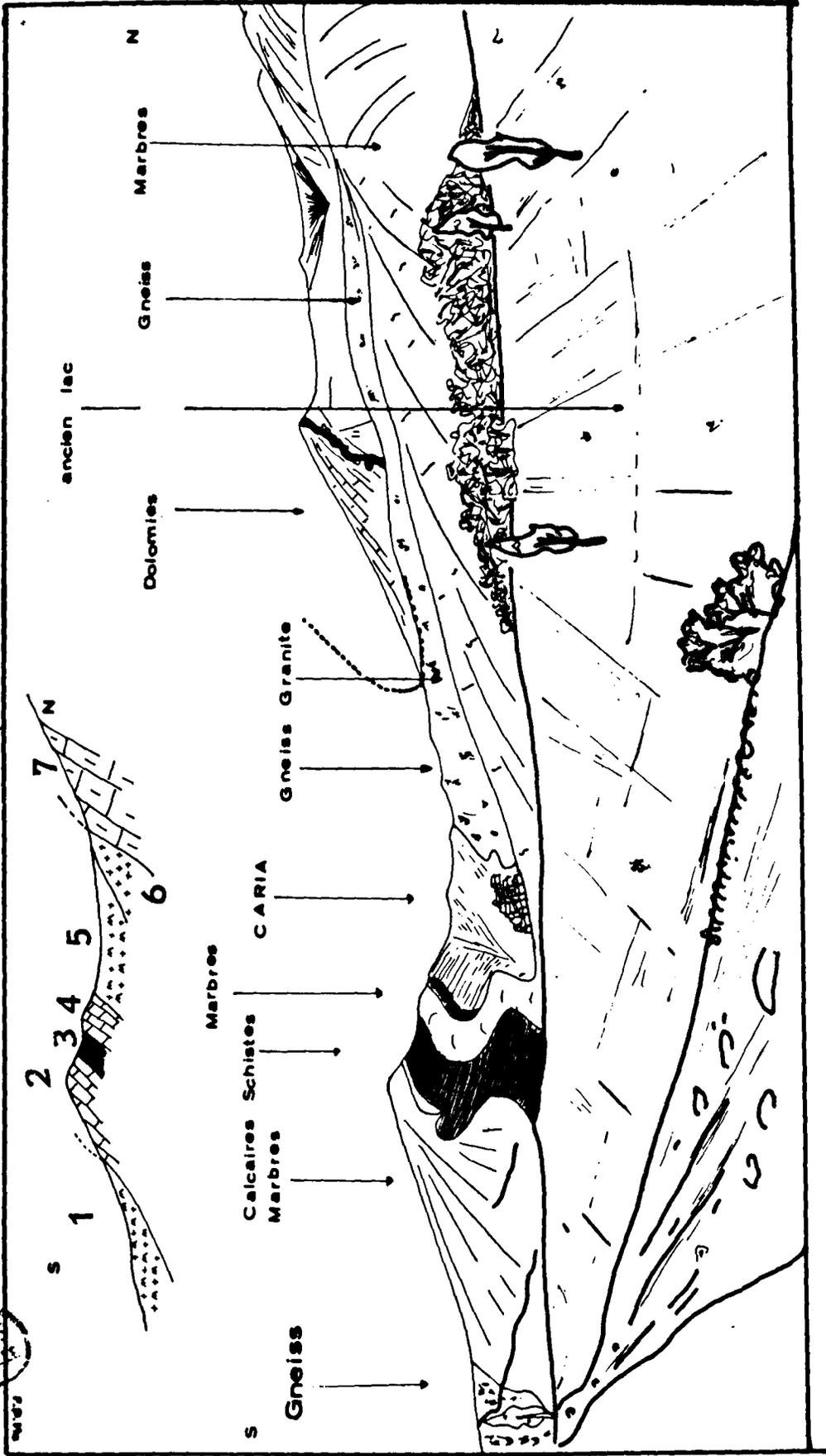


Fig. 70 . La fenêtre tectonique de l'Olympe.
Etude du contact sud.
Croquis panoramique depuis la route de
Caria à Leptocaria. Vue du chevauchement
des formations cristallophylliennes sur
les calcaires de la série de l'Olympe.

1: gneiss ocellés à microcline ; 2: premier niveau de marbres cristallins ; 3: schistes gneissiques intercalés ; 4: second niveau de marbres cristallins ; 5: gneiss ocellés à microcline ; 6: granite broyé ; 7 : dolomies de l'Olympe.



Contact Gneiss-Calcaires au Nord de Caria (Flanc Sud de l'Olympe).

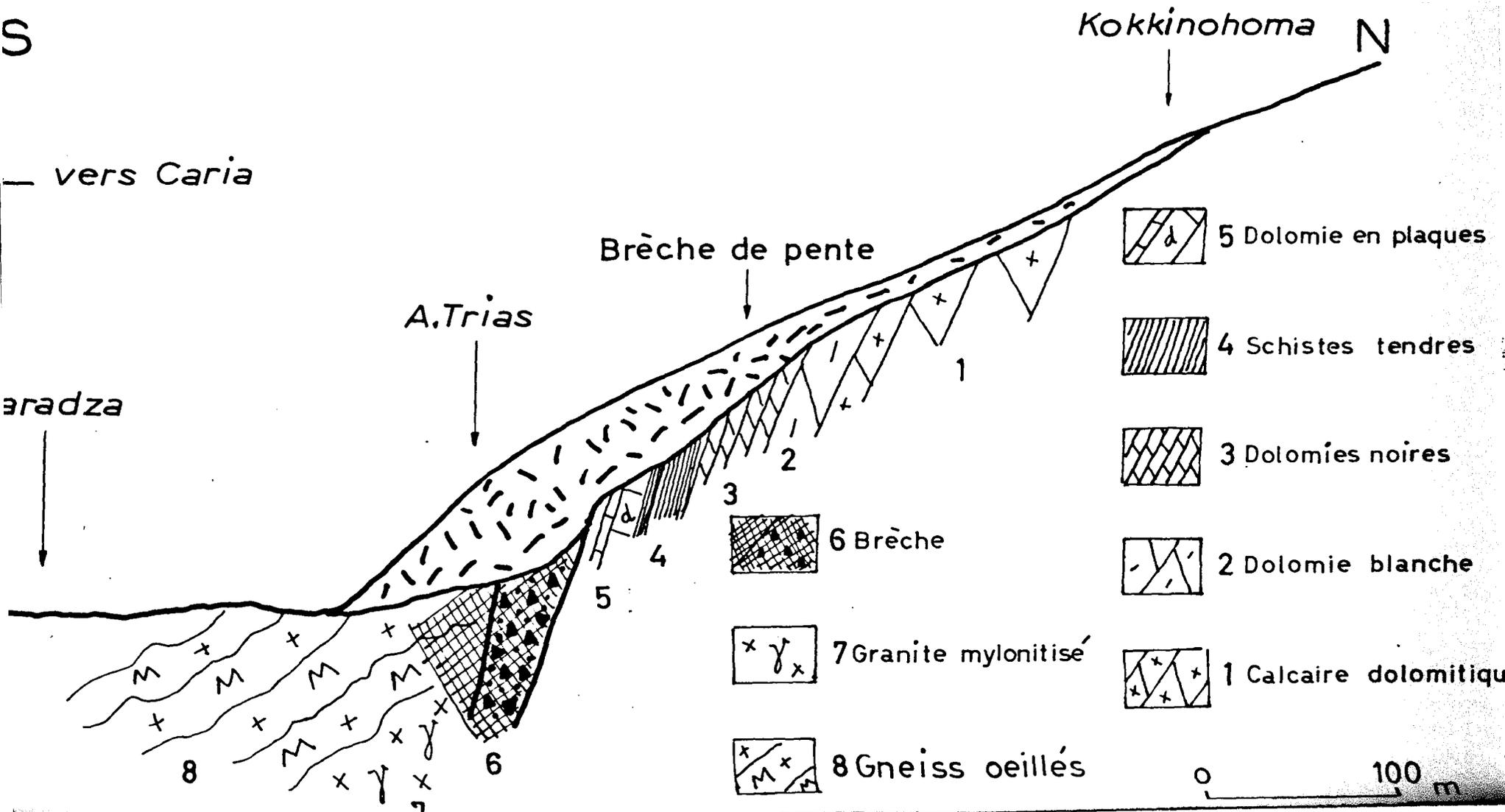


Fig. 7I . La fenêtre tectonique de l'Olympe.

Coupe de Kokkinohoma au Karadza (au Nord
de Caria).

On retrouve le contact vers l'Ouest sur les pentes du Xerombares entre le hameau de Paliembela au Nord et le Paliochori au Sud et surtout dans la vallée de l'Itamos entre Kokkinoplos au Sud et le Paliochori . Cette vallée limite sur une longueur de 5 km les formations calcaires de l'Olympe à l'Est et les schistes cristallins des Flambouron à l'Ouest (fig. 67).

Mais ici, le contact entre les deux ensembles est marqué par une mylonite large de plusieurs centaines de mètres, parfois d'1 km, constituée par un mélange de roches bréchiées (gneiss pélagoniens, calcaires de l'Olympe, et même un certain nombre de blocs de roches exotiques comme des schistes rouges et des grès rouges non métamorphisés que je n'ai jamais retrouvés en place). Cette zone mylonitisée, de direction $S 30^{\circ} W - N 30^{\circ} E$ constitue intégralement les flancs de la rivière où se sont installés quelques villages (Kokkinoplos et Paliembela). Elle est sans commune mesure avec les brèches rencontrées dans les autres secteurs septentrionaux et orientaux du massif.

Après Kokkinoplos, le contact tourne avec la direction de bancs calcaires . Du Kastria (à l' E du village de Pithion) jusqu'au Karagouni le contact prend une direction SE-NW et après une petite diverticulation vers le Sud au Karagouni et quelques indentations au Moni-Sparmou il prend une direction W-E depuis le Magoules jusqu'à Caria.

C'est au S de l'Olympe que les coupes sont les plus belles et

les plus faciles à interpréter. Les deux croquis panoramiques au Moni Sparmou (fig. 68) et à Caria (fig. 70) en témoignent.

Au Moni Sparmou le contact entre les marbres de l'Olympe (appartenant très probablement à la formation du Tigania) et les roches cristallines du bas-Olympe est jalonné par une mylonite moins épaisse que celle de l'Itamos, mais qui est parfaitement visible sur les pentes dénudées du Magoules. On peut en suivre le contour sinueux grâce à la différence de végétation (absente sur les calcaires, très touffue et de maquis sur les roches cristallophylliennes et cristallines).

De même, à Caria, grâce aux deux niveaux de marbres blancs (séparés par des schistes métamorphiques) qui surmontent les gneiss ocellés et les granites, l'étude du contact est particulièrement spectaculaire (fig. 70 et 71).

Au N du village, les pentes dénudées du Kokkinohoma sont constituées par des dolomies qui appartiennent probablement à la formation du Mitika. Elles plongent régulièrement vers le Sud, avec des pendages supérieurs à 70°. A l'Aghias Trias les dolomies de l'Olympe sont surmontées par une brèche tectonique recouverte par un granite très cataclaté et des gneiss ocellés dont la schistosité plonge dans le même sens que les dolomies de l'Olympe. Le village de Caria est bâti sur ces gneiss. Au S du village (fig. 70) les marbres et schistes intercalés, plongent vers le Sud et enveloppent parfaitement les affleurements dolomitiques du massif de l'Olympe.

On peut suivre très facilement le contact sur plusieurs kilomètres, depuis Caria jusqu'au Moni Catalone ; de direction E-W, près de Caria, le contact anormal s'infléchit vers le S-E puis prend à nouveau la direction N-S à partir de Palioloptocaria sur le côté Egeen de l'Olympe.

Ainsi de n'importe quel côté que l'on aborde le massif calcaire de l'Olympe, on observe qu'il est ceinturé sur la quasi totalité de son pourtour par des roches cristallines et cristalloyphyllicennes reposant en contact anormal sur les roches sédimentaires secondaires et tertiaires du massif.

L'Olympe apparaît donc comme une fenêtre tectonique ouverte dans les schistes cristallins de la zone pélagonienne.

Les implications d'une telle structure et leurs conséquences dans le cadre des Hellénides seront esquissées dans le chapitre V (p. à p.).

C H A P I T R E 3

T E C T O N I Q U E

(suite)

TECTONIQUE DES FLAMBOURON ET DU BAS-OLYMPE

INTRODUCTION.

Nous avons vu que la fenêtre de l'Olympe était bordée au Nord, à l'Ouest et au Sud, par des formations cristallines et cristallophylliennes recouvertes par une couverture secondaire et tertiaire .

Ces ensembles géologiques, appartenant à la zone pélagonienne, constituent de vastes affleurements (les Flambouron et le bas-Olympe).

La carte géologique en annexe montre que l'on peut distinguer 3 secteurs tectoniques.

- 1) Un secteur septentrional (au NNW de l'Olympe) qui englobe la terminaison méridionale du haut Vermion et les Flambouron s.s.
- 2) Un secteur central, étroit (à l'Ouest de l'Olympe) constituant la chaîne du Vulgara à l'Est du village d'A. Dimitrios.
- 3) Un secteur méridional (au SSE de l'Olympe) c'est-à-dire le bas-Olympe proprement dit.

