

50376
1979
152

50376
1979
152

N° d'ordre: 801

THESE

présentée à

L' UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de

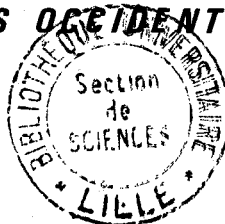
DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

par

BERNARD COURTIN

**ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION
DE DOMOKOS (GRECE): LE FRONT DES
ZONES INTERNES ET LES MASSIFS OPHIOLITQUES
D'OTHRYS OCCIDENTALE**



Soutenue le 27 Novembre 1979, devant la COMMISSION D'EXAMEN

MM	G. DUEE	Président
	P. CELET	Rapporteur
	J. DERCOURT	} Examineurs
	I. GODFRIAUX	
Mlle	H. LAPIERRE	

- AVANT PROPOS -

De l'échantillon récolté au coeur d'un massif montagneux à l'interprétation géotectonique, un immense pas sépare l'observation de l'hypothèse. Avant d'entreprendre une telle démarche, il me tient à coeur de remercier tous ceux qui m'ont appris à observer et à échafauder la construction des raisonnements géologiques.

Monsieur le Professeur P. Celet m'a confié cette étude ; au cours de stages et de visites en Grèce, il m'a fait partager sa grande expérience de terrain et m'a montré l'importance de l'observation méticuleuse. Par ailleurs, ce mémoire doit beaucoup à son examen critique. Pour tout cela, je le prie de trouver ici l'expression de ma plus profonde reconnaissance.

Monsieur le Professeur G. Duée a accepté de présider le jury chargé d'examiner cet ouvrage. Sa connaissance des problèmes suscités par l'étude des chaînes alpines méditerranéennes le qualifie particulièrement pour cette tâche. Je le remercie de l'intérêt dont il me témoigne ainsi.

Monsieur le Professeur J. Dercourt, de l'Université de Paris-VI, a daigné revenir dans les "murs" de son ancienne -mais encore très récente- chaire pour examiner ce travail. En lui adressant le témoignage de ma gratitude, je reconnais en lui le maître, spécialiste de la Géologie des Hellénides.

Monsieur le Professeur I. Godfriaux, de la Faculté Polytechnique de Mons, a très aimablement répondu à l'invitation à participer à ce jury. Il est cet homme qui a su susciter en moi l'intérêt de la Géologie lors d'excursions dans le Bavay-sis et l'Avesnois réalisées dans le cadre de l'enseignement prodigué par son épouse au lycée de Maubeuge ; tous deux trouveront ici ma reconnaissance.

Mademoiselle H. Lapierre, Maître assistant à l'Université de Nancy, participe à l'examen de ce travail. Elle a bien voulu accorder son attention à mes recherches de pétrographe débutant. Forte de son expérience du volcanisme de Méditerranée orientale, elle a accepté de m'éclairer dans le commentaire de plaques minces, m'a proposé d'effectuer des analyses géochimiques et a contribué à leurs exploitations. J'admire son enthousiasme et lui exprime ma gratitude.

Monsieur J. Ferrière m'a initié à la Géologie de l'Othrys et m'a conseillé tout le long de ces recherches de troisième cycle. De plus, entre enseignement et recherche, il a consacré beaucoup de son temps pour considérer d'un oeil critique la réalisation de ce mémoire. Je lui sais gré de cette aide efficace.

Madame et Monsieur M. et D. Ohnenstetter ont accepté de lire le manuscrit concernant l'étude des ophiolites. Je les remercie tous deux des observations qu'ils ont bien voulu m'adresser.

Je remercie également Monsieur J. Terry qui, au cours d'un séjour dans le Pinde septentrional, m'a montré les méthodes d'étude et d'analyse des systèmes ophiolitiques.

Ce travail s'est réalisé au cours d'un stage de terrain au laboratoire de Géologie dynamique ; j'ai bénéficié des conseils avisés de Messieurs J. Charvet, B. Clément et J.J. Verriez mais aussi de Messieurs C. Beck, J.P. Colbeaux et F. Lethiers. Je les remercie bien amicalement.

D'autre part, je suis l'obligé de nombreux chercheurs qui ont consacré leur temps à l'examen du matériel sans quoi cette étude n'aurait pu être réalisée : Mesdames L. Zaninetti et M. Ohnenstetter et Messieurs A. Blondeau, J.P. Colin, P. De Wever, J.J. Fleury, E. Fourcade, H. Kozur, J. Sigal et J. Terry. En les remerciant, je les prie de m'excuser de ne pouvoir, faute de place, détailler leur contribution.

Messieurs C. Grare et J.M. Penin m'ont accompagné sur le terrain. Je leur suis reconnaissant de m'avoir encouragé, malgré la chaleur, la soif et la fatigue.

Cette étude a été facilitée par deux organismes. L'un grec, l'I. G. M. E. m'a autorisé à travailler en Grèce ; j'en remercie le directeur Monsieur J. Bornovas. L'autre français, la D. G. R. S. T. fit de moi l'un de ses allocataires de recherche pendant deux ans.

Madame T. Scheers m'a aidé pour les travaux de laboratoire et lors de la confection de ce mémoire ; c'est ici pour moi l'occasion de dire combien j'ai apprécié son dévouement souriant.

La réalisation et la présentation de cet ouvrage sont redevables à la compétence dactylographique de Mademoiselle C. Mulier, au talent photographique de Monsieur J. Carpentier -tant pour la réalisation des planches d'illustration que pour la réalisation des coupes- et la conscience professionnelle de Madame A. Brebion pour le tirage offset.

Enfin je sais gré à tous mes camarades qui m'ont aidé aux différents stades de cette étude. Je les prie de m'excuser de ne pouvoir citer leur nom tant ils sont nombreux.

Les problèmes posés par la Géologie de la région de Domokos sont multiples. Il s'agit tout d'abord de la nature des séries stratigraphiques et de leurs relations et plus particulièrement, des séries montrées par les études antérieures (série du Pinde, du Thimiama, du Koziakas et du Crétacé des zones internes de J. AUBOUIN, 1959 et séries appartenant aux zones béotienne et maliaque de J. FERRIERE, 1976 *in* P. CELET et al., 1979). Les ophiolites d'Othrys occidentale posent le problème de leur genèse, de leur tectogenèse et de leurs relations avec les séries du front des zones internes d'Othrys. Par ailleurs, la situation de ce secteur, à la limite des zones internes et externes, alors que des structures d'âge anté-crétacé supérieur ont été décrites dans les zones internes plus à l'Est (J. FERRIERE, 1974), nécessite l'analyse des structures afin de préciser l'âge de leur mise en place.

I. STRATIGRAPHIE

Les principaux apports stratigraphiques sont relatifs aux zones béotienne et maliaque.

Les séries béotiennes sont continues du Jurassique au Paléocène-Eocène, la série du Thimiama constituant la couverture du flysch "béotien". Les termes de transition aux calcaires du Crétacé supérieur et au flysch tertiaire montrent des variations latérales de faciès et des variations chronologiques. Une série béotienne à conglomérat et brèches précoces (Cénomaniens) se différencie d'une série où la sédimentation calcaire bréchique est tardive (Turonien).

Les séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale se rattachent au domaine maliaque mais on peut y distinguer une série pélagique fondamentale (Moschokarya), des séries pélagiques à composante détritique (Grammeni, Tourla, Kastri ?) et une série néritique et détritique (Trilofon).

Par ailleurs, un complexe chaotique d'éléments ophiolitiques et une série pélagique associée aux ophiolites ont été montrés.

La série du Crétacé supérieur-Tertiaire interne débute au Cénomaniens par des calcaires récifaux avec localement un conglomérat. La transition des calcaires crétacés au flysch s'effectue par des niveaux calcaro-pélagiques et est plus tardive (Paléocène) dans la région de Domokos qu'en Othrys orientale (Maestrichtien supérieur).

II. PETROGRAPHIE

L'analyse pétrographique conduit à séparer un complexe volcanique d'âge triasique moyen à tendance alcaline de l'ensemble effusif associé aux ophiolites et à montrer un assemblage ophiolitique complet. L'originalité des ophiolites d'Othrys est marquée par la présence simultanée de péridotites de type harzburgites-dunites et de lherzolites à plagioclase à faciès de fusion partielle, la composante troctolitique des cumulats gabbroïques et l'existence de faciès déformés dans ces derniers, la faible importance du système filonien par rapport aux dolérites d'allure massive et un complexe volcanique homogène composé de coulées à débit en coussins. La fabrication des faciès permet de préciser les processus génétiques tandis que l'analyse des structures primaires internes conduit à envisager la dynamique de genèse du système ophiolitique. En outre, la pétrographie montre des métamorphismes de type schiste vert et amphibolite indiquant des migrations ioniques, avec intervention de fluides dans des réseaux de fissuration et un métamorphisme amphibolite lié aux tectoniques précoces. Les caractéristiques pétrographiques et les structures primaires internes sont en accord avec une origine océanique et montrent une dynamique comparable à celle de modèles de fonctionnement de "dorsale océanique".