Deux types de structures s'y observent :

- a) des plis et la flexure orientale ;
- b) des failles de plusieurs types.

A) TECTONIQUE DU SECTEUR SEPTENTRIONAL.

a) Les plis et la flexure orientale.

Les schistes cristallins anciens, plissés, parfois redressés forment l'ossature du haut Vermion et des Flambouron s.s. Ils constituent un large brachyanticlinal en coupole recouvert au Nord, à l'Ouest et à l'Est par les calcaires des Flambouron (Trias ?) eux-mêmes couronnés au N-E par la couverture ophiolitique et crétaée

Dans le détail, on observe du Nord au Sud : l'anticlinal de Kastania (à noyau granitique), l'amorce d'un synclinal de direction SW-NE dans la région de Dhaskion, l'anticlinal granitique de Kataphighion allongé suivant une direction SW-NE, qui vient chevaucher légèrement au Tourla l'anticlinal de Ftéri à noyau constitué par les gneiss ocellés et rubanés de Livadi. A cet anticlinal succède le synclinal de Servia-Livadi, puis l'anticlinal très étroit de Katitcha (au S de Livadi) dont le centre est constitué par le granite orienté de Kataphighion.

La direction générale (SW-NE) des plis est très différente de la direction dinarique (NW-SE). Les plongements dominants sont septentrionaux ou méridionaux. Cependant, à l'E d'une ligne de direction NW-SE, passant approximativement par les villages de Kastania au NW, de Dhaskion au centre et de Skotina Morna au S-E, les plongements des couches sont réguliers vers le N-E et la direction NW-SE du ploiement des plis est constante, c'est-à-dire parallèle à la direction dinarique.

Cette flexure tectonique est bien visible dans la morphologie depuis Kastania au Nord jusqu'aux contreforts de l'Olympe calcaire. Les roches qui la constituent, des gneiss ocillés jusqu'au Flysch crétaqué au Nord et jusqu'aux ophiolites au Sud, plongent très régulièrement avec des pendages qui dépassent souvent 60° sous les premières écaillés de la marge occidentale de la zone du Vardar s.l.

La structure à plis très lourds et à grand rayon de courbure, semble être la conséquence d'effets tectoniques anciens ? N'ayant jamais observé de discordances, ni de glissements à la base des calcaires du Trias, je pense que ce sont là les effets d'une phase orogénique postérieure au dépôt du Trias, peut-être la phase éocrétaquée (première orogénèse alpine dans les Hellénides).

b) Les failles.

A cette tectonique lourde se superpose une tectonique par failles

dans lesquelles on peut distinguer 3 types, selon leur nature et leur direction:

- 1) des failles EW directionnelles mais très rares;
- 2) des failles NW-SE d'effondrements;
- 3) des failles SW-NE perpendiculaires aux précédentes, presque toujours parallèles au lit actuel de l'Haliakmon et localisées près de ce grand fleuve .

I. La faille EW de Moskhokhori au Kara Ghiorgi (au S de Kataphighion).

C'est la faille qui passe au sommet du Tourla, et que nous avons rencontrée au cours de la description de la coupe de Livadi à l'Haliakmon (I , ch. 6 , fig. 22 , p. 135). Cette faille légèrement inclinée vers le Sud , met en contact les granites et les gneiss ocellés de Livadi au Nord sur les gneiss albitiques des hautes Piéria. Elle est parallèle aux plis EW observés dans les formations cristalloyphylliciennes et semble être contemporaine de cette phase de plissement. Elle a pu rejouer par la suite ce qui n'est pas prouvé mais elle est affectée par les failles NW-SE qui lui sont par conséquent postérieures.

2. Les failles d'effondrements de direction NW-SE.

Elles sont nombreuses et toutes du même type: elles abaissent

le compartiment oriental par rapport au compartiment occidental. Elles sont parallèles à la flexure qui sépare la zone pélagonienne de la zone du Vardar et sont très probablement de même âge.

Les failles principales sont:

au Nord, les failles de Mikri Santa et de Sfiklia, près de la flexure tectonique vers le sillon du Vardar ;

au centre, le réseau de Ftéri (double faille de direction NW-SE) qui entoure le village de Ftéri ; la faille directionnelle E-W de Moskhokhori au Kara Ghiorgi (cf. supra) est affectée par ce réseau, qui non seulement affaisse les panneaux orientaux, mais les décale légèrement vers le N-W, ce qui prouve la postériorité de ces effets tectoniques par rapport à la mise en place de la faille E-W et probablement leur liaison avec un mouvement relatif et général de la zone pélagonienne par rapport à la zone du Vardar parallèlement aux directions tectoniques dinariques. Cette postériorité est encore bien visible dans le réseau de Moni Aghiou Andoniou Livadi , situé au S du précédent;

au Sud, les quatre failles comprises entre Moni Aghiou Andoniou à l'Ouest et Livadi à l'Est.

3. Les failles d'effondrements de direction SN-NE.

Enfin, un certain nombre de failles d'effondrements ont une direction perpendiculaire (SW-NE) aux failles du réseau précédent

et sont toujours parallèles à la direction actuelle du cours de l'Haliakmon. Elles sont localisées près de ce grand fleuve. Ce sont les 4 failles de Dhaskion, et plus au S-E les trois failles des Flambouron qui se relaient les unes aux autres, dans un tracé presque rectiligne.

Les failles de Longuia et d'Aghias Paraskevi à l'W de Dhaskion sont très intéressantes, car en plus des formations cristallines et cristalloyphylloïennes elles affectent les formations discordantes (Néogène et Quaternaire) ce qui prouve soit leur postériorité par rapport à ces dépôts, soit un rejeu récent . Les derniers effets sont de toute façon postérieurs aux effets tectoniques précédents, plis, failles directionnelles, failles d'effondrements parallèles à la flexure orientale.

B) TECTONIQUE DU SECTEUR CENTRAL.

Toute la structure plissée des schistes cristallins du front ouest de l'Olympe est oblitérée par les effets postérieurs qui sont en relation avec la position en fenêtre de l'Olympe calcaire. On y observe cependant (grâce aux niveaux de marbres) un certain nombre de plis isoclinaux plongeant vers l'Ouest avec des pendages toujours supérieurs à 60° W.

Les failles principales sont toutes des failles directionnelles, parallèles au contact des calcaires de l'Olympe et des schistes

cristallins des Flambouron. Ces failles sont subordonnées à l'apparition en fenêtre du massif. Nous remarquerons seulement qu'elles sont affectées postérieurement (entre A. Dimitrios et Livadi) par le réseau des failles d'effondrements de direction NW-SE , ce qui prouve que les failles directionnelles sont antérieures à la phase cassante , elle-même parallèle à la flexure NW-SE.

C) TECTONIQUE DU SECTEUR MERIDIONAL.

Les structures sont absolument identiques à celles observées dans les Flambouron et le haut Vermion : anticlinaux à noyaux de granite et de gneiss, à grand rayon de courbure, flanqués d'une couverture calcaire qui plonge vers l'Ouest à l'Ouest et vers l'Est à l'Est.

A l'Est, cette couverture est violemment ployée en une flexure bien visible depuis l'Olympe jusqu'à l'Ossa. Les failles sont de même type (effondrement) et parallèles à la direction générale NW-SE. Des structures broyées s'observent dans les ophiolites, au S du village de Pori et jusqu'à la ville de Gonnos.

CONCLUSIONS.

La structure plissée des Flambouron et du bas-Olympe est donc une structure lourde. La direction générale des axes anticlinaux et synclinaux n'est pas parallèle à la direction dinarique (NW-SE) mais est au contraire presque perpendiculaire à cette dernière. Les mouvements affectant de la même façon le " socle " cristallographique et sa couverture triasico-jurassique, on peut penser que cette structure est postérieure au Jurassique. Il se pourrait - mais cela ne peut être prouvé dans la région des Flambouron, où les affleurements crétacés sont peu étendus - que ces anticlinaux et synclinaux à grand rayon de courbure sont la conséquence des mouvements éocrétaqués. Si l'on se souvient que, d'une part les émissions ophiolitiques (produites sur les marges du géanticlinal pélagonien) sont d'âge jurassique, que d'autre part le métamorphisme des Flambouron (situées dans la partie axiale de ce géanticlinal) serait d'âge éocrétaqué, on peut penser que les deux phénomènes sont liés à cette tectonique et peut-être pourrait-on parler d'une phase d'intumescence ou de soulèvement vertical comme la phase normannienne ou la phase bretonne en Armorique (Cogné J. 1960-1962). Mais ce ne sont là que des hypothèses à vérifier par la suite.

De toutes façons, ces structures ont été ensuite affectées par une série de failles d'effondrements, de direction NW-SE et par conséquent dinarique, puis par des failles perpendiculaires à cette direction. Ces effondrements sont encore actifs actuellement, puisque certains intéressent les formations discordantes plio-quatérnaires.

C H A P I T R E 4

T E C T O N I Q U E

(suite)

TECTONIQUE DES BASSES PIERIA(MARGE OCCIDENTALE DE LA ZONE DU VARDAR S.L.).

L'étude stratigraphique des basses Piéria (I , ch 11), nous a conduit à distinguer des écailles occidentales et des écailles orientales possédant des séries légèrement différentes, toutes rattachées à la marge occidentale de la zone du Vardar s.l. Le style tectonique de chacune de ces unités est également différent.

A) TECTONIQUE DES ECAILLES ORIENTALES (fig. 72,73,74, partie orientale).

Les écailles orientales se situent dans un quadrilatère aux angles duquel sont bâtis les villages d'Assomata et de Palatitsia au Nord, de Moscopotamos et de Meriagha au Sud. L'esquisse géologique(fig. 73) et les coupes sériées (fig. 74) s'y rapportent en partie.

Deux types de structure s'y superposent :

- une tectonique d'écailles comprimées et charriées vers l'Ouest ou le NW;

- une tectonique de broyage localisée en majeure partie en bordure de la première écaille.

Je rappelle que le contenu stratigraphique des écailles orientales est constitué par des ophiolites (épaisses et serpentiniées), des calcaires azoïques (en affleurements continus), des blocs de calcaires fossilifères (généralement d'âge crétacé) et des schistes rouges ou noirs attribués au Flysch maestrichtien.

L'écaille la plus orientale, culminant au Soughies (670 m) est profondément entaillée par la vallée du Lakos . Elle est constituée essentiellement par des marbres azoïques et zonés (qui affleurent en une large bande de direction NW-SE), par des ophiolites et par des schistes gréseux rouges du Flysch . Un contact anormal, très sinueux , NW-SE , la sépare de l'écaille plus occidentale.

Le bord nord-est de l'écaille est, sur toute sa longueur, recouvert par les sables et les conglomérats néogènes de la plaine de Katerini. Sa marge occidentale constituée au Nord par des serpentines, au Sud par des calcaires , est charriée sur divers termes de l'écaille suivante - celle d'Aghiou Nicolaou (fig. 73,74).

L'écaille d'A. Nicolaou est parallèle à l'écaille du Soughies. Elle est constituée par les mêmes formations et son bord nord-ouest chevauche à son tour le Flysch de l'écaille sous-jacente. Le contact anormal (de direction NW-SE) qui la borde , n'est pas rectiligne et au niveau du Monastère d'A. Nicolaou, il est décroché par une faille postérieure perpendiculaire à la direction des écailles et des cou-

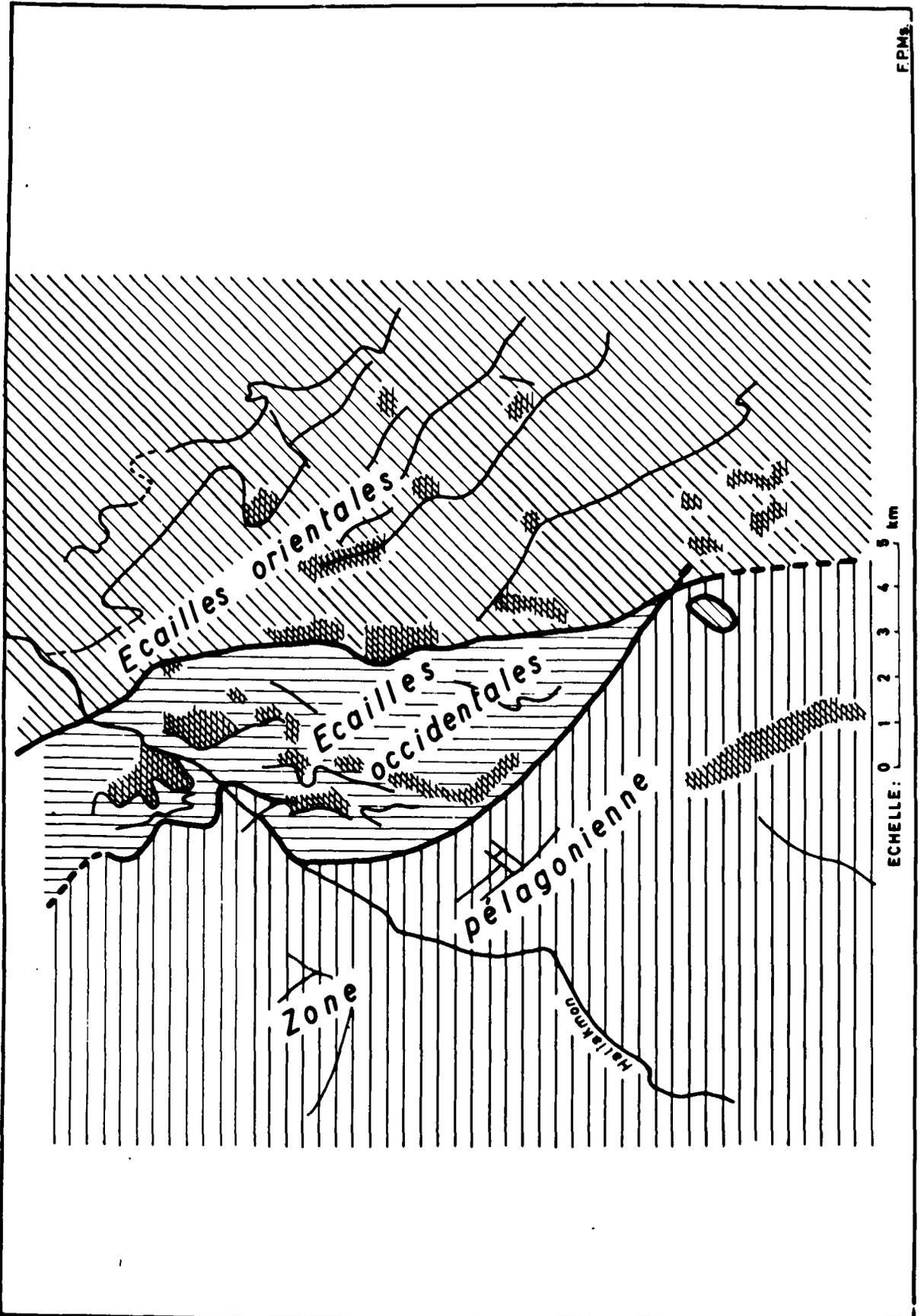


Fig. 72 . Croquis tectonique de la région des basses Piéria.

Figuré en croisillons : zone broyée ou
" zone des mélanges " .

-ches; le plongement vers l'Est des bancs de calcaire est général , les pendages mesurés supérieurs à 45°.

Les écailles d'Elafina-Kharadras forment un groupe complexe s'étendant depuis Assomata au Nord jusqu'à Moscopotamos au Sud. Elles comprennent toutes une masse fondamentale de serpentines pulvérulentes et de larges affleurements de Flysch schisteux rouge, avec (emballés dans les roches vertes) des blocs de calcaires, de Flysch, de pyroxénites et de péridotites. Les écailles d'Elafina Kharadras se développent, disparaissent, se relaient par des contacts anormaux de direction NW-SE ; elles sont peu comprimées et s'étalent très largement dans toute cette région des basses Piéria. Elles chevauchent la dernière écaille occidentale par un niveau de serpentines pulvérulentes et de couleur vert-foncé qui renferme dans sa partie médiane une zone de mélange dont je reparlerai. Le contact anormal est rectiligne et de direction N-S, sauf au S de Kharadras où il émet une petite apophyse vers l'Ouest. Dans le S des basses Piéria, l'écaille orientale de Moscopotamos chevauche du matériel pélagonien et l'on observe au front , une petite klippe (sommet du Dzouka) (fig. 74 coupe n°6).

Les écailles orientales à matériel plastique (schistes et ophiolites) sont donc , mise à part l'écaille du Soughies plus lourdes (rappelons la dominance de calcaires), des écailles pincées mais largement étalées.

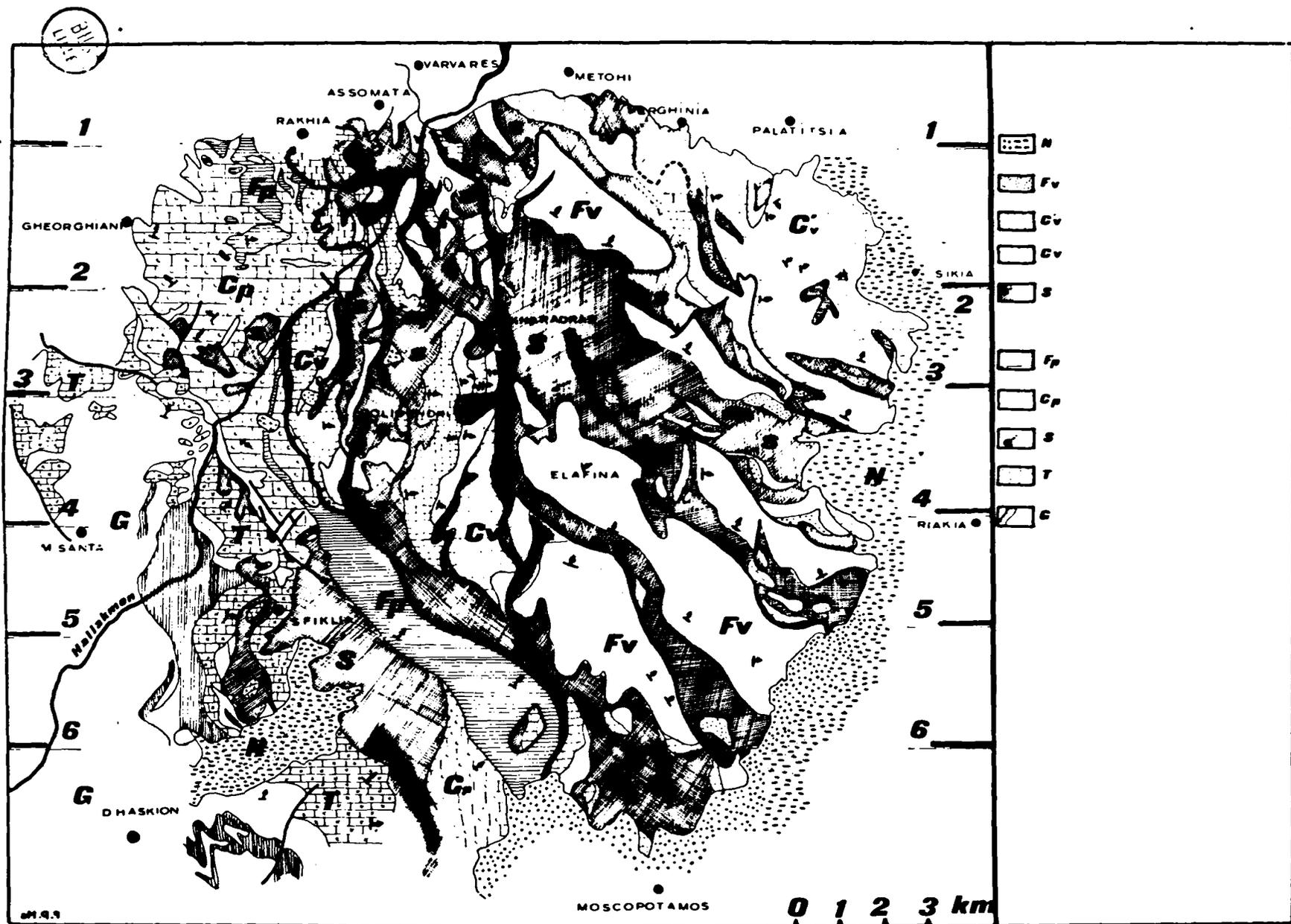


Fig. 73 . Esquisse géologique de la région des basses Piéria (marge occidentale de la zone du Vardar s.l.)

Zone pélagonienne .

G : formations cristallophylliennes indifférenciées avec amphibolites (lignes inclinées) ; T : calcaires et marbres cristallins présumés d'âge triasico-jurassique ; S : serpentines et roches vertes ; Cp : calcaires d'âge crétacé moyen et supérieur (indifférenciés) ; Fp : Flysch.

Marge occidentale de la zone du Vardar .

S: serpentines et roches vertes , s' : zone broyée (zone des mélanges d'ophiolites, de calcaires et de schistes); Cv: calcaires d'âge crétacé (à Orbitolines et à Rudistes) ; C'v: calcaires azoïques présumés d'âge crétacé ; Fv: Flysch schisto-gréseux .

Formations discordantes .

N: Néogène ; pointillés : conglomératique;
tirets : marno-sableux .

N° I à 6 : positions des coupes sériées de la fig. 65 .

Les contacts anormaux apparemment verticaux s'infléchissent rapidement vers l'Est (fig. 74 coupes I à 6). Ce sont toujours les serpentines qui chevauchent; elles se sont décollées par conséquent de leur substratum , d'ailleurs inconnu.

Le niveau chevauché est en général le Flysch des écailles occidentales ou de la zone pélagonienne (Dzouka), plus rarement les calcaires à Rudistes. Enfin, le contact frontal est souligné par une zone broyée, surtout dans son trajet médian.

B) TECTONIQUE DES ECAILLES OCCIDENTALES(fig. 72,73,74 partie médiane).

Les écailles occidentales forment une bande continue à l'avant des écailles d'Elafina-Kharadras, depuis Kiakia au Nord jusqu'au Doudoumarka au Sud; au delà elles sont masquées par le chevauchement des écailles orientales (fig. 73 et fig. 74 , coupe 6), puis par les formations plio-quadernaires de la plaine de Katerini.

Elles s'étendent donc sur une longueur de 15 km et sur une largeur qui ne dépasse pas 5 km (dans la partie centrale). Leur contenu stratigraphique est légèrement différent de celui des écailles précédentes: ophiolites serpentinisées généralement moins épaisses, calcaires radiolaritiques et organo-détritiques à Orbitolines, Polypiers et Rudistes, Flysch schisto-gréseux et localement Wild-Flysch. Des grandes barres calcaires de direction N-S dont

les bancs plongent constamment vers l'Est (pendage moyen 60°), constituent l'armature rigide de ces écailles qui - de ce fait - possèdent un style tectonique caractérisé par un serrage plus accentué de plis et des allures généralement redressés. On peut y distinguer du Nord au Sud, l'écaille broyée d'Assomata (serpentines transpercées par des blocs de calcaires à Rudistes et de Wild-Flysch qui se prolonge au Sud (sur la rive droite de l'Haliakmon.) par l'écaille complexe de Karamara (fig. 74, coupe 2), relayée elle-même par l'écaille complexe de Karouti (fig. 74 , coupe 3). Ces écailles complexes sont constituées par 3 petites écailles comprimées et confusément imbriquées.

Les écailles occidentales frontales sont d'extension géographique restreinte mais également plus serrées. La direction des bancs est toujours N-S, les pendages supérieurs à 70° vers l'Est; au Nord l'écaille de Riakia est essentiellement constituée par des calcaires à Rudistes et du Flysch, le niveau basal ophiolitique ayant complètement disparu; elle est relayée au Sud par l'écaille de Bitseria (fig. 74, coupe 3) qui possède encore son niveau serpentineux dans la partie médiane (fig. 74 , coupe 2). Enfin, les écailles du Gholana et du Doudoumarka (fig. 74 , coupes 4 et 5) relayant l'écaille du Karouti, montrent de larges affleurements d'ophiolites.

Le contact anormal (vertical ou légèrement incliné vers l'Est) qui sépare les écailles occidentales de la zone pélagonienne est sinueux dans sa partie nord et de direction NNW-SSE; entre le

BUSS
LILLE

W

1

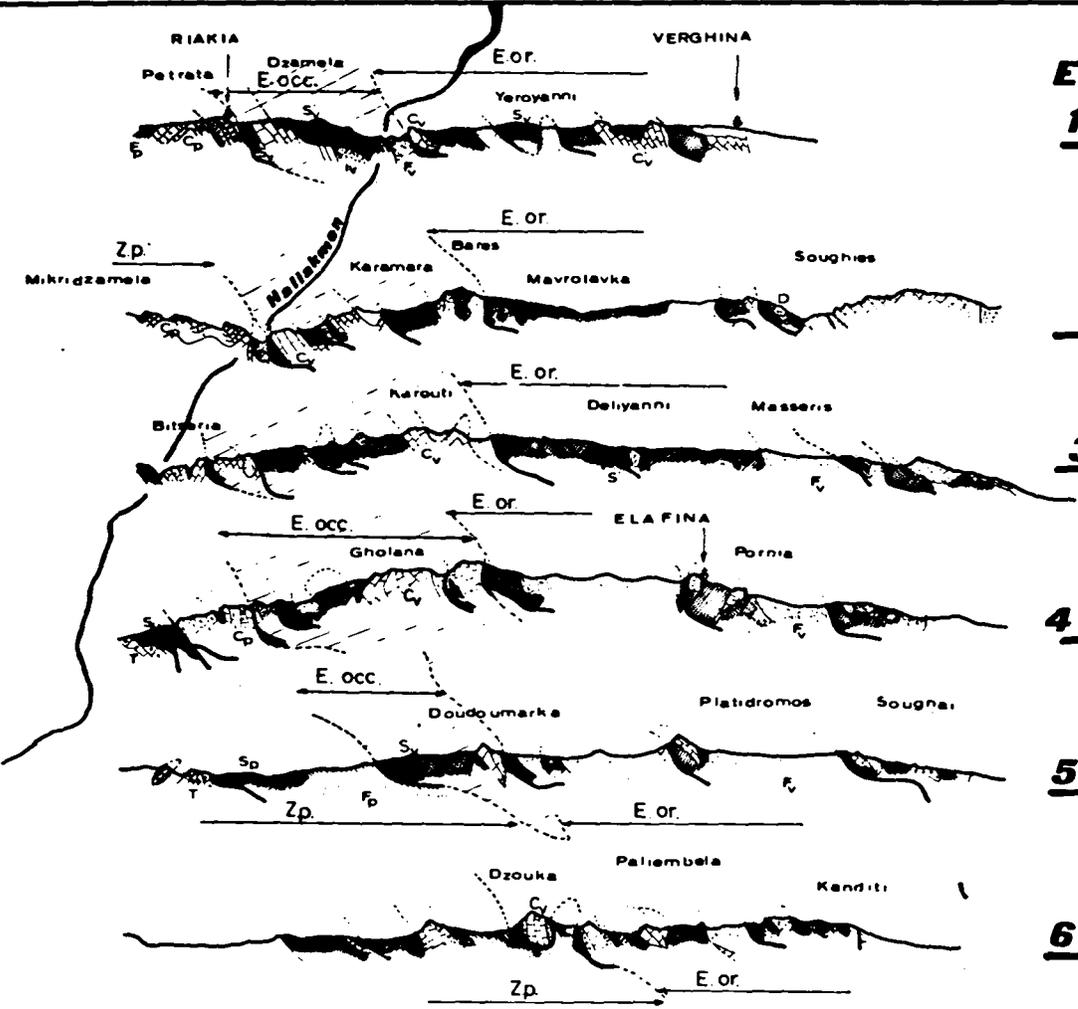
2

3

4

5

6



E

1

2

3

4

5

6

ZONE DU VARDAR s.l.