L'analyse des structures intra-ophiolitiques liées à la mise en place tectonique montre la superposition de multiples unités disposées selon deux systèmes tectoniques conformes par rapport à la succession pétrographique et un système inverse d'après cette même succession. L'étude des mésostructures permet de mettre en évidence des déformations d'âge anté-crétacé supérieur et une tectonique polyphasée.

III. TECTONIQUE

L'analyse structurale et micro-tectonique des séries sédimentaires met en évidence une structuration polyphasée. Les tectogenèses sont d'âge jurassique supérieur jurassique supérieur-crétacé basal, éocène supérieur-oligocène inférieur, oligocène supérieur-miocène et anté-plio-quadernaire.

IV. CONCLUSION. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Ces faits permettent la reconstitution paléogéographique et structurale du secteur étudié. Avant les événements structuraux du Jurassique supérieur, la paléogéographie présente deux domaines : l'un oriental à faciès pélagique (zone maliaque) et l'autre à faciès néritique susceptible de représenter la limite occidentale de l'aire maliaque (à signification de bassin marginal ?). La composante détritique des séries situées à proximité de la "transversale du Sperchios" peut être induite par le jeu précoce d'une paléo-faille transformante. Du Trias au Jurassique, une croûte océanique s'individualise. Au Jurassique supérieur, la limite orientale du Pinde connaît une sédimentation calcaro-siliceuse détritique tandis que l'océan dont témoignent les ophiolites est affecté de mouvements tectoniques et voit la formation d'un complexe chaotique à éléments ophiolitiques. Au Tithonique, cette structuration conduit au développement du sillon béotien au front des paléo-nappes ophiolitiques.

Au Crétacé inférieur, des tectoniques successives conduisent à l'élaboration des différents systèmes structuraux ophiolitiques et à leur superposition sur les séries triasico-jurassiques des zones internes. Au Crétacé supérieur, l'Othrys occidentale constitue un môle séparant le bassin béotico-pindique de la dépression de l'Othrys orientale. Au Paléocène, cette ride subsiste avant que ne s'installe le sillon du flysch tertiaire à l'avant de la cordillère pélagonienne.

A l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, l'ensemble des zones internes et externes connaît une structuration polyphasée qui conduit à l'édification de nappes. Les mouvements tardi- et post-tectoniques (bombements et effondrements) provoquent la formation du sillon méso-hellénique et des bassins laguno-lacustres plio-quadernaires.

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	I
RESUME	III
TABLE DES MATIERES	V
LISTE DES FIGURES ET PLANCHES	XV

INTRODUCTION	
I.- ESQUISSE GEOGRAPHIQUE	
A. GEOGRAPHIE PHYSIQUE.....	3
B. GEOGRAPHIE HUMAINE.....	4
C. APERCU D'HISTOIRE ANCIENNE.....	6
II.- CADRE GEOLOGIQUE.....	6
A. GENERALITES.....	6
B. EVOLUTION HISTORIQUE DE LA ZONEOGRAPHIE DES HELLENIDES.....	8
C. HISTORIQUE REGIONAL.....	8
III.- FINALITE DE LA PRESENTE ETUDE.....	14

PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE

A. - LES SERIES SEDIMENTAIRES DES ZONES INTERNES

CHAPITRE I : LES SERIES TRIASICO-JURASSIQUES DES ZONES INTERNES

I. HISTORIQUE.....	17
II. LES TERRAINS TRIASICO-JURASSIQUES.....	19
a) Les séries effusives et pélitiques du Katsichorachi et de Moschokarya.....	19
1) Le massif du Katsichorachi.....	19
11) Coupe générale du massif (20) ; 12) Transition des calcaires aux pélites (22) ; 13) Relation avec les calcaires jurassiques (23).	
2) La région de Moschokarya.....	25
21) Coupe de la vallée du Voudorrema (25) ; 22) Coupe N-S de Moschokarya (26) ; 23) La crête du Kasarma (27).	
3) Conclusions.....	28
b) La série carbonatée à olistolites de Grammeni.....	28
1) La série des calcaires triasiques.....	28
2) Le complexe à olistolites sus-jacents.....	30
3) Les niveaux effusifs sous-jacents.....	31
4) Conclusions.....	32
c) La série effusive et carbonatée du Tourla.....	33
1) Généralités.....	33
2) Les terrains sédimentaires de l'unité effusive du Tourla.....	34
21) Les sédiments directement associés à l'édifice volcanique (34) ; 22) Les séries sédimentaires surmontant l'édifice volcanique (38).	
3) Conclusions.....	40
d) Les séries néritiques et chaotiques de Trilofon.....	41
1) Les radiolarites et les calcaires néritiques.....	41
2) Calcaires néritiques, radiolarites et complexe chaotique.....	42

3) Radiolarites et complexe chaotique.....	44
4) Extension occidentale et septentrionale.....	45
41) Le secteur d'Asproklissia (W) (45) ; 42) Secteur de Koromilia (N) (46).	
5) Conclusions.....	46
III. CONCLUSIONS.....	48
a) Résumé des faits.....	48
1) Le Trias moyen.....	48
2) Le Trias supérieur.....	48
3) Le Jurassique.....	48
b) Interprétation bathymétrique des différents faciès.....	49
1) Les formations effusives.....	49
11) Les roches sédimentaires associées (49) ; 12) Les roches volcaniques (49).	
2) Les calcaires à silex.....	50
3) Les calcaires ammonitico-rosso.....	51
4) Les radiolarites.....	51
5) Les pélites.....	51
6) Les formations détritiques.....	51
c) Signification des séries.....	52
d) Extension aux régions voisines.....	53
1) Analogies.....	54
2) Signification paléogéographique.....	54
21) Série effusive et pélitique (54) ; 22) Série de Trilifon (54) ; 23) Séries du Turla, de Grammeni et de Profitis Ilias (55).	
e) Hypothèse paléogéographique.....	56
CHAPITRE II : LES SERIES DES ZONES INTERNES RAPPORTEES AU JURASSIQUE	
I. LA SERIE DE KASTRI.....	56
a) Historique.....	56
b) Les faits de terrain.....	58
1) Coupe au Nord de Kastri.....	58
2) Coupe du Pigadoulia jusqu'au Marathos.....	60
3) Coupe au Nord de Zilefton.....	62
c) Conclusions.....	63
1) La série.....	63
11) Lithologie (63) ; 12) Age de la série (64) ; 13) Le métamorphisme (64).	
2) Signification de la série de Kastri.....	65
3) Comparaison avec d'autres séries.....	65
31) Dans les Hellénides centrales (65) ; 32) Dans les Dinarides <i>s.l.</i> (66).	
4) Interprétation.....	66
41) 1re hypothèse : origine orientale (66) ; 42) 2e hypothèse : signification occidentale (66).	
II. LES COMPLEXES CHAOTIQUES A ELEMENTS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE.....	66
a) Considérations préliminaires.....	66
b) Les descriptions.....	67
1) Le complexe chaotique infra-ophiolitique.....	67
11) Coupe au Sud du Karvouni (67) ; 12) La base septentrionale du Prionon (68) ; 13) Le secteur de Loutra Kaitsa (69)	
2) Le complexe chaotique intra-ophiolitique.....	69
21) Coupe au Nord de Kato Ktimeni (69) ; 22) Prolongation occidentale de l'unité (70).	

3) Le complexe chaotique supra-ophiolitique.....	71
31) Coupe au Sud de Kato Agoriana (71) ; 32) Prolongation occidentale de l'unité du complexe chaotique d'Agoriani (73) ; 33) Coupe au SW de Makrirrachi (73).	
III. CONCLUSIONS.....	74
a) Synthèse des observations.....	74
b) Comparaison avec d'autres régions.....	74
c) Signification et interprétation.....	75
CHAPITRE III : LES TERRAINS DU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DES ZONES INTERNES	
I. HISTORIQUE.....	76
II. LES OBSERVATIONS.....	76
III. CONCLUSIONS.....	79
a) Comparaison avec les séries des régions voisines.....	79
b) Signification de la série de Kaitsa.....	80
CHAPITRE IV : LE CRETACE SUPERIEUR ET L'EOCENE DES ZONES INTERNES	
I. HISTORIQUE.....	80
II. LES OBSERVATIONS.....	82
a) La base de la série du Crétacé supérieur.....	82
1) Coupe au Sud de Domokos.....	82
2) Le secteur d'Omvriaki.....	83
3) Le revers occidental du Xerovouni.....	83
4) Les blocs disposés sur les ophiolites.....	83
5) Le secteur de Makrirrachi.....	84
b) La série carbonatée.....	84
c) Le passage des calcaires du Crétacé supérieur au flysch tertiaire.....	85
III. CONCLUSIONS.....	86
a) Résumé des faits.....	86
b) Signification structurale.....	87
c) Signification paléogéographique.....	88
B. - LES SERIES SEDIMENTAIRES AU FRONT DES ZONES INTERNES	
CHAPITRE I : LES SERIES CARBONATEES D'AGE JURASSIQUE	
I. APERCU HISTORIQUE.....	89
II. DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES.....	89
a) Les séries jurassiques à faciès Koziakas.....	89
1) Secteur de Sekklisa et Dafnospilia.....	91
11) Coupe du Tuva (91) ; 12) Coupe du Kalojiros (91) ; 13) Coupe du Ierakovouni (92).	
2) Secteur de Loutra-Kaitsa.....	92
b) La série de Magoula.....	93
III. CONCLUSIONS.....	94
a) Rappel des faits.....	94
b) Signification bathymétrique des séries jurassiques.....	95
c) Affinités paléogéographiques.....	95
1) Significations paléogéographiques des séries de type Koziakas.....	95
11) 1re hypothèse : signification externe (95) ; 12) 2e hypothèse : signification interne (96).	
2) La série de Magoula.....	96
d) Conclusion.....	96

CHAPITRE II : LES SERIES DU JURASSIQUE SUPERIEUR-EOCRETACE AU FRONT
DES ZONES INTERNES

I. HISTORIQUE.....	96
II. LES OBSERVATIONS.....	96
a) Le secteur d'Archanion.....	98
1) Coupe dans la vallée de Rouza Réma.....	98
2) Coupe du mont Stathmos.....	99
b) Le secteur de Perivoli (Dereli dans l'ancienne appellation)....	100
c) Le secteur de Kato Ktimeni et de Ano Ktimeni.....	102
1) Coupe au Nord de Kato Ktimeni.....	102
2) Coupe à l'Ouest d'Ano Ktimeni.....	103
3) Coupe Est-Ouest d'Ano Ktimeni.....	104
d) Secteur de Smokovon.....	105
e) Autres secteurs.....	106
III. CONCLUSIONS.....	106
a) Résumé des faits.....	106
1) Les séries d'Archanion, de Perivoli et de Kato Ktimeni.....	107
11) Le Jurassique supérieur (107) ; 12) La période d'âge tithonique à albien (107) ; 13) La base du Crétacé supérieur (108).	
2) La série de Smokovon.....	108
b) Signification bathymétrique.....	108
c) Interprétation paléogéographique.....	108
d) Conclusions.....	109

CHAPITRE III : LES SERIES DU CRETACE SUPERIEUR A PALEOCENE AU FRONT
DES ZONES INTERNES

I. APERCU HISTORIQUE.....	109
II. ETUDE DES AFFLEUREMENTS.....	110
a) L'alignement oriental.....	110
1) Le secteur d'Ano Ktimeni.....	110
2) Autres affleurements.....	112
b) L'alignement occidental.....	112
1) Le secteur de Mesochorion.....	112
11) Coupe à l'Est de Mesochorion (112) ; 12) Coupe au Nord de Mesochorion (113).	
2) La région de Smokovon.....	114
3) Le secteur de Thrapsimiou.....	116
4) Le secteur de Dafnospilia.....	117
41) Coupe du Prionion (117) ; 42) Coupe du Kasarma (118).	
III. CONCLUSIONS.....	119
a) Les séries stratigraphiques.....	119
1) La base du Crétacé supérieur.....	119
2) Le Crétacé supérieur.....	119
3) Le Paléocène.....	119
b) Signification bathymétrique et paléogéographique.....	119
1) Les séries de Mesochorion, Smokovon et Thrapsimiou Dafnospilia.....	120
2) Les séries de Ktimeni, Perivoli et Archanion.....	121
c) Conclusions paléogéographiques.....	121

C. - LES SEDIMENTS POST-OROGENIQUES ET MORPHOLOGIE ANCIENNE

CHAPITRE I : LES TERRAINS OLIGO-MIOCENES

I. HISTORIQUE.....	122
II. DESCRIPTION DES FORMATIONS MOLASSIQUES DE LA REGION DE DOMOKOS....	122
III. CONCLUSIONS.....	123

CHAPITRE II : REMARQUE SUR LA MORPHOLOGIE

D. - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

I. LES FAITS.....	123
a) Les apports.....	123
b) Les affinités zonéographiques des différentes séries.....	123
II. INTERPRETATION : EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE REGIONALE.....	125

DEUXIEME PARTIE : PETROGRAPHIE

A. - LE COMPLEXE VOLCANIQUE TRIASIQUE

CHAPITRE I : PETROGRAPHIE ET FAITS DE TERRAIN

I. L'ENSEMBLE OCCIDENTAL.....	131
a) L'édifice volcanique du Tourla.....	131
1) Les différents faciès volcaniques.....	133
11) Les coulées à débit en pillow-lavas (133) ; 12) Les coulées massives (136) ; 13) Les coulées mixtes (137) ; 14) Les intrusions (138) ; 15) Les trachytes (139) ; 16) Les leucobasaltes (142) ; 17) Les brèches volcaniques (142).	
2) Les relations entre les différents faciès ; notion de séquences effusives ; structure interne de l'édifice volcanique.....	143
b) Extension septentrionale.....	145
1) Région de Koromilia.....	145
2) Le secteur de Lefka.....	146
II. L'ENSEMBLE ORIENTAL.....	147
a) Le secteur de Grammeni.....	147
b) Le secteur de Moschokarya.....	147
1) L'unité supérieure.....	147
2) L'unité inférieure.....	148
c) Remarques sur le massif du Katsichorachi.....	148
III. SIGNIFICATION DES OBSERVATIONS.....	149
a) Les faits de terrain.....	149
b) Pétrographie.....	149

CHAPITRE II : CARACTERISATION CHIMICO-MINERALOGIQUE DU VOLCANISME TRIASIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE

I. LES DONNEES.....	149
a) Echantillonnage.....	149
b) Les corrections.....	153
c) Les valeurs.....	153
II. EXPLOITATION DES ANALYSES.....	153
a) Caractérisation de la série effusive triasique.....	155
1) Les diagrammes de Nockolds et Allen.....	155
2) Les diagrammes de De La Roche.....	155

21) Le diagramme $Al/3 - K = f(Al/3 - Na)$ (155) ; 22) Le diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3) = f(K - Na - Ca)$ (157) ; 23) Le diagramme de De La Roche et Le Terrier (157).	
3) Les diagrammes de Miyashiro.....	158
31) Le diagramme $SiO_2//FeO^*/MgO$ (158) ; 32) Le diagramme $FeO^*//FeO^*/MgO$ (160) ² ; 33) Le diagramme $TiO_2//FeO^*/MgO$ (160)	
4) Classification d'Irvine et Baragar.....	160
41) Le diagramme rectangulaire alcalin/silice (161) ; 42) Le diagramme triangulaire $Ol'-Ne'-Q'$ (161) ; 43) Le diagramme triangulaire $Ab'-Or-An$ (162) ; 44) Le diagramme rectangulaire C.I. An % normatif (163).	
5) Classification de R.C. Maury.....	163
b) Minéralogie normative.....	164
c) Géochimie générale.....	165
1) Variation des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de C.P. Thornton et O.F. Tuttle.....	165
2) Les paramètres de Niggli.....	165
3) Variation des éléments majeurs en fonction de MgO	169
31) Le diagramme SiO_2/MgO (169) ; 32) TiO_2/MgO (169) ; 33) Al_2O_3/MgO (169) ; 34) Fe_2O_3/MgO (169) ; 35) CaO/MgO (171) ; 36) Na_2O/MgO (171) ; 37) K_2O/MgO (171).	
d) Comparaison avec les données d'Othrys centrale.....	171
CHAPITRE III : LES DONNEES DE L'OTHRYS ET LE MAGMATISME PRE-OPHIOLITIQUE MEDITERRANEEN	
B. - LES MASSIFS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE	
CHAPITRE I : GENERALITES	
I. SIGNIFICATION DU TERME OPHIOLITE.....	174
a) Aspect historique.....	174
b) Considérations actuelles.....	174
c) Recherches actuelles sur les ophiolites.....	175
II. LES OPHIOLITES EN GRECE.....	175
III. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES MASSIFS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE.....	176
CHAPITRE II : PERSPECTIVES D'ETUDES - METHODOLOGIE	
CHAPITRE III : PRESENTATION ET CLASSIFICATION DES GRANDS GROUPES PETROGRAPHIQUES DES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE	
I. PRESENTATION DES GROUPES PETROGRAPHIQUES.....	179
II. CLASSIFICATIONS ET NOMENCLATURES.....	180
a) Les roches grenues.....	180
b) Les roches microgrenues et effusives.....	181
CHAPITRE IV : LITHOLOGIE DES MASSIFS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE	
I. LES GRANDES UNITES LITHOLOGIQUES.....	181
a) Les péridotites et les roches associées.....	182
1) Les différents faciès.....	182
11) Les péridotites foliées sans plagioclase (182) ; 12) Les péridotites foliées à plagioclase (185) ; 13) Les roches associées aux péridotites foliées (188).	
2) Signification des péridotites.....	190
b) L'alternance péridotite-gabbro à structure de tectonite.....	191
1) Les observations.....	191
2) Significations.....	194