-  F_v
-  C_v
-  C_v
-  S_v
-  S_v
-  D

ZONE PELAGONIENNE

-  F_p
-  C_p
-  S
-  T

0 1 2 3 km

Fig. 74 . Coupes s riees dans la région des basses
Piéria (marge occidentale de la zone du
 Vardar s.l.).

Coupe 1 , entre Riaka et Verghina ; coupe 2 , entre Mikridzamela et le Soughies; coupe 3 , entre le Bitseria et le Masseris; coupe 4, entre l'Haliakmon et le Pornia ; coupe 5 , entre l'Haliakmon et le Soughia ; coupe 6 , entre Elatoussa et le Kanditi .

Zone pélagonienne .

T: Trias présumé ; S: serpentines ; Cp: calcaires crétacés ;
 Fp: Flysch schisteux .

Zone du Vardar s.l.

D: pyroxénites, péridotites ; Sv: roches vertes ; S'v: mélange ophiolitique (roches vertes, calcaires, schistes, le tout broyé);
 Cv: calcaires crétacés fossilifères ; C'v : calcaires azoïques d'âge présumé crétacé ; Fv: Flysch schisto-gréseux .

le Monipodromou au N-E et Lefkopetra au S-W, il suit le cours de l'Haliakmon (NE-SW) et est décalé par une faille postérieure perpendiculaire (NW-SE). Vers le Sud; le contact redevient NW-SE et est approximativement rectiligne. Le niveau chevauché est au Nord celui des calcaires à Rudistes de cachet pélagonien, au Sud le Flysch rouge pélagonien; le niveau chevauchant est celui des calcaires à Rudistes au Nord, des serpentines au Sud.

Toutes ces écailles sont violemment comprimées, serrées et presque toujours subverticales surtout celles de Riakia et de Bitseria dont le contenu stratigraphique est beaucoup moins plastique (rappelons le peu d'affleurements ophiolitiques).

C) LA ZONE DES MELANGES.

A la tectonique d'écailles redressées et comprimées dont on peut suivre les linéaments sur plusieurs kilomètres (fig. 72 à 74) se superpose une tectonique de broyage intense qui se marque par la pulvérisation des affleurements en blocs du m^3 au million de m^3 , emballés dans une masse ophiolitique; la zone de broyage s'étend sur 5 à 10 km de large; les affleurements broyés ne sont pas continus et sont représentés sur le schéma tectonique (fig. 72) par des croisillons, sur la carte (fig. 73) et sur les coupes (fig. 74) par un figuré en surcharge(s' : zones broyées). Peuvent être affectées: les formations pélagoniennes (au Sud), ceux de la zone du

s.l. (au Nord). Cette zone apparaît donc surimposée aux zones de faciès et d'accidents tangentiels.

Dans toutes les régions broyées, les formations (ophiolites, calcaires, Flysch) se retrouvent dans le plus grand désordre. Il est impossible d'interpréter toute coupe transversale et chaque section naturelle révèle un tel chaos qu'il serait vain de tenter une cartographie détaillée sur un fond topographique au 50.000ème. Les trois coupes locales (fig. 75,76 et 77) montrent mieux que toute description l'état des mélanges qui dépasse en complexité les mylonites liées aux grandes nappes de charriage.

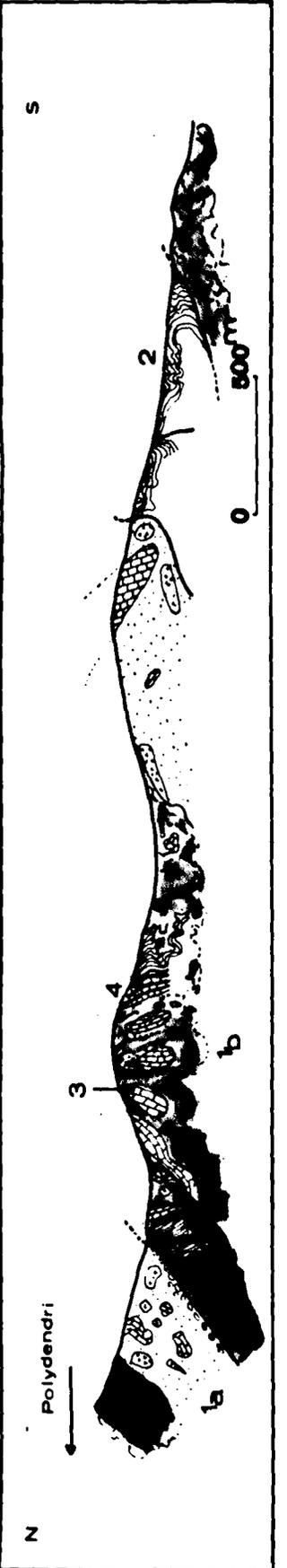
Ce type de tectonique rappelle les mélanges ophiolitiques (Ankara-Mélange, Colored-Mélange) observés dans d'autres pays (en Turquie par Bayley, Mac Callien et Pavoni, en Iran par Gansser.

D'après J.H. Brunn(-1960) les zones de mélanges seraient dues à des glissements longitudinaux de grande envergure(à l'échelle de la chaîne) produits entre la zone pélagonienne à l'Ouest et le Rhodope à l'Est, à la suite d'un mouvement d'ensemble des Dinarides vers le N-W. Cette hypothèse paraît très vraisemblable et tout concourt à la faire admettre pour expliquer les broyages rencontrés dans les basses Piéria.

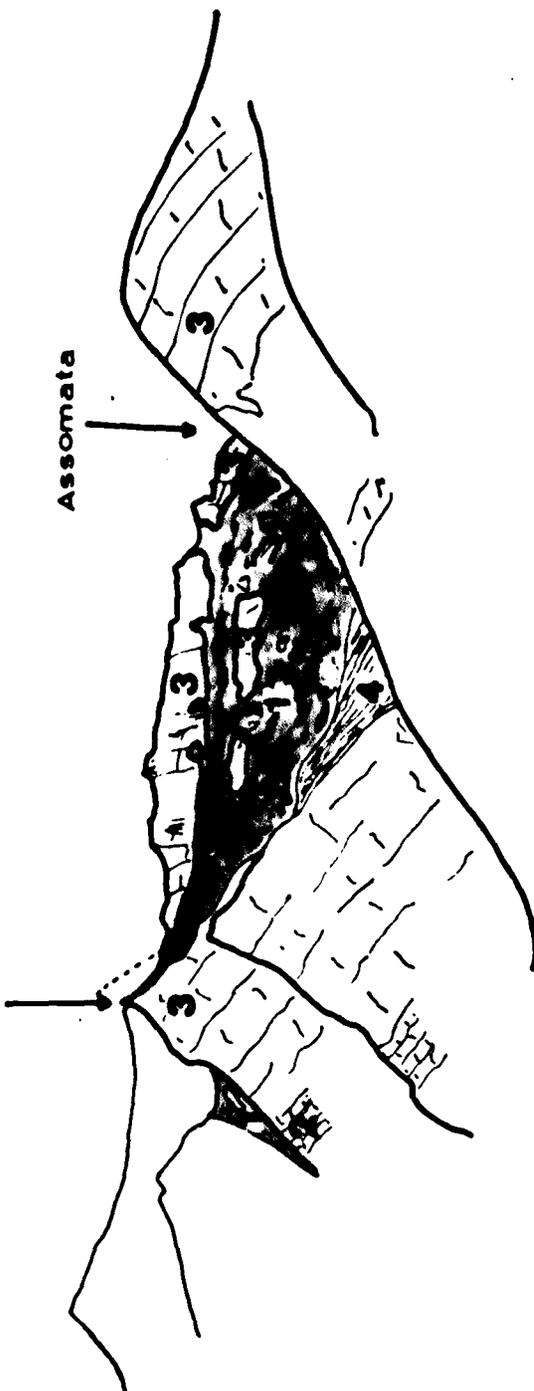
D) RAPPORTS ENTRE LA ZONE PELAGONIENNE ET LA MARGE OCCIDENTALE DE LA ZONE DU VARDAR.

Les formations sédimentaires qui constituent la couverture

P.H.S.
LITTLE



2



S



Fig. 75. La zone des mélanges sur la bordure orientale de la zone pélagonienne (région de Retini-Elatochori).

- 1) Soubassement des ophiolites . Ia : marbres d'âge présumé triasique ; Ib: schistes intercalés; Ic: micaschistes et gneiss albitiques.
- 2) Roches vertes(ici en contact anormal sur les roches sous-jacentes). 2a: serpentines pulvérulentes contenant des blocs de pyroxénites, de calcaires et de schistes ; 2b: conglomérat ophiolitique bréchique; 2c brèche ophiolitique .
- 3) Schistes non métamorphiques, de couleur rouge ou noire (probablement du Flysch).
- 4) Calcaires organiques (à Algues, Polypiers , Orbitolines, débris de Rudistes) et marbres azoïques bréchiés.
- 5) Bloc de granite " pélagonien" emballé dans les serpentines.

Fig. 76. La zone des mélanges dans les écailles occidentales (région de Polydendri).

- 1) Roches vertes. Ia : mélange conglomératique et bréchique cohérent constitué par des blocs apparemment roulés de calcaires (ici à Rudistes), de dolérites et de pyroxénites; Ib: ophiolites serpentinisées de couleur vert-pâle.
- 2) Schistes rouges du Flysch emballés dans les ophiolites.
- 3) Calcaires à Orbitolines ou à Rudistes.
- 4) Calcaires schisteux d'origine inconnue (azoïque).

Fig. 77. Croquis panoramique de la rive gauche de l'Haliakmon sous le village d'Assomata, dessiné du sommet de la colline qui surplombe le monastère de Moni-Podromou (rive droite).

A gauche et au premier plan à droite : série des écailles occidentales.

Au centre: front de la première écaille broyée.

- 1) Serpentines.
- 2) Calcaires à Orbitolines et Polypiers.
- 3) Calcaires à Rudistes.
- 4) Flysch schisto-gréseux maestrichtien.

crétacée et tertiaire de la zone pélagonienne plongent régulièrement sous les premières écailles occidentales de la zone du Vardar. Cette chute, tectonique mais également morphologique (ligne presque droite du Vermion jusqu'à l'Olympe) est particulièrement nette dans les basses Piéria où l'on remarque une tendance au chevauchement de la zone pélagonienne par la zone du Vardar, chevauchement qui ne se développe pas en nappe, comme c'est le cas plus au N-W (Vermion). Au S de l'Olympe, les rapports sont beaucoup plus complexes, la zone des Mélanges située à cheval sur la zone pélagonienne et la zone du Vardar oblitérant les structures propres.

E) CONCLUSIONS.

Dans la chaîne des basses Piéria, s'observent donc, à l'arrière de la flexure pélagonienne 2 zones d'écailles.

Les écailles occidentales, à l'avant, chevauchant la zone pélagonienne vers l'Ouest (les calcaires à Rudistes au Nord, le Flysch au Sud); les séries sont décollées au niveau des serpentines, épaisses là où elles chevauchent le Flysch(au Sud), réduites là où elles sont en contact avec les calcaires(au Nord). Ces écailles à matériel compétent- rappelons la prédominance des calcaires- sont violemment comprimées, serrées, subverticales mais légèrement déversées

vers l'Ouest; à l'intérieur de ces écaïlles, le niveau chevauché est généralement le plus récent (Flysch) le niveau chevauchant le plus ancien (Ophiolites).