c) Les ultramafites et les mafites à texture et structure de cumulats et les roches associées.....	194
1) Les cumulats présentant des traces de déformations.....	194
11) Les troctolites (194) ; 12) Les gabbros à olivine (195)	
13) Les gabbros (s.s.) (195) ; 14) Les microgabbros-norites (196).	
2) Les cumulats non déformés.....	196
21) Les troctolites (196) ; Les gabbros s.s. (197).	
3) Les faciès transformés.....	199
4) Significations pétrographiques.....	200
d) Les roches grenues métamorphiques.....	200
1) Les épidiorites schistosées.....	200
2) Les amphibolites.....	200
21) Les amphibolites à hornblende verte (201) ; 22) Les amphibolites à pargasite et grenat (201).	
3) Significations.....	201
e) Les dolérites, les diabases filoniennes et les roches associées	201
1) Les gabbros-dolérites d'allure massive.....	201
11) Les gabbros-dolérites à texture ophitique (202) ; 12) Les gabbros-dolérites à texture sub-ophitique (202).	
2) Les dolérites filoniennes.....	203
3) Les diabases.....	204
4) Les roches associées.....	204
41) Les roches effusives (204) ; 42) Les roches exceptionnelles (204).	
5) Signification pétrographique.....	205
f) Les roches effusives.....	207
1) Les dykes de laves.....	207
11) Les faciès microlitiques porphyriques (207) ; 12) Les faciès microlitiques (207).	
2) Les coulées picritiques.....	207
3) Les pillow-lavas et les roches associées.....	208
4) Signification des faciès.....	208
II. LES UNITES ET LES HORIZONS LITHOLOGIQUES DES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE ET LEUR EXTENSION.....	209
III. CONCLUSION A L'ETUDE DES GRANDS GROUPES PETROGRAPHIQUES.....	210
CHAPITRE V : LES RELATIONS GENETIQUES ENTRE LES DIFFERENTS HORIZONS LITHOLOGIQUES : LES STRUCTURES INTERNES DE L'EDIFICE OPHIOLITIQUE	
I. LES STRUCTURES PRIMAIRES DANS LES ENSEMBLES PERIDOTITIQUES.....	212
a) Textures et microstructures ; notion de pétrofabrique.....	212
1) Les faits.....	212
2) Leurs significations.....	214
b) Les mésostructures.....	215
1) Les mésostructures propres aux péridotites.....	216
11) Les plis liés à la foliation (216) ; 12) Les relations entre la foliation et le rubanement (216) ; 13) Signification (216).	
2) Les rapports entre les péridotites et les veines ou les filons.....	217
21) Filons gabbroïques et veines orthopyroxénolitiques dans les harzburgites-dunités (217) ; 22) Veines et filons dans les lherzolites à plagioclase (219).	
c) Les structures majeures primaires.....	224
1) Coupe du mont Koukos.....	224
2) Coupe du Mega Isoma.....	226
d) Les relations génétiques entre les différents faciès péridotitiques.....	227

II. LES STRUCTURES PRIMAIRES INTERNES DANS LES UNITES DE GABBROS A TEXTURE DE CUMULATS.....	228
a) La succession des différents faciès : coupe à l'Est de la vallée de Bogazi.....	228
b) La succession des différents faciès et les traces de déforma- tions primaires.....	229
c) Conclusions.....	230
III. LES STRUCTURES PRIMAIRES INTERNES AU SEIN DES UNITES DE GABBROS- DOLERITES.....	230
a) L'extension des différents faciès.....	230
1) L'ensemble d'Agoriani.....	230
2) L'ensemble de Domokos-Archanion.....	230
b) Les dykes.....	231
1) Les attitudes.....	231
2) Les relations entre les dykes.....	231
c) Significations.....	231
IV. LES STRUCTURES PRIMAIRES INTERNES DES SERIES EFFUSIVES.....	233
V. CONCLUSION : EDIFICATION ET ORIGINE DU SYSTEME OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE.....	233
CHAPITRE VI : LES STRUCTURES INTERNES LIEES A LA MISE EN PLACE TECTONIQUE DES OPHIOLITES	
I. LES DEFORMATIONS TANGENTIELLES.....	239
a) Les superpositions tectoniques intra-ophiolitiques.....	239
1) Les superpositions de type normal.....	239
11) Péridotites et cumulats : profils à l'Ouest du Mega Isoma (239) ; 12) Péridotites, cumulats et dolérites : profil du Fournos Kaitsa à Ano Agoriani (241) ; 13) Pérido- tites-cumulats-dolérites et complexe chaotique à éléments ophiolitiques : coupes de Pavrakia et d'Anavra (242).	
2) Superpositions de type inverse.....	244
21) Profil N-S près de Trilofon (244) ; 22) Profil au Sud du Mega Isoma (247) ; 23) Profil d'Omvriaki au Phalakrov (247).	
b) La superposition des ophiolites sur les sédiments.....	248
1) La superposition ophiolites et séries sédimentaires des zones d'affinité externe.....	248
2) La superposition ophiolites et séries sédimentaires des zones internes.....	248
21) La superposition serpentinites-flysch tertiaire interne (249) ; 22) La superposition serpentinites sur les séries triasico-jurassiques des zones internes (249) ; 23) La superposition complexe effusif sur les séries triasico- jurassiques des zones internes (249).	
c) Les failles inverses et les déformations associées.....	249
d) Les contacts tangentiels et leurs directions.....	249
1) Les contacts de la superposition normale.....	249
2) Les contacts de la superposition inverse.....	250
3) Le contact des ophiolites sur les séries sédimentaires.....	250
II. LES DEFORMATIONS PPLICATIVES INTRA-PERIDOTITTIQUES.....	251
a) Généralités et méthodologie.....	251
b) Les déformations plicatives dans les péridotites.....	251
1) Les plis de dimension kilométrique.....	251
11) L'unité péridotitique du Mega Isoma (251) ; 12) L'unité du Katachloron (253) ; 13) Remarques sur l'unité des lher- zolites à plagioclase du Koumaros et du Platia Rachi Agoriani (253).	
2) Les plis de dimension métrique.....	253

21) Crête du Mega Isoma (254) ; 22) Le mont Koukos (254).	
c) Les plis dans les autres unités structurales.....	255
1) Dans les gabbros cumulés.....	255
2) Dans les unités de gabbros-dolérites.....	255
3) Dans le complexe effusif.....	255
III. LES DEFORMATIONS CASSANTES.....	255
a) Les réseaux de failles verticales.....	255
b) Les failles décrochantes.....	255
IV. LES DIFFERENTES DEFORMATIONS, LEUR CHRONOLOGIE ET LEUR AGE.....	256
a) Synthèse des faits.....	256
1) Les superpositions.....	256
2) Les déformations liées à ces superpositions.....	256
3) Chronologie et âge des déformations.....	257
b) Signification des dispositions inverse et normale.....	258
1) Considération sur le mécanisme générateur de superpositions.....	258
2) Les accidents transversaux.....	258
c) Interprétations.....	259
CHAPITRE VII : CONCLUSIONS - PETROGENESE ET TECTOGENESE DES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE	
I. EDIFICATION D'UN MODELE PETROGENETIQUE.....	260
II. EVOLUTION STRUCTURALE.....	262
III. LE BASSIN OPHIOLITIQUE ORIGINEL.....	263
<i>TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE</i>	
A. - LES STRUCTURES TANGENTIELLES DU PARA-AUTOCHTONE EXTERNE	
CHAPITRE I : LE SYNCLINORIUM DU PINDE ORIENTAL	
I. LES STRUCTURES MAJEURES.....	270
II. ETUDE MICROTECTONIQUE.....	270
CHAPITRE II : LE SYSTEME D'ECAILLES BEOTIENNES	
I. LES STRUCTURES MAJEURES.....	271
a) Les écaillés à l'avant du chevauchement ophiolitique.....	272
b) Les écaillés impliquées dans le contact ophiolitique.....	272
II. LES DONNEES MICROTECTONIQUES.....	273
CHAPITRE III : LES RELATIONS ENTRE LES DIVERSES ZONES AU FRONT DES ZONES INTERNES	
I. PINDE ET BEOTIEN.....	275
II. BEOTIEN ET CHEVAUCHEMENT DES ZONES INTERNES.....	275
III. LES RELATIONS ENTRE LES ZONES INTERNES ET LES SERIES DU FRONT DES ZONES INTERNES.....	276
B. - LES STRUCTURES DE L'ALLOCHTONE INTERNE	
CHAPITRE I : LES STRUCTURES DE LA COUVERTURE D'AGE CRETACE SUPERIEUR TRANSGRESSIF ET DU FLYSCH TERTIAIRE INTERNE	
I. LES STRUCTURES MAJEURES.....	278
a) Les plis.....	278
b) Les failles.....	279
c) Les contacts tangentiels.....	279

II. LES DONNEES MICROTTECTONIQUES.....	279
CHAPITRE II : LES STRUCTURES DU SOUBASSEMENT TECTONIQUE DES OPHIOLITES	
I. STRUCTURES MAJEURES.....	280
a) Le massif du Katsichorachi.....	280
b) Les massifs séparant la plaine du Xinias du Sperchios.....	280
II. DONNEES MICROTTECTONIQUES.....	281

C. - LA TECTONIQUE CASSANTE

CHAPITRE I : LES DOMAINES STRUCTURAUX

I. STRUCTURE DES DEPOTS MOLASSIQUES.....	284
II. LES DEPOTS PLIO-QUATERNAIRES : LES PLAINES DE TRIKKALA ET DE XINIAS ET LA VALLEE DU SPERCHIOS.....	284

CHAPITRE II : ETUDE DES FAILLES

I. GENERALITES.....	284
a) Validité des observations.....	284
b) Les différentes familles.....	286
II. SEPARATION DES DIFFERENTES FAMILLES.....	286
a) Les failles des zones internes et celles des zones externes....	286
b) Les failles et les terrains du Crétacé supérieur.....	286
III. RECHERCHE DES ASSOCIATIONS.....	286
a) Les failles affectant les terrains post-crétacés supérieurs....	286
b) Les failles n'affectant que les terrains anté-crétacés supérieurs.....	288
IV. LES RAPPORTS ENTRE LES FAILLES ET LES PLIS.....	288

D. - CONCLUSIONS : MISE EN PLACE DES STRUCTURES

CHAPITRE I : L'EDIFICE ACTUEL

CHAPITRE II : L'EDIFICE TERTIAIRE

CHAPITRE III : L'EDIFICE ANTE-CRETACE SUPERIEUR

QUATRIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES

I. LES RESULTATS.....	293
a) Données stratigraphiques.....	293
b) Les apports de l'étude pétrographique.....	293
c) Les données structurales et tectoniques.....	294
II. LA PLACE DE L'OTHRYS OCCIDENTALE DANS LES HELLENIDES.....	294

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

LISTE DES FIGURES

	Pages
<i>INTRODUCTION</i>	
Fig. 1. - Situation du secteur étudié au sein de la péninsule hellénique.....	3
Fig. 2. - Carte topographique du secteur étudié.....	5
Fig. 3. - Les zones isopiques dans les Dinarides d'après J. AUBOUIN (1973) modifié.....	7
Fig. 4. - Les zones isopiques dans les Hellénides centrales (<i>in</i> P. CELET et al., 1979).....	9
Fig. 5. - Cadre tectonique de la Grèce continentale centrale d'après A. PHILIPPSON (1898).....	10
Fig. 6. - Profils géologiques de l'Othrys et des Kassidiaris d'après A. PHILIPPSON (1898).....	10
Fig. 7. - Les séries stratigraphiques du Pinde et de Thessalie méridionale d'après J. AUBOUIN (1959).....	11
Fig. 8. - Carte structurale de l'Othrys occidentale et de la bordure orientale du Pinde d'après J. AUBOUIN (1959), K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969).....	13
<i>STRATIGRAPHIE</i>	
Fig. 9. - Localisation des coupes effectuées dans les terrains triasico-jurassiques des zones internes.....	18
Fig. 10. - Détail cartographique du massif du Katsichorachi.....	19
Fig. 11. - Coupe du massif du Katsichorachi (1).....	21
Fig. 12. - Le passage des calcaires aux pélites - massif du Katsichorachi (2).....	23
Fig. 13. - Les relations avec les calcaires jurassiques - massif du Katsichorachi (3).....	24
Fig. 14. - Coupe de la vallée de Voudorrema (4).....	25
Fig. 15. - Coupe au Sud de Moschokarya (5).....	26
Fig. 16. - Coupe du massif du Kasarma (6).....	27
Fig. 17. - Coupe occidentale de l'anticlinal de Grammeni - série des calcaires (7).....	29
Fig. 18. - Coupe orientale de l'anticlinal de Grammeni (8).....	30
Fig. 19. - Coupe au NE de Grammeni (9).....	32
Fig. 20. - Structure schématique générale de l'édifice effusif du Tourla (10).....	33

Fig. 21. - Figure de polarité dans un meat - vallée du Marathorema.....	37
Fig. 22. - Coupe au Nord Est d'Archanion (11).....	38
Fig. 23. - Coupe au sommet du Tourla (12).....	39
Fig. 24. - Coupe au SW de Trilofon (13).....	41
Fig. 25. - Coupe au Sud de Trilofon (14).....	43
Fig. 26. - Coupe au SW de Trilofon (15).....	44
Fig. 27. - Reconstitution des colonnes stratigraphiques des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale.....	47
Fig. 28. - Variation de la densité des basaltes, du pourcentage des vésicules (n (%)) et du diamètre de ces dernières en fonction de la profondeur de mise en place à l'Est de la zone du rift du Kilauea d'après J.G. MOORE (1965).	50
Fig. 29. - Les séries triasico-jurassiques d'Othrys centrale et orientale.....	53
Fig. 30. - Localisation des coupes effectuées dans les séries non datées de la région de Domokos.....	57
Fig. 31. - Reconstitution de la lithologie d'une partie de la série de Kastri d'après les observations de K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969).....	58
Fig. 32. - Coupe au Nord de Kastri (16).....	59
Fig. 33. - Coupe du Pigadoulia au Marathos (17).....	60
Fig. 34. - Coupe au Nord de Zilefton (18).....	63
Fig. 35. - Reconstitution lithologique de la série de Kastri.....	64
Fig. 36. - Coupe au Sud du Karvouni (19).....	67
Fig. 37. - Coupe à la base septentrionale du Prionion (20).....	68
Fig. 38. - Coupe au Nord de Kato Ktimeni (21).....	70
Fig. 39. - Panorama du versant septentrional du Platia Rachi Agoriani.....	71
Fig. 40. - Coupe au Sud de Kato Agoriani (22).....	72
Fig. 41. - Coupe au SW de Makrirrachi (23).....	73
Fig. 42. - Localisation des coupes décrites dans les terrains d'âge jurassique à crétacé inférieur et crétacé supérieur-paléocène des zones internes.....	77
Fig. 43. - a : Coupe de la gare de Kaitsa (24) ; b : Série de la gare de Kaitsa.....	78
Fig. 44. - Coupe au Sud de Domokos (25).....	82
Fig. 45. - Coupe à l'Est du Xerovouni (26).....	84
Fig. 46. - Coupe de la route Domokos-Farsala (27).....	85
Fig. 47. - Reconstitution de colonne stratigraphique de la série d'âge crétacé-paléocène du Xerovouni.....	87
Fig. 48. - Localisation des coupes effectuées dans les séries jurassiques au front des zones internes.....	90
Fig. 49. - Coupe du massif du Tuva (28).....	91

Fig. 50. - A : Coupe du Kalojiros (29) ; B : Coupe du Ierakovouni (30)..	92
Fig. 51. - Coupe au Nord de Loutra-Kaitsa (31).....	93
Fig. 52. - Coupe de la colline de Magoula (32).....	94
Fig. 53. - Reconstitution lithostratigraphique des séries jurassiques au front des zones internes.....	94
Fig. 54. - Localisation géographique des coupes effectuées dans les séries jurassiques à cénomaniennes au front des zones internes.....	97
Fig. 55. - Coupe dans la vallée de la Rouza Réma (33).....	98
Fig. 56. - Coupe du mont Stathmos (34).....	100
Fig. 57. - Coupe du Psilo Kotroni (Perivoli - 35).....	101
Fig. 58. - Coupe lithologique des terrains berriasiens de Perivoli (36).	102
Fig. 59. - Coupe au Nord de Kato Ktimeni (37).....	103
Fig. 60. - Coupe à l'Ouest d'Ano Ktimeni (38).....	104
Fig. 61. - Coupe E-W près d'Ano Ktimeni (39).....	105
Fig. 62. - A : Coupe à l'Ouest de Smokovon (40 - Lithologie simplifiée) B : Détail lithologique partiel de la base des ensembles (c) et (e).....	106
Fig. 63. - Reconstitution des séries chronostratigraphiques du Jurassi- que supérieur à Cénomanien au front des zones internes.....	107
Fig. 64. - Situation géographique des coupes effectuées dans les terrains d'âge crétacé supérieur à paléocène des séries du front des zones internes.....	111
Fig. 65. - Coupe à l'Ouest d'Ano Ktimeni (41).....	110
Fig. 66. - Coupe à l'Est de Mesochorion (42).....	112
Fig. 67. - Coupe au Nord de Mesochorion (43).....	113
Fig. 68. - Coupe du Kastro Smokovon (44).....	115
Fig. 69. - Coupe de Thrapsimiou (45).....	116
Fig. 70. - Coupe du Prionion (46).....	117
Fig. 71. - Coupe au Nord du Kasarma (47).....	118
Fig. 72. - Reconstitution des profils chronostratigraphiques des séries du Crétacé supérieur-Paléocène au front des zones internes...	120
Fig. 73. - Succession lithologique schématique des dépôts molassiques...	122
Fig. 74. - Profils stratigraphiques schématiques des différentes séries de la région de Domokos (Othrys occidentale).....	124
Fig. 75. - Synthèse stratigraphique - Epoque triasico-jurassique.....	126
Fig. 76. - Synthèse stratigraphique - Epoque Jurassique supérieur à Eocène.....	127