Les écaïlles orientales, à l'arrière, chevauchant les écaïlles occidentales au Nord et même la zone pélagonienne au Sud. Elles sont constituées par des sédiments où dominant le Flysch et les serpentines (plus plastiques), et sont par conséquent affectées par une tectonique tangentielle plus souple (écaïlles déversées vers l'Ouest).

Tous les accidents principaux ont la même direction: NW-SE (direction dinarique). Les plis sont en général simples, isoclinaux, à pendage Est. Les écaïlles de la marge occidentale de la zone du Vardar s.l. peuvent être considérées comme para-autochtones et l'on peut admettre qu'il n'y a pas eu de décollements importants.

Enfin, à cette tectonique tangentielle vers l'Ouest, se superposeraient des translations longitudinales qui prennent en écharpe les différentes zones de faciès et d'accidents et causeraient un broyage intense oblitérant les structures premières. Cette tectonique chaotique est probablement à mettre en relation avec des mouvements d'ensemble à l'échelle de la chaîne.

C H A P I T R E 5

T E C T O N I Q U E

(fin)

CONCLUSIONS: L'OLYMPE DANS LE CADRE DES ZONES TECTONIQUES
DES HELLENIDES.

En dernière analyse, l'étude tectonique de la région de l'Olympe permet donc de distinguer :

1. une nappe de fond pélagonienne charriée vers l'Ouest;
2. une fenêtre tectonique (l'Olympe) réapparaissant sous ce chevauchement;
3. une série d'écailles, à l'Est, chevauchant la zone pélagonienne orientale et qui appartiennent à la zone du Vardar.

L'originalité de l'Olympe, décelée au cours de l'étude stratigraphique, se retrouve donc dans sa structure. L'Olympe consistant nous venons de le voir- en un vaste anticlinal dissymétrique fermé de toutes parts. Sur son pourtour (excepté au N-E où le contact est difficile à étudier), ses calcaires plongent régulièrement SOUS les formations de la zone pélagonienne (gneiss, micaschistes, marbres etc...). Une bande mylonitisée qui peut dépasser 1 km de

large jalonne le contact ouest sur plus de 10 km. L'Olympe se présente donc comme une FENETRE TECTONIQUE et les roches qui s'y trouvent, ne peuvent représenter la couverture pélagonienne comme cela était admis implicitement.

On est (au contraire) conduit à admettre que l'Olympe appartient à une zone plus externe réapparaissant sous une puissante nappe de charriage constituée par les formations cristallines et cristallophylliennes et les formations mésozoïques de la zone pélagonienne, bref, sous une nappe de socle.

Cette explication, seule, rend compte des particularités stratigraphiques de l'Olympe dans le cadre des zones isopiques de la Péninsule hellénique.

Malgré l'importance du déplacement (plus de 150 km) cette nouvelle conception n'est pas incompatible avec ce que l'on sait de la structure des Hellénides.

Plus à l'Ouest, les zones situées sur le bord externe de la zone pélagonienne (zones subpélagonienne, du Parnasse et du Pinde) ont été poussées vers l'Ouest en un système d'écaillés et de nappes dont on ne pouvait jusqu'à présent évaluer la portée réelle. Ce sont d'Ouest en Est :

1. la nappe du Pinde, décollée à la base du Trias supérieur et charriée sur l'anticlinal autochtone du Gavrovo;
2. la nappe du Parnasse-Kiona, décollée également à la base du Trias supérieur et charriée sur la nappe du Pinde;

3. la nappe subpélagonienne, décollée à la base des ophiolites jurassiques et charriée sur la nappe du Pinde au Nord, la nappe du Parnasse-Kiona au Sud.

De toute évidence, ces trois chevauchements sont dus à une forte poussée de la part du Géanticlinal pélagonien situé plus à l'Est.

Bien avant la découverte de la position en fenêtre de l'Olympe tous les auteurs étaient d'accord sur ce point. J.H.Brunn écrit en 1948 (C.R.Ac.Sc.Paris, t.226,p.1461): " Cette sorte de batho-
lithe (enracinement des ophiolites) ...décollé par les grandes
poussées tertiaires...se serait déplacé, probablement vers le Sud-
Ouest, en bloc avec le massif pélagonien, transmettant vers la
zone dinarique externe les poussées qui ont donné lieu aux plis et
aux charriages intenses de cette zone". Puis en 1956, il écrit en-
core (Thèse p. 268) : (la cicatrice ophiolitique sous le sillon
mésophellénique) ... " lors des mouvements de la fin de l'Eocène,
...avait déjà été entraînée par la surrection du massif pélagonien
et avait subi une importante érosion au cours de l'Eocène; aussi
transmit-elle dès lors, comme un bélier, les poussées provenant de
l'intérieur de la chaîne".

Mais, la présence du puissant socle cristalloyllien, armature rigide de la zone pélagonienne, portait à penser que celle -ci s'était déplacée comme un bloc avec son tréfonds.

La position de l'Olympe en fenêtre prouve au contraire un décollement: les schistes cristallins, séparés de leur soubassement, auraient été charriés par dessus une partie des zones externes.

L'importance du déplacement tangentiel est donc considérable surtout dans les régions frontales de l'Olympe (là où d'ailleurs les ophiolites sont les plus épaisses et où elles chevauchent le plus loin vers l'Ouest (fig. 78).

AGE DE LA MISE EN PLACE DE LA NAPPE PELAGONIENNE.

Rappelons que :

le charriage frontal du Pinde sur le Gavrovo est infra ou post oligocène (il chevauche le Flysch du Gavrovo à microfaune rupélienne, Aubouin J. , 1959 , p. 446) ;

le charriage du Parnasse-Kiona est éocène supérieur-oligocène car les niveaux lutétiens du Flysch sont impliqués dans les mouvements P. Celet , 1962 , p. 427;

le charriage subpélagonien date de l'Eocène supérieur comme le prouvent d'une part la présence de conglomérats à galets subpélagoniens et pindiques à la base du Flysch du Gavrovo (Aubouin., 1959, p. 446) et d'autre part la discordance du Sannoisien non plissé dans le sillon méso-hellénique (Brunn J.H., 1956, p. 174).

Fig. 78 . Carte des zones isopiques et tectoniques
dans la péninsule hellénique.

Pa : zone préapulienne (ou de Paxos); I : zone
ionienne ; G : zone du Gavrovo ; G-Tr : zone de
Gavrovo-Tripolitza (en Péloponnèse) ; Pi: zone du
Pinde ; Par : zone du Parnasse ; Sp: zone subpéla-
gonienne ; Pé : zone pélagonienne ; V : zone du
Vardar ; R : zone du Rhodope .

A : Athènes ; T : Thessalonique .

Or la série de l'Olympe se termine par des calcaires à Nummulites et un Flysch d'âge éocène qui ont participé aux plissements. Ce fait nous oblige à situer la phase orogénique majeure au plus tôt dans l'Eocène moyen.

Enfin, on sait depuis longtemps que de l'Eocène marin est connu au N-E de la ride pélagonienne, dans le sillon du Vardar(Bourcart J. , 1919, Mercier J. 1960). Il s'agit - d'après les deux auteurs précédents- d'une formation molassique typique, détritique, transgressive et discordante sur les terrains antérieurs plissés. Les niveaux inférieurs paraissent être d'âge au-versien-bartonien.

Donc la mise en place de la nappe pélagonienne serait post Eocène moyen et anté Bartonien à l'Est, anté Sannoisien à l'Ouest. Ainsi la présence de l'Eocène sous le charriage pélagonien réduit beaucoup le décalage de temps entre le début et la fin de l'orogénèse majeure. Dès lors, il s'agit simplement de la progression d'une même nappe se déplaçant tout d'un bloc de l'arrière du massif pélagonien jusqu'au Gavrovo, en sorte qu'il n'existe plus qu'un léger retard entre les arrivées successives sur l'Olympe, le Pinde et le Gavrovo.

J.H. Brunn avait d'ailleurs noté (1957, p. 317, note infra-paginale) un tel retard entre l'arrivée de la nappe du Pinde sur la zone de Tymphé et la transgression dans le sillon méso-hellénique.

La nappe de fond pélagonienne s'est donc déplacée sur les zones externes, rapidement, à la faveur d'une sorte de faille plate subhorizontale reployée par la suite en anticlinal; ce dernier mouvement a permis la percée de l'Olympe en fenêtre.

L'OLYMPE DANS LE CADRE DES HELLENIDES ET LES DINARIDES.

Le Parnasse disparaît vers le Nord, mais des faciès analogues réapparaissent en Yougoslavie- au delà de la transversale de Scutari Pec- dans le Haut-Karst et le Durmitor. Selon F. Kossmat (1924) cette disparition peut être paléogéographique ou tectonique. La découverte de la fenêtre de l'Olympe milite en faveur de la seconde hypothèse. L'Olympe représenterait la réapparition anticlinale d'une zone isopique plus externe couverte par la nappe pélagonienne.

Mais jusqu'à présent, la fenêtre de l'Olympe constitue la seule indication d'un tel charriage. Bien que cette translation paraisse vraisemblable à l'examen des schémas d'ensembles des zones tectoniques en Grèce (par exemple du fait de la terminaison en biseau vers le N du Parnasse, fig. 78), il faut souhaiter que d'autres observations (notamment sur le front des chevauchements) viennent en confirmer la réalité.

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

LISTE DES ABREVIATIONS

Ac. Serbe Sc.	Académie Serbe des Sciences (Belgrade) .
Ann. Géogr.	Annales de Géographie.(Paris).
Ann. géol. Pays helléniques	Annales géologiques des Pays helléniques. (Athènes).
Ann. Soc. géol. Nord	Annales de la Société géologique du Nord. (Lille).
Bull. Comm. Géol. Finlande	Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande.(Helsinki).
Bull. Inst. Géol. Rép. Mac.	Bulletin de l'Institut Géologique de la République de Macédoine(Skopje).
Bull. Serv. Inf. Géol.,B.R.G.M.	Bulletin du Service d'Information Géolo- gique du Bureau de Recherches Géolo- logiques et Minières.(Paris).
Bull. Serv. Carte Géol. France	Bulletin du Service de la Carte Géologi- que de la France.(Paris).
Bull.Soc.Hist.Nat.de Toulouse	Bulletin de la Société d'Histoires Natu- relles de Toulouse (Toulouse).
B.S.G.F.	Bulletin de la Société Géologique de France.(Paris).
C.R.Ac.Sc.	Comptes-rendus de l'Académie des Sciences (Paris).
C.R. Congr. Géol. Intern.	Comptes-rendus du Congrès Géologique International.
C.R. somm. Soc. Géol. France	Comptes-rendus sommaires de la Société Géologique de France.(Paris).

Denk. Akad. Wiss. Wien	Denkschriften der Kaiserlicher Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse (Wien).
Ecl. Geol. Helv.	Eclogae Geologicae Helvetiae. (Lausanne).
Geol. en Mijnb.	Geologie en Mijnbouw ('s-Gravenhage , Hollande).
Geol. Mag.	Geological Magazine (Hertford, Herts - Grande Bretagne).
Geol. Rundschau	Geologische Rundschau (Stuttgart).
Geol. Soc. London Quart. Journ.	Geological Society of London Quarterly Journal.
Jahrb. Geol. R.A.	Jahrbuch Geologischen Reichsanstalt (Wien).
Jahrb. Geol. Bundesanstalt	Jahrbuch Geologischen Bundesanstalt (Wien).
Jber-Osterreich	Jahresbericht der Osterreich (Wien).
Journ. Geol.	Journal of Geology (Chicago).
Inst. Geol. Sub. Res.	Institute for Geology and Subsurface Research (Athènes).
Leidse Geol. Meded.	Leidse Geologische Mededelingen (Leiden - Hollande).
Mém. Exp. Carte Géol. dét. France	Mémoire pour servir à l'Explication de la Carte Géologique détaillée de la France (Paris).
Mém. Soc. Géol. Belgique	Mémoire de la Société Géologique de Belgique (Liège).
Neues Jahr f. Min. etc...	Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie (Stuttgart).

Prag. Akad. Athinon	Pragmateiai tis Akadimias Athinon (Athènes).
P.A.A.	Praktika Akadimias Athinon (Athènes).
Revue Géogr. phys. Géol. dyn.	Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (Paris).
Sitz. Akad. Wiss. Wien	Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse (Wien).
Sitz. Berg-preuss. Akad. Wiss.	Sitzungen der Berg-preussischen Akademie der Wissenschaften . Physikalische - Mathematische Klasse (Berlin).
Trans. Roy. Soc. Edimburgh	Transactions of the Royal Society of Edimburgh.
Verh. Oster. Geol. Reichsanst.	Verhandlungen der Osterreichischen Geologischen Reichsanstalt (Wien).
Zeit. Deutsch. Geol. Ges.	Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Berlin).
Zeit. Ges. Erdkunde	Zeitschrift der Gesellschaft für Erd- - kunde (Berlin).
Zentralb. f. Min.	Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie (Stuttgart).

I) REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES REGIONALES

- ANTONOVIC A. (1952).- Les minerais sédimentaires de fer en Macédoine et dans les terrains voisins. Bull. Inst. Geol. Rep. Mac., (3), p. 129-156, Skopje.
- ARSOVSKI M. (1959).- Tektonik des pelagonischen Horstantiklinorium und dessen Beziehung zur Vardar-Zone. Bull. Inst. Geol. Rep. Mac., (7), p. 63, Skopje.
- AUBOUIN J. (1955).- Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Epire (Grèce). B.S.G.F., (6), V , p. 143-154.
- AUBOUIN J. (1957 a).- Essai de corrélation stratigraphique en Grèce occidentale. B.S.G.F. , (6) , VII , p. 281-304.
- AUBOUIN J. (1957 b).- Un profil tectonique d'ensemble de la Grèce septentrionale moyenne. Ibid., (6) , VII , p. 1135-1155.
- AUBOUIN J. (1958).- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides. Ibid., (6), VIII , p. 731-748.
- AUBOUIN J. (1959 a).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie.
(Ire thèse, Paris , 1958) Ann. Geol. Pays helléniques, t. X, p. I - 483.

- AUBOUIN J. (1959 b).- Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale (2 ème thèse, Paris, 1958). Ibid., t. X , p. 487-525.
- AUBOUIN J. (1959 c).- A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. Revue Géogr. phys. Géol. dyn. (II) , 2 , p. 135-188.
- AUBOUIN J. (1960).- Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin . B.S.G.F., (7) , II , p. 487-526.
- AUBOUIN J. (1961 a et b).- Propos sur l'orogénèse. Bull. Serv. Inf. Géol., B.R.G.M., (LII), p. 1-21, (LIII), p. 3-24.
- AUBOUIN J. (1961 c).- Propos sur les géosynclinaux B.S.G.F., (7), III , p. 629-702.
- AUBOUIN J. (1963).- Esquisse paléogéographique des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. Géol. Rundschau , t. III, 2 , p. 480-534.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P. (1958).- Les massifs du Klokova et du Varassova (Akarnanie) Ann. géol. Pays helléniques, t. IX , p. 256-259.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., DERCOURT J., GODFRIAUX I., MERCIER J., LYS M., MARIE P., NEUMANN M., SIGAL J. et SORNAY J. (1960).- Le Crétacé supérieur en Grèce. B.S.G.F., (7), II , p. 452-470.

AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I. et
MERCIER J. (1960).- Données nouvelles sur la géologie de la Grèce.
C.R. XXIe Congr. Géol. Intern. Copenhague , p. 94.

AUBOUIN J., GUERNET C. (1963).- Sur la stratigraphie et la tectoni-
que de l'Eubée moyenne (Grèce). B.S.G.F., (7) , V , p. 821-
827.

BAILEY, E.B. et Mc CALLIEN W.J. (1953).- Serpentine lavas, the
" Ankara Melange " and the anatolian thrust. Trans. Roy. Soc.
Edinburgh , 42 , II , p. 403-443.

BITTNER A., NEUMAYR M., TELLER F. (1876).- Geologische Arbeiten in O-
rient. Verh. Oster. Geol. Reichsanst., p. 219-227.

BITTNER A., NEUMAYR M., TELLER F. (1880).- Überblick über die
geologischen Verhältnisse eines Teiles der ägäischen Küsten-
lander. Denk. Akad. Wiss., Wien , XL , p. 379-415.

BLUMENTHAL M. (1931) .- Ueber den tektonischen Verband osthelleni-
scher Gebirge Ecl. Geol. Helv., XXIV , p. 347-372.

BOURCART J. (1919 a).- Note préliminaire sur les terrains sédimen-
taires de la région de Salonique. C.R. somm. Soc. Geol. France,
p. 77-79.

BOURCART J. (1919 b).- Sur la découverte du Priabonien dans la
région de Salonique.
C.R. Ac. Sc., 28 avril 1919 , t. 168 , p. 855.

- BOURCART J. (1922).- Les confins albanais administrés par la France. Delagrave, Paris.
- BOURCART J. (1926).- Nouvelles observations sur la structure des Dinarides adriatiques. C.R. XIVE Congr. Géol. Intern. Madrid, 1929 , p. 1899-1933.
- BRUNN J.H. (1938).- Sur l'Oligocène du Pinde septentrional (Grèce). C.R. Somm. Soc. Géol. France, p. 186-188.
- BRUNN J.H.(1939).- Nouvelles observations sur la bordure SW du sillon albano-thessalien en Grèce. C.R.Ac.Sc., t. 208, p.1325-1327.
- BRUNN J.H. (1940 a).- Sur les roches basiques du Pinde et de la Macédoine occidentale. C.R. Ac.Sc., t. 210, p. 109-111.
- BRUNN J.H. (1940 b).- Conditions de gisement des roches basiques en Macédoine occidentale . C.R. Ac.Sc., t. 210 , p. 735.
- BRUNN J.H. (1943).- Note préliminaire sur la présence de roches volcaniques dans le complexe des roches vertes du Pinde. Ann. géol. Pays helléniques, t. I , p. 97-103.
- BRUNN J.H. (1950).- Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et conditions de mise en place des Ophiolites. (Roches vertes). C.R. Ac.Sc., t. 230, p. 988.
- BRUNN J.H. (1954).- Les éruptions ophiolitiques dans le Nord-Ouest de la Grèce et leurs rapports avec l'Orogénèse. C.R. XIXe Congr. Géol. Intern., Alger 1952, sect. XV, fasc. XVIIp.19-27.

- BRUNN J.H. (1956).- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Ann. géol. Pays helléniques (thèse, Paris 1955), t. VII, p. 358.
- BRUNN J.H. (1957).- Mouvements verticaux et translations dans le couple axe ancien-sillon orogène de la Grèce septentrionale. B.S.G.F., (6) , VII , p. 305-325.
- BRUNN J.H. (1959).- Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce (note préliminaire). C.R. somm. Soc. Géol. France , p. 138.
- BRUNN J.H. (1960).- Les zones helléniques internes et leur extension B.S.G.F., (7), II , p. 470-486.
- BRUNN J.H. (1961 a).- Origine et localisation de l'énergie de la granitisation. C.R. Ac. Sc., t. 252 , p. 3470-3472.
- BRUNN J.H. (1961 b).- Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. Revue Geogr. phys. Geol. dyn. (II), 4 , fasc. 2 et 3 , p. 89-96 et p. 181-202.
- CIRIC B. (1960).- Sur un magmatisme jeune dans les Dinarides externes en Yougoslavie B.S.G.F. , (7), II, p. 381-387.
- CELET P. (1957).- Recherches géologiques préliminaires dans le massif du Parnasse (Grèce). B.S.G.F., (6), VII, p. 571-583.

- CELET P. (1961).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale.(thèse, Lille). Ann. géol. Pays helléniques t. XII , Athènes.
- CELET P. (1963).- Extension de la zone du Parnasse en Grèce méridionale (Stratigraphie). Ann. Soc. Géol. Nord , LXXXIII, p. 275-280.
- CERVENJAKZ. , FERRARA G., TONGIORGI E. (1963).- Nature, mars 1963, p. 893.
- CVIJIC J. (1900).- L'époque glaciaire dans la Péninsule balkanique Ann. Geogr., IX , p. 364.
- CVIJIC J. (1903).- Atlas géologique de la Macédoine et de la vieille Serbie. Edit. de l'Académie des Sciences, Belgrade.
- CVIJIC J. (1903).- Die Tektonik der Balkanhalbinsel. C.R. XI Congr. Géol. Intern. Wien , p. 347-370.
- CVIJIC J. (1908).- Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. Petermann's Mitteilungen , Ergänzungsheft 162, Gotha, 392 p.
- CVIJIC J. (1911).- L'ancien lac égéen . Ann. Geogr., XX , p. 223-259.
- CVIJIC J. (1917).- L'époque glaciaire de la Péninsule balkanique Ann. Géogr. , XXVI, p. 189-218 et p. 273-290.

- DELEON G., GOJKOVIC S., VUKSAKOVIC M. (1961).- III ème Geologen Congress Jugoslavier in Budva.
- DEPRAT J. (1903).- Note préliminaire sur la géologie de l'île d' Eubée. B.S.G.F. , (4), III , p. 229-243.
- DEPRAT J. (1904).- Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Thèse in 8°, Besançon.
- DEPRAT J. (1904).- Note sur la géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egée. B.S.G.F., (4), IV , p. 299-338.
- DERCOURT J. (1960).- Sur la géologie du Péloponèse septentrional. Données sur les racines de la nappe de l'Olonos. Région de Dervenachia (Province d'Argolide).
Revue Géogr. phys. Géol. dyn., II , 3 , fasc. 3 , p. 133-138.
- DERCOURT J. (1960).- Esquisse géologique du Nord Péloponèse .
B.S.G.F., (7), II , p. 415-426.
- DERCOURT J. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Péloponèse .
Terminaison paléogéographique du haut-fond du Parnasse.
B.S.G.F., (7), IV, p. 340-355.
- DIMITROV S. (1958).- Uber die alpidische Regionalmetamorphose und ihre beziehungen zu der Tektonik und dem Magmatismus in Südostbulgarien.
Geologie Jg., VII , H. 3-6, p. 237-860.

- DIMITROV S. (1959).- Kurze Uebersicht der metamorphen Komplex in Bulgarien.
Freiberger Forschungheft , LVII , p. 62-72.
- ERDMANNSDORFER O.H. (1920). Uber metamorphose Gesteine in Mazedonien.
Sitz. Berg. preuss. Wiss., Wien , XXXII , p. 576-583.
- ERDMANNSDORFER O.H. , LEBLING , LEUCHS (1925).- Sud-Ost Mazedonien und Kleinasien. Die Kriegsschauplatze 1914-1918, Geol. dargestellt , XIII , 7 cartes , 17 fig.
- ERDMANNSDORFER, LEBLING, LEUCHS, OSWALD, WURM (1925). - Süd-Ost mazedonien und Kleinasien . Die Kriegsschauplätze 1914-1918, Geol. dargestellt , XIV , Berlin.
- FREYBERG B. (1940).- Die Braun -Kohlenlagerstätten von Moscopotamos bei Katerini. Ann. Geol. Pays helléniques , Ière série , III, p. 22-31.
- GANSSEER A. (1955).- New aspects of the geology of Central Iran .
IV World Petrol Congr., Rome, I/A/5.
- GANSSEER A. (1959).- Ausseralpine ophiolith problem. Ecl. Geol. Helv., LII , p. 659-679.
- GEORGIADIS A. (1937).- Contribution à l'étude du cristallophyllien du Pélion (Thessalie). P.A.A., XII , p. 60-70.
- GEORGIADIS A. (1954).- Contribution à l'étude des granites de la Grèce du Nord. P.A.A., XXIX , p. 326-336.

- GEORGIADES A. (1958).- Note sur les gneiss de la région de Castania dans le Vermion et ceux de l'Elasson.
P.A.A., XXXIII , p . 270-275.
- GODFRIAUX I. (1958).- Note préliminaire sur la géologie des Piéria (région de l'Olympe, Grèce). C.R. somm. Soc. Geol. France , p. 242-245.
- GODFRIAUX I. (1962 a).- Sur la présence de l'Eocène dans les calcaires de l'Olympe. B.S.G.F., (7), p. 49-54.
- GODFRIAUX I. (1962 b).- L'Olympe: une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes.
C.R. Ac. Sc., t. 255 , p. 1761.
- GODFRIAUX I. (1964 a).- Sur le métamorphisme de la zone pélagonienne orientale (Région de l'Olympe-Grèce) B.S.G.F. (sous-presse).
- GODFRIAUX I. -(1964 b).- Etude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie Grèce). Ann. Soc. Geol. Nord , Lille (sous-presse).
- GODFRIAUX I.,MERCIER J. (1964).- Essai de comparaison des massifs Thessaliens et macédoniens. Ann. Soc. Geol. Nord, Lille , (sous-presse).
- HARALAMBOUS D. (1961).- Geological and Physiogeographical bibliography of Greece. Inst. Geol. Sub. Res., Athens.
- HILBER V. (1894).- Geologische Reise in Nord Griechenland und Make-donien (1893-1894). Sitz. Akad. Wiss. , Wien , CIII , p. 575-600 et 616-623.

- HILBER V. (1901).- Geologische Reisen in Nordgriechenland und Makedonien (1899-1900).
Sitz . Akad. Wiss., Wien, CX , p. 171-182.
- HILBER V.,IPPEN J.A.(1903).- Gesteine aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. Neues Jahr. f. Min. etc....
XVIII , p. 1-56.
- IZMAYLOV N. (1959).- Les traits principaux de la tectonique de la Macédoine. Bull. Inst. Géol. Rep. Mac. , 7 , p. 27-36,Skopje.
- JARANOFF D. (1938).- La géologie du massif du Rhodope et son importance à propos de la tectonique de la péninsule balkanique. Revue Géogr. phys. Géol. dyn.,(I) ,XI,p.131-143.
- JARANOFF D. (1960).- Tectonique de la Bulgarie.
I vol. Sofia , Technica éd.
- KARAGEORGIOU E. (1951).- Kosani, Sarandaporou, Elason , lignitiferos basins. Inst. Geol. Sub. Res.,II, 34-36.
- KOBER L. (1929).- Die Grossgliederung der Dinariden.
Zentralbl. f. Min., B , p. 426-437.
- KOBER L. (1931).- Das Alpine Europa.Bornträger. Berlin.
- KOBER L. (1952).- Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens.
Ac. Serbe. Sc. , 189 , n°3.