PETROGRAPHIE

Fig. 77. - Extension géographique du complexe volcanique triasique d'Othrys occidentale.....	132
Fig. 78. - Empilement de pillow-lavas dans la vallée du Marathorema.....	133

Fig. 79. - Pillow-lavas du Tourla (vallée du Marathorema).....	134
Fig. 80. - Représentation schématique de figures d'épanchement et d'orientation dans l'édifice volcanique du Tourla (vallée du Marathorema).....	135
Fig. 81. - Dyke dans des brèches de pillow (vallée du Marathorema).....	139
Fig. 82. - Coupe au NE de la vallée du Marathorema (48).....	143
Fig. 83. - Reconstitution des successions de faciès au sein de l'édifice volcanique du Tourla.....	144
Fig. 84. - Analyse chimique et minéralogie effective des trachytes.....	150
Fig. 85. - Analyses chimiques des coussins triasiques.....	151
Fig. 86. - Analyses chimiques et minéralogie effective des dykes, sills et coulées massives du complexe volcanique triasique.....	152
Fig. 87a. - Diagramme A. F. M. et K_2O-Na_2O-CaO de Nockolds et Allen.....	154
Fig. 87b. - Diagrammes de Nockolds et Allen.....	154
Fig. 88a. - Diagramme Al, K, Na de De La Roche.....	156
Fig. 88b. - Diagramme Al, K, Na de référence.....	156
Fig. 89. - Diagramme Si, K, Na, Ca de De La Roche et al. (1974).....	157
Fig. 90. - Diagramme de De La Roche et Le Terrier (1973).....	158
Fig. 91. - Diagramme $SiO_2 / \frac{FeO^*}{MgO}$ de Miyashiro.....	159
Fig. 92. - Diagramme $FeO^* / \frac{FeO^*}{MgO}$ de Miyashiro.....	159
Fig. 93. - Diagramme $TiO_2 / \frac{FeO^*}{MgO}$ de Miyashiro.....	160
Fig. 94. - Diagramme alcalin-silice (classification d'Irvine et Baragar).....	161
Fig. 95. - Diagramme triangulaire $O1'-Ne'-Q'$ (classification d'Irvine et Baragar).....	162
Fig. 96. - Diagramme triangulaire $An-Ab'-Or$ (classification d'Irvine et Baragar).....	162
Fig. 97. - Diagramme rectangulaire C.I./An % plagioclase normatif (classification d'Irvine et Baragar).....	163
Fig. 98. - Diagramme rectangulaire K_2O/Na_2O (classification d'après R.C. Maury).....	164
Fig. 99. - Diagramme Q-Hy-Di-O1-Ne dérivé de la projection du tétraèdre de Yoder et Tilley (1962).....	165
Fig. 100. - Variation des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de Thornton et Tuttle.....	167
Fig. 102. - Variations des oxydes majeurs en fonction de MgO.....	168
Fig. 102bis. - Variations des oxydes majeurs en fonction de MgO.....	170
Fig. 103. - Coupe du Fournos Kaitsa d'après J. AUBOUIN (1959).....	176
Fig. 104. - Localisation des différents faciès pétrographiques reconnus au sein d'un système ophiolitique d'Othrys occidentale d'après M. MENZIES (1973) et A.J. HYNES (1972) (<i>in</i> A.G. SMITH et al., 1975).....	178
Fig. 105. - Classification des roches grenues basiques et ultrabasiques en fonction de leur composition modale (d'après E.D. JACKSON, 1968, modifié par T. JUTEAU, 1975).....	179

Fig. 106 a et b. - Vue micrographique de harzburgites.....	183
Fig. 107 a et b. - Vues micrographiques dans les péridotites à plagioclase.....	186
Fig. 107 c et d. - Vues micrographiques de détail dans les péridotites à plagioclase.....	187
Fig. 108. - Pseudomorphose d'olivine dans un gabbro doléritique.....	202
Fig. 109. - Calculs des pourcentages d'affleurement en surface des différents faciès pétrographiques en Othrys occidentale.....	209
Fig. 110. - Déformation des orthopyroxènes dans les péridotites foliées sans plagioclase (harzburgites du Katachloron).....	213
Fig. 111. - Déformation d'un phénoblaste d'olivine (dunites du Katachloron 6B 601 ; cisaillement senestre).....	212
Fig. 112. - Les spinelles dans les péridotites sans plagioclase (8B 915 ; harzburgites du Katachloron).....	214
Fig. 113. - Projection stéréographique des attitudes des filons des gabbroïdes et des harzburgites.....	217
Fig. 114. - Caractère dilationnel de filons gabbroïques dans des serpen- tinites (route d'Archanion à Asvesti).....	217
Fig. 115. - Attitude des filons gabbroïques déformés sur deux affleu- rements distants de 500 m (près de Perivoli - mont Koukos)..	221
Fig. 116. - Filon de gabbro déformé sub-perpendiculaire à la foliation (S ₁) et d'intersection parallèle à (b).....	222
Fig. 117. - Relation entre filons et veines gabbroïques.....	223
Fig. 118. - Situation géographique des coupes illustrant les relations primaires entre les différents faciès dans le massif du Fig. Mega Isoma.....	225
Fig. 119. - Coupe du mont Koukos (49).....	224
Fig. 120. - Coupe du Mega Isoma (50).....	227
Fig. 121. - Coupe à l'Ouest du Mega Isoma (51).....	228
Fig. 122. - Coupe au Sud de la vallée de Bogazi (52).....	229
Fig. 123. - Attitude des dykes effusifs dans l'unité des gabbros- dolérites d'Asproklissia-Domokos.....	232
Fig. 124. - Relation entre les dykes effusifs dans les gabbros-dolérites	234
Fig. 125 I. - Structures intra-ophiolitiques au Nord Ouest du Mega Isoma : dispositif tectonique conforme.....	236
Fig. 125II. - Structures intra-ophiolitiques au Sud Est du Mega Isoma : dispositif tectonique inverse.....	237
Fig. 126. - Localisation des coupes illustrant les empilements tectoniques ophiolitiques.....	240
Fig. 127. - Coupe à l'Est (A) et au sommet (B) du Mega Isoma (53 et 54).	239
Fig. 128. - Coupe du Fournos Kaitsa à Ano Agoriani (55).....	241
Fig. 129. - Coupe de Pavrakia (56).....	243
Fig. 130. - Coupe du Xerovouni Dranitsa à Anavra (57).....	243
Fig. 131. - Carte structurale schématique des structures intra- ophiolitiques entre vallée du Sperchios et plaine de Xinias.	245
Fig. 132. - Coupe Nord-Sud près de Trilofon (58).....	244

Fig. 133. - Panorama du secteur de Trilofon depuis le sommet du réservoir au Sud du village.....	246
Fig. 134. - Panorama vers l'Est depuis le sommet du Sikia.....	247
Fig. 135. - Coupe d'Omvriaki au Phalakrov (59).....	248
Fig. 136. - Coupes entre Kastro et Karapa (A : 60 ; B : 61).....	250
Fig. 137. - Etude statistique de l'orientation des plans de foliation dans l'unité péridotitique du Mega Isoma.....	252
Fig. 138. - Etude statistique des déformations intra-péridotitique ; plis de dimension métrique.....	254
Fig. 139. - Schéma interprétatif des structures primaires internes du complexe ophiolitique d'Othrys occidentale.....	262
Fig. 140. - Représentation schématique des superpositions ophiolitiques d'Othrys occidentale.....	263
Fig. 141. - Situation géographique des coupes illustrant les structures.	268
Fig. 142. - Carte structurale de la région de Domokos.....	269
Fig. 143. - Coupe au front du chevauchement des zones internes (62).....	270
Fig. 144. - Etude statistique des plis dans le flysch tertiaire du Pinde oriental.....	271
Fig. 145. - Coupes dans les écailles béotienne, de Dafnospilia à Mesochorion (63 à 67).....	273
Fig. 146. - Etude statistique des déformations plicatives dans la série d'âge anté-crétacé supérieur-béotien.....	274
Fig. 147. - Représentation stéréographique de la totalité des pôles de plans de stratification mesurés dans la série béotienne..	275
Fig. 148. - Coupe des écailles à la base du chevauchement près de Kedros (68).....	276
Fig. 149. - Schéma structural du massif du Xerouvouni.....	278
Fig. 150. - Etude statistique des déformations plicatives métriques dans la série d'âge crétacé supérieur-tertiaire interne.....	279
Fig. 151. - Coupe au Sud de la plaine de Xinias de Trilofon (69).....	280
Fig. 152. - Déformations plicatives dans les calcaires des séries triasico-jurassiques.....	282
Fig. 153. - Axe des microplis et plans axiaux dans les radiolarites de la série de Trilofon.....	281
Fig. 154. - Etude statistique des déformations dans la série de Kastri..	283
Fig. 155. - Histogrammes des failles.....	285
Fig. 156. - Représentation stéréographique des orientations des stries sur les miroirs de failles dans le Crétacé supérieur de Domokos.....	287
Fig. 157. - Tableau des différentes déformations plicatives dans les diverses séries d'Othrys occidentale (direction axiale/déversement).....	288

- PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES -

<u>Planche I</u>	: Microphotographies d'Ostracodes et de Radiolaires au microscope électronique à balayage (microfaune extraite des meats calcaires entre les coussins de Tourla).....	35
<u>Planche II</u>	: Les séries d'âge jurassique-éocrétacé (?) et crétacé supérieur-paléocène des zones internes.....	81
<u>Planche III</u>	: Microphotographie de laves triasiques (lumière naturelle)...	140
<u>Planche IV</u>	: Faciès des péridotites d'Othrys occidentale.....	192
<u>Planche V</u>	: Faciès des cumulats troctolitique et gabbroïques de Bogazi..	198
<u>Planche VI</u>	: Faciès et microfaciès de l'ensemble doléritique et effusif..	206
<u>Planche VII</u>	: Fabrication des faciès péridotitique ; vue micrographique dans le plan AC des axes cinématiques de déformation.....	211
<u>Planche VIII</u>	: Mesostructures intra-péridotitiques.....	218
<u>Planche IX</u>	: Attitude des filons dans les péridotites foliées à plagioclase.....	220

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

INTRODUCTION

Située aux confins des civilisations helladiques et archaïques, l'Othrys occidentale, avec la Thessalie, vécut un peu en marge de l'histoire des Hellènes ; c'est pourquoi, cette région, qui ne possède pas les sites archéologiques d'autres régions de Grèce, est peu connue des voyageurs et des touristes.

I.- ESQUISSE GEOGRAPHIQUE

A. GEOGRAPHIE PHYSIQUE

L'Othrys occidentale s'étend en Grèce continentale centrale entre la vallée du Sperchios et la plaine de Trikkala qui, avec celle de Larissa, correspond aux deux plaines de Thessalie (fig. 1). Dominée à l'Est par le mont Othrys (1 726 m),



Fig. 1. - Situation du secteur étudié au sein de la péninsule hellénique.

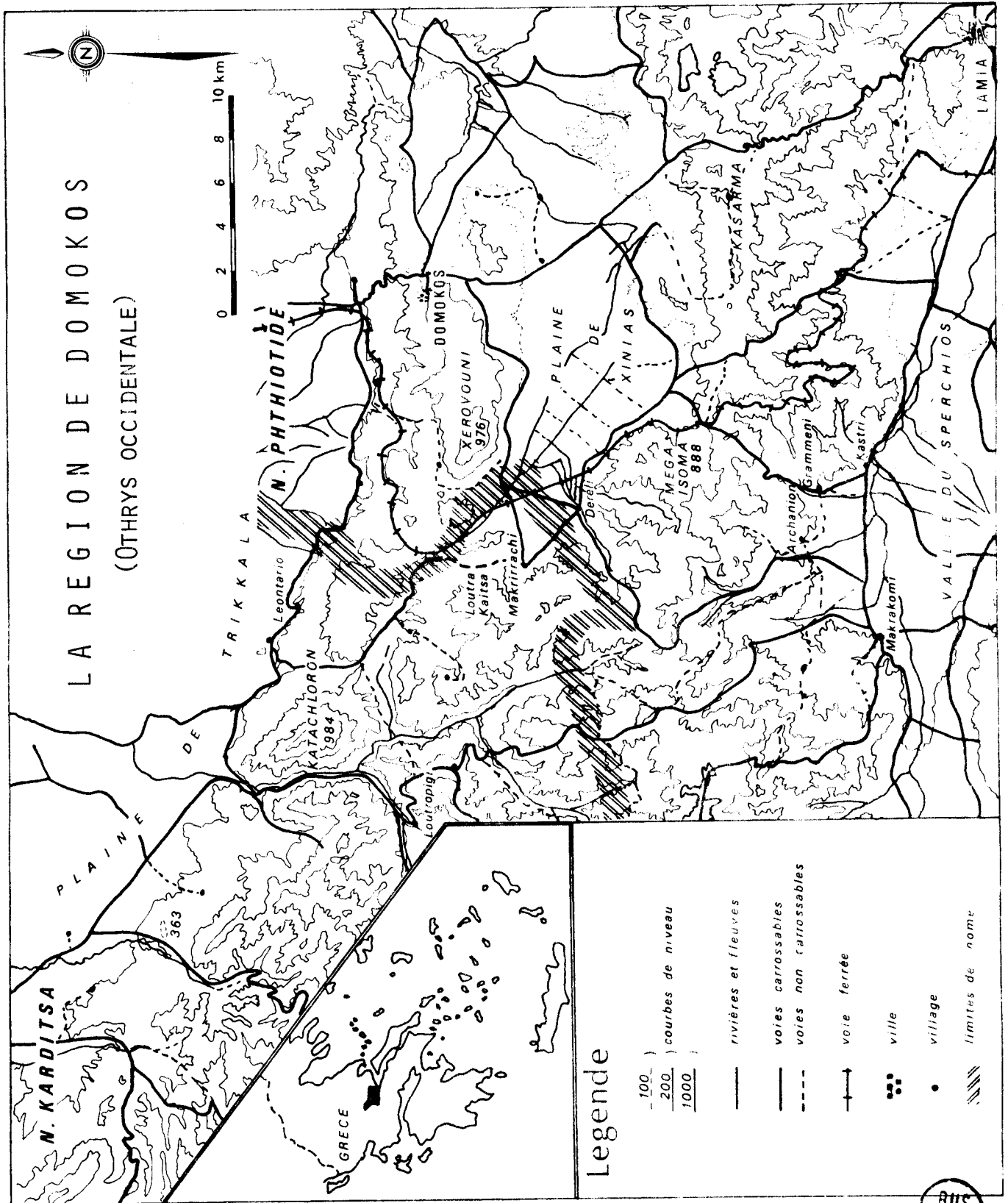


Fig. 2. - Carte topographique du secteur étudié



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Dans ce pays où l'activité est essentiellement tournée vers l'agriculture, l'exploitation des gîtes minéraux -facteur propre à améliorer les conditions de vie des populations- connaît un intérêt particulier. En Othrys occidentale, les richesses minérales sont surtout liées aux "Roches Vertes" et aux formations qui leurs sont associées ; il s'agit en particulier de chromites associées aux roches ultrabasiques des massifs ophiolitiques. Près de Domokos, la proximité de la voie ferrée Athènes-Larissa a favorisé l'exploitation minière de Metalleion. Celle-ci, de 1940 à 1950, fut l'une des plus importantes de Grèce avec une production mensuelle de 2 000 tonnes. Près d'Ayos Stephanos et de Kedros, il existe encore d'anciennes carrières à ciel ouvert où l'on extrayait ce minerai.

Les autres ressources minérales n'ont guère été exploitées en raison des difficultés d'accès et des faibles teneurs. On peut toutefois signaler du nickel et du manganèse dans les formations associées aux "Roches Vertes" et du lignite dans les formations molassiques du sillon mésohellénique.

La pénétration du secteur étudié est relativement aisée. L'infrastructure essentielle du réseau routier est constituée par la route nationale qui conduit de Pharsale à Lamia et la route principale Karditsa-Smokovon à vocation touristique. Outre ces voies principales, l'accès des villages est assuré par d'anciens sentiers muletiers transformés et améliorés en raison de la mécanisation des techniques agricoles. La réfection de ces chemins à chaque printemps favorise le déplacement des villageois par l'intermédiaire d'autocars aux allures parfois fort surprenantes. Par ailleurs, la partie orientale du secteur est parcourue par la voie ferrée Athènes-Larissa.

Dans cette région, comme en bien des endroits en Grèce, beaucoup de lieux et de villages avaient des dénominations d'origine turque ; afin que la toponymie retrouve son caractère hellénique, ils ont été rebaptisés. Cependant, selon les dates de parution des études antérieures, figure l'ancien ou le nouveau nom. Pour faciliter tous reports bibliographiques, les correspondances ont été consignées à la fin de cet ouvrage (annexe I). Seule l'appellation actuelle et récente a été utilisée ici.