- KOSSMAT F. (1924).- Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.
Die Kriegsschauplätze 1914-1918 , geol. dargestellt , Berlin.
Borntraeger , XII , 198 p.
- MARAVELAKIS M. (1940).- Die Erdbeben von Katerini (Griechenland)
im Februar 1940. Beiträge zur Erdbebenkunde des Ausserdentschen
Europa.
- MARINOS G. (1957).- Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische
Zonen. Geol. Rundschau , XLVI , 2 , p. 421-426.
- MARINOS G., REICHEL M. (1958).- The fossiliferous Permian in
Eastern Continental Greece and Euboea . Inst. Geol. Sub.
Res. , 8, p. 1-16.
- MEDWENITSCH W. (1956).- Zur geologie Vardarisch Makedoniens
(Jugoslavien) zum Problem der Pelagoniden. Sitz. Akad.Wiss.
Wien , CLXV , I , 4 et 5, p. 397-473.
- MEDWENITSCH W. (1961).- Die Metamorphiden in den Dinariden
Jugoslaviens. Freiberg Forsch. CII, p. 48-66.
- MERCIER J. (1959).- Remarque sur la bordure occidentale de la zone
du Vardar en Macédoine grecque (note préliminaire).
C.R. somm. Soc. Geol. France, p. 231-233.
- MERCIER J. (1960).- Sur la géologie de la Macédoine occidentale.
Remarques sur l'Eocène transgressif de Chorighi . Ann. géol.
Pays helléniques, t. XI, p. 313-320.

- MERCIER J. (1960).- Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. B.S.G.F., (7), II, p. 435-449.
- MERCIER J. (1961).- Sur l'âge des ophiolites en Macédoine centrale. C.R. somm. Soc. Geol. France, 10 ,p. 281.
- NEUMAYR M. (1876).- Das Schiefergebirge der Halbinsel Chalkidike und der thessalischen Olymp. Jahrb. Geol. R.A.,XXVI, p. 249-260.
- NEUMAYR M. (1878).- Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenland. Denk. Akad. Wiss., Wien , XL , p. 91-128.
- NEUMAYR M. (1879).- Geologische Beobachtungen im Gebiete des thessalischen Olymps. Denk. Akad. Wiss. Wien.,X L , p. 315-320.
- NOPCSA F. (1921).- Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rundschau,XII,p. 1-19.
- NOPCSA F. (1928).- Zur Tektonik der Dinariden. Zentralb. f. Min. etc...,p. 434-438.
- NOWACK E.(1922).- Beiträge zur Geologie von Albanien. I-IV , Neues Jahr . f. Min. Stuttgart.
- PAECKELMANN W. (1939).- Ergebnisse einer Reise nach Chios. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., XCI , p. 341-376.

- PAPASTAMATIOU J. (1952).- Geological survey on the Ptolemaïa lignite basin. Inst. Geol. Sub. Res., Athènes, XI , p. 51-95.
- PHILIPPSON A. (1904).- Ueber den Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland . IXè Congr. Geol. Intern., Wien, p. 371-382.
- RENZ VON C. (1940).- Die Tektonik der Griechischen Gebirge. Prag. Akad. Athinon, t. 8.
- RENZ VON C., REICHEL M. (1946).- Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im Griechischen Gebirgssystem. Ecl. Geol. Helv., XXXVIII , 2 , p. 211-313.
- RENZ VON C., LIATSIKAS N., PARASKEVAIDIS I. (1954).- Carte géologique de la Grèce au 500.000 ème Inst. Geol. Sub. Res. Athènes.
- RENZ VON C. (1955).- Die vor neogene Stratigraphie der normalmentären Formationen Griechenlands Mem. Inst. Geol. Sub. Res. Athènes , 637 p.
- TELLER F. (1879).- Geologische Beschreibung des südöstlichen Thessalien Denk. Akad. Wiss. ,Wien, XL , p. 183-208.
- TOULA F. (1882).- Geologische Übersichtskarte der Balkanhalbinsel Jahrb. Geol. R.A. , XXVIII , p. 361-369.
- TOULA F. (1904).- Übersicht über die geologische Literatur der Balkanhalbinsel , mit Morea des Archipels mit Kreta und Cypern.

der Halbinsel Anatolien, Syriens und Palestinas. C.R.
XIè Congr. Geol. Intern. Wien.

TRIKKALINOS J. (1955).- Beiträge zur Erforschung des tektonischen
Baues Griechenlands. Über das Alter der metamorphen Gesteine
Attikas. Ann. géol. Pays helléniques, t. VI , p. 193-198.

TRIKKALINOS J. (1958).- Beiträge zur Erforschung des tektonischen
Baues Griechenlands. Über das Vorkommen von karbonischen
Schichten und Tuffen im Parnes-Kithärongebirge die diskordant
auf dem kristallinen Grundgebirge liegen.
Ann. géol. Pays helléniques , t. IX , p. 225-249.

WICHE K.(1956).- Beitrag zur morphologie des Thessalischen Olymp.
Geogr. Jbr. Osterreich, XXVI , p. 25-40.

II. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES GENERALES

- ARBENZ P. (1919).- Problem der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. Heim Festschrift. Vierteljahrsch.d. Natf. Ges. Zürich, LXIV , I-2 , p. 246-275.
- BARTH T.F.W. (1952).-Theoretical Petrology . Wiley, New York .
- BOURGUIGNON P. (1950-1951).- Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. Mem. Soc. Geol. Belgique , t. LXXIV , fasc. 3 , p. 106-200.
- CALLIERE S.,MICHARD A. (1962).- Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. 87ème Congrès de Sociétés Savantes, p. 567-571.
- CAYEUX L. (1924).- La question des jaspes à Radiolaires du point de vue bathymétrique.
C.R. somm. Soc. Géol. France , p. II.
- GEZE B. (1949).- La dolomitisation des calcaires de la Montagne Noire et des Causses. Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse, t. LXXXIV, 1er et 2ème trimestre , p. 113-128.
- CHATTERJEE N.D.(1961).- The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland-Italy. Geol. Rundschau , LI, p. 1-72.

COGNE J. (1960).- Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale.
B.S.G.F., (7), II, p. 213-226.

COGNE J. (1962).- Le Brioverien. Esquisse des caractères stratigraphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le massif armoricain.
B.S.G.F., (7), IV , p. 413-430.

DEER, HOWIE AND ZUSSMAN (1962),- Rock forming minerals.5 tomes.
Longmans.

ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de la Vanoise.
Mém. Expl. Carte Geol. dét. France, Imprimerie Nationale
Paris.

ESKOLA P. (1932).- On the principles of metamorphic differentiation
Bull. Comm. Geol. Finlande, n° 97.

ESKOLA P. (1939).- Die Entstehung der Gesteine. (Barth, Correns, Eskola),
Springer , Berlin.

ESKOLA P. (1958).- The nature of metasomatism in the processes of
granitization .18ème Congr. Geol. Intern. Great Britain,
III, p. 5-13.

ESKOLA P. (1960).- Granitenstehung bei Orogenese und Epirogenese.
Geol. Rundschau, 50 , p. 105-123.

GRUBENMANN D., NIGGLI P. (1924).- Die Gesteinmetamorphose.
Borntraeger Berlin.

HARKER A. (1932).- Metamorphism, Methuen London.

JUNG J. (1928).- Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes
d'Alsace. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 2.

JUNG J. (1946).- Géologie de l'Auvergne. Mém. Expl. Carte Géol.
dét. France.

JUNG J. et ROQUES M. (1952).- Introduction à l'étude zonéographique
des formations cristallophylliennes.
Bull. Serv. Carte géol. France, t.L , n° 235.

KENNEDY W.R. (1949).- Zones of progressive regional metamorphism
in the Moine schists of the western Highlands of Scotland.
Geol. Mag., LXXXVI , p. 43-56.

LINDGREN W. (1933).- Mineral deposits. Mc. Graw Hill, New York .

MICHARD A. (1962).- Sur quelques aspects de la zonéographie alpine
dans les Alpes Cottiennes méridionales.
B.S.G.F., (7), IV , p. 477-491.

MICHARD A., VIALON F. (1961).- Gneiss, marbres, prasinites en coussins
et polymétamorphisme dans la partie sud-occidentale du massif
Dora-Moira , B.S.G.F., (7) , III , p. 345-354.

- MICHEL R. (1953).- Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes).
Sciences Terre , Nancy,(I) , n° 3 et 4 , 290 p.
- NIGGLI P. (1924).- Die Gesteinmetamorphose , Borntraeger , Berlin.
- RICOUR J. (1960).- Contribution à une révision du Trias français.
Mém. Expl. Carte Geol. dét. France. Thèse Paris.
- RIVIERE A. (1939).- Sur la dolomitisation des sédiments calcaires.
C.R, Ac. Sc. , t. 209, p. 597-599.
- ROEVER W.P. de (1956).- Some difference between post-paleozoic and older regional metamorphism. Geol. en Mijnb., n. ser.Jrg I8, p. I23-I27.
- ROQUES M. (1941).-Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. Mém. Expl. Carte géol. dét. France.
- SEDERHOLM J.J. (1934).- On Migmatites and associated Precambrian rocks of southern Finland.
- STRAKHOV N.M. (1957).- Méthodes d'études des roches sédimentaires. Moscou.
- SUZUKI J. (1930).- Petrological study of the cristalline schist system of Shikoku , Japan . Fac. Sci. Hokkaido, Imp. Univ. Journ. 4 th série, (I), I , p. 27-III.

- TERCIER J. (1939).- Dépôts marins actuels et séries géologiques .
Ecl. Géol. Helv., XXXII , n° 4, p. 47.
- TERCIER J. (1947).- Le Flysch dans la sédimentation alpine.
Ecl. Géol. Helv., XL , n°2 , p. 163-198.
- TILLEY C.E.(1938).- The status of hornblendes in low-grade metamorphic zones of greenschistes. Geol. Mag., LXXV, p. 497-511.
- TILLEY C.E. (1925).- Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland . Géol. Soc. London Quart. Journ., LXXXI , p. 100-112.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1951).- Igneous and metamorphic petrology.
Mc Graw Hill book Company JNC, New-York.
- TYRREL G.W. (1926).- The principles of Petrology. Methuen, London.
- VAN DER PLAS L. (1959).- Petrology of the northern Adula region
(Switzerland). Leidse Geol. Meded., XXIV , p. 418-598.
- VOGT J.H.L. (1923).- The physical chemistry of the crystallization
and pegmatite differentiation of igneous rocks.
Journ. Geol., XXXI , p. 245-246.
- WEGMANN C.E. (1948).- Remarques sur le métamorphisme régional.
Geol. Rundschau, XXXVI, p. 40-48.
- WEGMANN C.E. (1935).- Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau,
XXVI, p. 305-350.

WINKLER H.G.T. (1960).- La génèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. Revue Geogr. phys. Geol. dyn.,III, fasc. 2 , p. 67-73.

WYART J., SEBATIER G. (1959).- Transformation des sédiments argileux sous l'action de l'eau à température et pression élevées. Application du phénomène de granitisation. C.R. Ac.Sc.t.248, p. 3371-3374.

III. BIBLIOGRAPHIE DES PUBLICATIONS RELATIVES
A L'OLYMPE (EXPLORATIONS, VOYAGES, BOTANIQUE,
GEOGRAPHIE).

- BARTH H. (1863).- Reise durch das Innere der Europäischen Türkei.
Berlin, Dietrich Reimer.
- BAUD-BOVY D. (1921).- The montain group of Olympus. The geographical
Journal, LVII , p. 204-231.
- DIAPOULIS C. (1937).- Beitrag zur Kentniss der Waldvegetation des
Olymps und des Pierriagebirges. Fedde's Repertorium specierum
novarum regnii vegetabilis.
- ECKENBERCHER C.V. (1848).- Das Tal Tempe und der Olymp, nach
eigenem Auschanungen und Untersuchungen Bericht über seinem
Vortrag am 5.II.1848. (Monastberichte über die Verhandlungen
der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin (Neue Folge Bd. V.,
p. 183-190).
- FRESHFIELD D.W. (1916).- The summits of Olympus. The geographical
Journal, XLVII , p. 293-297.
- LA GRECE IMMORTELLE (1919).- Conférences. Editions d'Art,
Boissonnas, Genève. Chapitre de D. Baud-Bovy sur l'Olympe.
- HEUZEY L. - (1860).- Le Mont-Olympe et l'Acharnanie. Librairie F.
Didot.

- HYDE W.W. (1912).- Thessalie and the valley of Tempé. Bull.
Geogr. Soc. Philadelphia , 10 , p. 145-166 et p. 199-223.
- ISAMBERT E. (1873).- Itinéraire d'Orient. Paris (Description
de l'escalade de L. Heuzey).
- KURTZ M. (1923).- Le Mont Olympe (Thessalie). Editions V. Attinger
Paris, Neuchatel.
- LOUIS H. (1930).- Morphologie Studien in Süd-West Bulgarien.
Geogr. Abh., H. II , Stuttgart 1930.
- MEADE C.F. (1918).- Mont-Olympus. Alpine Journal, XXXII , 219 ,
p. 326-328.
- PHOUTRIDES A.E., FARQUHAR F.P. (1915).- With the Gods on Mount
Olympus. Scribner's Magazine.
- RICHTER E. (1911).- Meine Erbenisse in der Gefangenschaft am Olymp.
Oscar Born , éditeurs.
- RICHTER E. (1923).- Meine Reisen zum Olymp und meine Gefangenschaft
(mit einer Einführung von M.Kurtz).
Jahrbuch des Schweizer Alpen Club , LVII , Bern.
- SONNINI C.S. (1801).- Voyage en Grèce et en Turquie, 2 vol. Paris
(Olympe, Vol. 2 , chapitre 39.).
- STOJANOFF N. , JORDANOFF D. (1938).- Botanische Studien auf den

thessalischen Olymp. Jahrbuch Universität Sofia Physikalisch,
Matematische Fakultät, XXXIV , 3 , 37 p.

TOZER R.H.F. (1869).- Researchs in the Highlands of Turkey, 2 vol.,
London, John Murray Ed. (Olympe, chapitre I7).

TOZER R.H.F. (1873).- Lectures of the Geography of Greece .
London.

URQUHART D. (1839).- The spirit of the East. London.

L I S T E D E S F I G U R E S

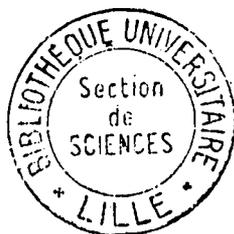
Fig.		pages
I.	Carte géographique simplifiée de la région	8
2.	Esquisse oro-hydrographique de la région de l'Olympe I/ 200.000 environ	13
3.	Carte hypsométrique du massif calcaire de l'Olympe: principaux sommets	14
4.	Schéma géologique très schématique de la région étudiée et des régions voisines (d'après la carte géologique au 500.000 ème de la péninsule hellénique et les cartes géologiques au 200.000 ème de J.H. Brunn et J. Aubouin).	18
5.	Régions étudiées par l'équipe française en Grèce . . .	20
6.	Les zones isopiques dans les Hellénides	24
7.	Tableau stratigraphique simplifié des Hellénides d'après une idée et une figure de J. Aubouin	25
8.	Croquis panoramique de l'Olympe: vue vers l'Est sur les principaux sommets depuis le Steni-Salatouri(2.200 m).	47
9.	Coupe générale dans l'Olympe calcaire	51
10.	Coupe dans la vallée de l'Enipefs, près de Lithochoron	60
11.	Coupe dans la vallée de l'Enipefs, près du Monastère d'A. Diounissiou (termes 3,4 et 5)	64
12.	Coupe dans les termes (6,7,8 et 9) de la formation d'A. Diounissiou, entre la rive droite du Papa Aloni et le Barbalas (terminaison septentrionale de l'Olympe)	72
13.	Coupe près du Refuge du Club Alpin (Kataphighion) passage de la formation d'A. Diounissiou (terme 9) à celle du Mitika (terme 10 et 11).	85
14.	Coupe de la route de Caria à Leptocaria montrant le passage entre la formation d'A. Diounissiou et celle du Mitika.	91

Fig.		pages
15.	Coupe entre le Mitika et le Kitros	93
16.	Croquis panoramique du sommet de l'Olympe	96
17.	Coupe entre la vallée du Xérolaki et celle de l'Itamos	III
18.	Trois coupes dans l'Olympe calcaire	II7
19.	Esquisse stratigraphique de l'Olympe	
20.	Les roches magmatiques, cristallines et cristallophyl- liennes dans la Péninsule hellénique	I30
21.	Position des deux coupes générales à travers les Flambouron	I33
22.	Coupe SN de Livadi à l'Haliakmon	I35
23.	Coupe de Polymilon à A. Giorgianni	I42
24.	Coupe à la sortie du village de Livadi	I55
25.	Croquis pris sur le terrain, schématisant la forme des yeux feldspathiques (terme 3 , figure 24).	I56
26.	Dessin pris sur le terrain des gneiss rubanés	I57
27.	Schéma d'une amygdale feldspathique	I58
28.	Coupe de Mavrozakhi au Melisopetra	I61
29.	Coupe à l'Est de Dhaskion	I63
30.	Coupe au Mesouria-Lakos	I64
31.	Coupe entre Servia et Sarandaporou	I71
32.	Coupe schématique de la zone pélagonienne au niveau du détroit de Kosani	I77
33.	Coupe sur le flanc est du Vermion	I82
34.	Coupe détaillée au Mikri-Pourlia	I83
35.	Coupe sur la route de Caria à Leptocaria	I87
36.	Coupe dans la vallée de l'Haliakmon	207
37.	Coupe près du Kedros. Passage des calcaires à Rudistes au Flysch	215
38.	Coupe près de Polydendri	216
39.	Coupe à l'Est de Polydendri	217

40.	Séries stratigraphiques dans les séries mésozoïques des Flambouron (zone pélagonienne) et des basses Piéria (marge occidentale de la zone du Vardar)...	233
41.	Echelles stratigraphiques en Grèce Continentale	239
42.	Profils hypothétiques aux niveaux de l'Olympe, du Parnasse et en Grèce continentale moyenne -au Trias -	252
43.	Profils hypothétiques au Jurassique supérieur	255
44.	Profils hypothétiques au Crétacé inférieur	256
45.	Diagramme SiO_2 , ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) , ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$) .	279
46.	Microstructures observées dans les gneiss ocellés de Livadi	311
47.	Diagramme (ACF) pour les micaschistes, les amphibolites et les amphiboloschistes	327
48.	Diagramme (A_I CF) pour les gneiss albitiques	328
49.	Diagramme (A_2 CF) pour les gneiss ocellés et les granites	329
50.	Diagramme (A C F)	331
51.	Diagramme (A , MgO , FeO)	333
52.	Diagramme (A C F) pour les roches calco-magnésiennes et potassiques.	336
53.	Diagramme (A , K , F)	339
54.	Diagramme (A C F) pour les roches calco-magnésiennes.	342
55.	Diagramme (A K F) avec $A = \text{Al}_2\text{O}_3$, K = K_2O , F = $\text{FeO} + \text{MgO}$	344
56.	Diagramme al - fm - c	349
57.	Diagramme alc - fm - c	351
58.	Diagramme de Niggli	354
59.	Diagramme al - c - alc	356
60.	Diagramme al , c , alc	358
61.	Les séries des Flambouron et du bas-Olympe-Le métamorphisme	377

Fig.		pages
62.	Croquis tectonique de la région de l'Olympe et de ses piémonts	383
63.	La fenêtre tectonique de l'Olympe . Quelques coupes schématiques sur son pourtour .	391
64.	La fenêtre tectonique de l'Olympe. Etude du contact sur le flanc nord. Coupes au Xeskepasto Ariaki	394
65.	La fenêtre tectonique de l'Olympe Croquis panoramique du flanc nord de l'Olympe, dessiné depuis l'A. Trias à l'Est de Palio Vrontou	395
66.	La fenêtre tectonique de l'Olympe Etude du contact "formations cristallines et cristallophylliennes-calcaires de l'Olympe" sur le flanc nord de l'Olympe	397
67.	La fenêtre tectonique de l'Olympe. Etude du contact sur le flanc occidental de l'Olympe	398
68.	La fenêtre tectonique de l'Olympe. Etude du contact "formations cristallophylliennes-calcaires de l'Olympe" sur le flanc sud de l'Olympe. Croquis panoramique au niveau du Moni Sparmou, dessiné depuis la route qui mène à l'A. Andoniou (altitude 1100 m)	399
69.	La fenêtre tectonique de l'Olympe. Etude du contact sud. Coupes au Moni Sparmou	400
70.	La fenêtre tectonique de l'Olympe. Etude du contact sud. Croquis panoramique depuis la route de Caria à Leptocaria. Vue du chevauchement des formations cristallophylliennes sur les calcaires de la série de l'Olympe	401
71.	La fenêtre tectonique de l'Olympe. Coupe de Kokkinohoma au Karadza (au Nord de Caria). .	402

Fig.		pages
72.	Croquis tectonique de la région des basses Piéria	416
73.	Esquisse géologique de la région des basses Piéria (marge occidentale de la zone du Vardar s.l.)..	418
74.	Coupes sériées dans la région des basses Piéria (marge occidentale de la zone du Vardar s.l.)..	421
75.	La zone des mélanges sur la bordure orientale de la zone pélagonienne (région de Rétini-Elatochori).	424
76.	La zone des mélanges dans les écailles occidentales (région de Polydendri)	424
77.	Croquis panoramique de la rive gauche de l'Haliakmon sous le village d'Assomata, dessiné du sommet de la colline qui surplombe le monastère de Moni-Podromou (rive droite)	424
78.	Carte des zones isopiques et tectoniques dans la Péninsule hellénique	431



FACULTE DES SCIENCES DE LILLE.

Doyens Honoraires : MM. LEFEBVRE, PRUVOST.

Professeurs Honoraires : MM. ARNOULT, BEGHIN, CAU, CHAPELON, CHAUDRON, CORDONNIER, DEHEUVELS, DEHORNE, DOLLE, FLEURY, P. GERMAIN, KOURGANOFF, LAMOTTE, LELONG, Mme LELONG, MM. MAZET, A. MICHEL, NORMANT, PARISELLE, PASCAL, PAUTHENIER, ROIG, ROUBINE, WIEMANN, ZAMANSKY, ROSEAU.

Doyen : M. PARREAU, Professeur de Mathématiques.

Assesseurs : M. DURCHON, Professeur de Zoologie.
M. HEUBEL, Professeur de Chimie Minérale.

Professeurs : MM. BACCHUS , Astronomie
BECART, Physique
BERKER, Mécanique des Fluides
BONNEMAN-BEMIA, Chimie et Physico-Chimie Industrielles
BONTE, Géologie appliquée
BOUISSET, Physiologie animale
BOURIQUET, Botanique
CELET, Géologie
CORSIN, Paléobotanique
DECUYPER, Mathématiques
DEDECKER , Professeur associé
DEFRETIN, Biologie marine
DEHORS, Physique industrielle
DELATRE, Géologie
DELEAU, Géologie
DESCOMBES, Calcul différentiel et intégral
GABILLARD, Radioélectricité et Electronique
GERMAIN, Chimie Générale et Chimie organique
GLACET, Chimie
GONTIER, Mécanique des Fluides
HEIM DE BALSAC, Zoologie
HOQUETTE, Botanique Générale et Appliquée
LEBEGUE, Botanique
LEBRUN, Radioélectricité et Electronique
Mlle. LENOBLE, Physique
MM. LIEBART, Radioélectricité
LINDER, Botanique
LUCQUIN, Chimie minérale
MARION, Chimie
Mlle. MARQUET, Mathématiques
MM. MARTINOT-LAGARDE, Mécanique des Fluides
MAUREL, Chimie
MENESSION, Géologie
MONTREUIL, Chimie Biologique
PEREZ, Physique Expérimentale
PHAM MAU QUAN, Mécanique rationnelle et expérimentale

POITOU, Algèbre supérieure
PROUVOST, Géologie
ROUELLE, Physique et Electricité Industrielle
Mme. SCHWARTZ, Analyse Supérieure
MM . SAVARD, Chimie générale
SCHALLER, Zoologie
SCHILTZ, Physique
TILLIEU, Physique
TRINOT, Chimie
VIVIER, Biologie animale
WATERLOT, Géologie et Minéralogie
WERTHEIMER, Physique

Maîtres de
Conférences :

MM. ANDRE, Zoologie
BEAUFILS, Chimie appliquée
BLANCHARD, Chimie générale
BLOCH, Psychophysiologie
BOILLET, Physique
BUI TRONG LIEU, Mathématiques
COMBET, Mathématiques
CONSTANT, Physique
DANZE, Géologie
DELHAYE, Chimie
FOURET, Physique
HERZ, Mathématiques
HUARD DE LA MARRE, Calcul Numérique
LACOMBE, Mathématiques
Mme. LEBEGUE, Physique
MM. MAES, Physique
MORIAMEZ, Physique
MONTARIOL, Chimie
POUZET, Mathématiques
RAUZY, Mathématiques
VAZARD, Botanique

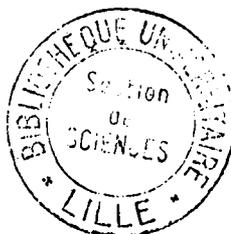
Attaché principal : M. FACON

Attachés d'administration : N. COLLIGNON
M. LEROY

SECONDE THESE

PROPOSITIONS DONNEES PAR LA FACULTE .

I) Propriétés optiques et chimiques des micas pléochroïques
des Flambouron.



Vu et Approuvé

Lille , le 20 novembre 1964 .

Vu et permis d'imprimer,
Lille, le 27 novembre 1964.

Le Doyen de la Faculté des Sciences
de Lille ,

Le Recteur de l'Académie de
Lille,

Pour le Doyen empêché ,
L'Assesseur ,

G. DEBEYRE

J. Heubel