C. APERCU D'HISTOIRE ANCIENNE

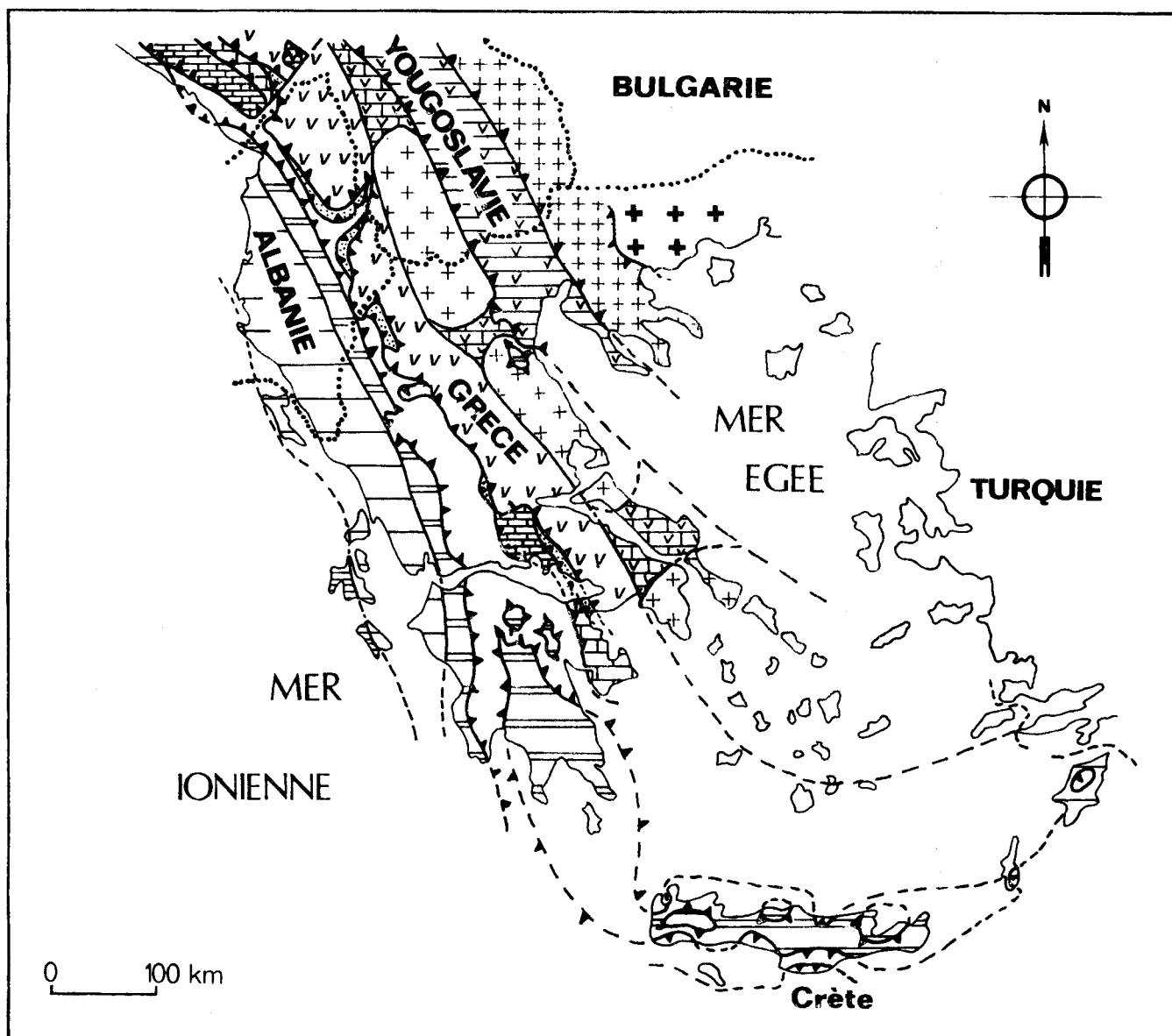
Entre l'ancienne Pharsale située aux confins méridionaux de la Thessalie et où s'affrontèrent les armées de César et de Pompée et le célèbre défilé des Thermopyles où Hérodote nous conte le combat de Léonidas et de Xerxes, l'antiquité n'a laissé que de rares vestiges. Décrite par l'historien latin Tite Live, la forteresse de Kastri, près de "Macra Come" (actuellement Macrokomí), défendait l'accès de la Haute Vallée du Sperchios. Outre le vieux bourg perché de Domokos, dominé par sa citadelle et dont certains des anciens chemins d'accès pavés sont encore visibles, on retrouve souvent, sur les éminences voisines des villages actuels, les anciens sites indiqués par d'antiques fondations et de nombreux débris de poteries ; c'est le cas par exemple de Makrirrachi et de Kato Agoriani.

II.- CADRE GEOLOGIQUE

A. GENERALITES

Sans vouloir revenir sur l'aspect historique des recherches géologiques au sein de ce secteur de l'arc alpin dinaro-aurique, largement développé dans d'autres ouvrages (1), les Hellénides ont constitué un matériel de choix pour l'établissement d'un modèle géosynclinal popularisé par J. AUBOUIN (1958-1970). Les

(1) D'amples informations pourront être recueillies en se reportant à l'Histoire des recherches géologiques dans les Hellénides de J.H. BRUNN et al. (1979) ou à la Bibliographie géologique de la Grèce de D. HARALAMBOUS (1961-1975).



YOUGOSLAVIE	ALBANIE	GRECE
	Z. de Sazan	Z. préapulienne
	Z. ionienne	Z. ionienne
	Z. de Kruja	Z. du Gavrovo
	Z. de Cukali-Krasta	Z. du Pinde
	Z. des Alpes albanaises	Z. du Parnasse

	Z. du Grammos	Z. béotienne
	Z. de la Mirdita	Z. subpélagonienne
	Z. du Korab	Z. pélagonienne
	Z. du Vardar
	Massifs serbo-macédoniens
	Massif du Rhodope



Fig. 3. - Les zones isopiques dans les Dinarides d'après J. AUBOUIN (1973) modifié

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

données géophysiques nouvelles et une meilleure connaissance des diverses séries au vu des phénomènes actuels font de cet édifice un exemple d'évolution géotectonique globale (J. DERCOURT, 1970, 1972 ; D. BERNOULLI et B. LAUBSCHER, 1972 ; J. AUBOUIN, 1973 ; A.G. SMITH et al., 1975 ; B. BIJU-DUVAL et al., 1976).

B. EVOLUTION HISTORIQUE DE LA ZONEOGRAPHIE DES HELLENIDES

L'ensemble des travaux (J. AUBOUIN, 1959 ; P. CELET, 1962 ; J. DERCOURT, 1964 ; I. GODFRIAUX, 1965 ; J. MERCIER, 1966) conduits dans les Hellénides ont permis d'établir une zonéographie en rides et sillons qui, depuis J.H. BRUNN (1956) se répartissent en un domaine interne à l'Est marqué par l'existence d'une phase orogénique crétacée et la discordance corrélatrice du Crétacé supérieur et un domaine externe à l'Ouest caractérisé par une sédimentation continue du Trias au Tertiaire.

Cette zonéographie, avec ses équivalents en Yougoslavie et en Albanie, est complétée par la mise en évidence de la zone béotienne (P. CELET et al., 1976) à la limite des zones internes et externes (fig. 3). Le sillon béotien acquiert une individualité bien marquée au Jurassique terminal et connaît une période de comblement du Néocomien au Crétacé supérieur.

L'étude récente de l'Othrys centrale et orientale permet à J. FERRIERE (1974 a) de confirmer l'existence de phases orogéniques anté-crétacées mais la signification bathymétrique des séries mésozoïques anté-crétacées conduit cet auteur à substituer la notion de zone isopique maliaque à celle de zone isopique tectonique subpélagonienne pour l'époque triasico-jurassique (fig. 4) ; cette nouvelle zone ayant valeur de bassin profond à la bordure occidentale (?) de la zone isopique pélagonienne. Cette dernière fut elle-même redéfinie par P. CELET et J. FERRIERE (1978). Ces auteurs considèrent que la zone isopique pélagonienne correspond à la plateforme carbonatée triasico-jurassique alors que le terme "domaine pélagonien" désigne l'ensemble de la plateforme carbonatée et les formations qui s'y rattachent, c'est-à-dire qui lui sont sus ou sous-jacentes.

Récemment, la comparaison des séries de Vardoussia et du Koziakas (R. ARDAENS, 1978), l'étude des massifs du Koziakas et du Thimiamia (J. FERRIERE, 1974 b ; P. JAEGER et P. CHOTIN, 1978) et de leur prolongation méridionale (B. COURTIN, 1977) conduisent P. CELET et al. (1978) à envisager une signification différente des séries du Vardoussia et du Koziakas et l'appartenance possible de cette dernière aux zones internes. La découverte de calcaires microbréchiques d'âge post-barrémien disposés structurellement entre Koziakas et ophiolites incite P. JAEGER (1979) à envisager une appartenance plus interne de la série du Koziakas par rapport à la série du Thimiamia.

C. HISTORIQUE REGIONAL

Les premières missions géologiques dans cette partie de la péninsule balkanique ont été effectuées au 19^e siècle par A. BOUE et A. VIQUESNEL. Dans leurs ouvrages publiés en France dès 1840, ils séparent les "schistes cristallins et demi-cristallins" des massifs pélagoniens orientaux des terrains crétacés des régions occidentales où ils signalent la présence de roches vertes et de calcaires à Hippurites. Puis, entre 1876 et 1880, paraissent les résultats de A. BITTNER, H. NEUMAYR et F. TELLER ; ceux-ci considèrent que de l'"Untere Kalk" du Gavrovo à l'"Obere Kalk" de l'Othrys, l'ensemble des terrains est d'âge crétacé.

Cependant, la contribution la plus importante à la géologie de l'Othrys occidentale est à rapporter sans aucun doute à A. PHILIPPSON. En effet, dès 1890, celui-ci présume dans la zone de contact entre flysch et série à serpentines une "ligne tectonique de signification importante" séparant l'une de l'autre deux zones d'âge différent mais aussi de direction structurale tout à fait dissemblables. Il place d'ailleurs près d'Archanion sa limite entre le système de Grèce

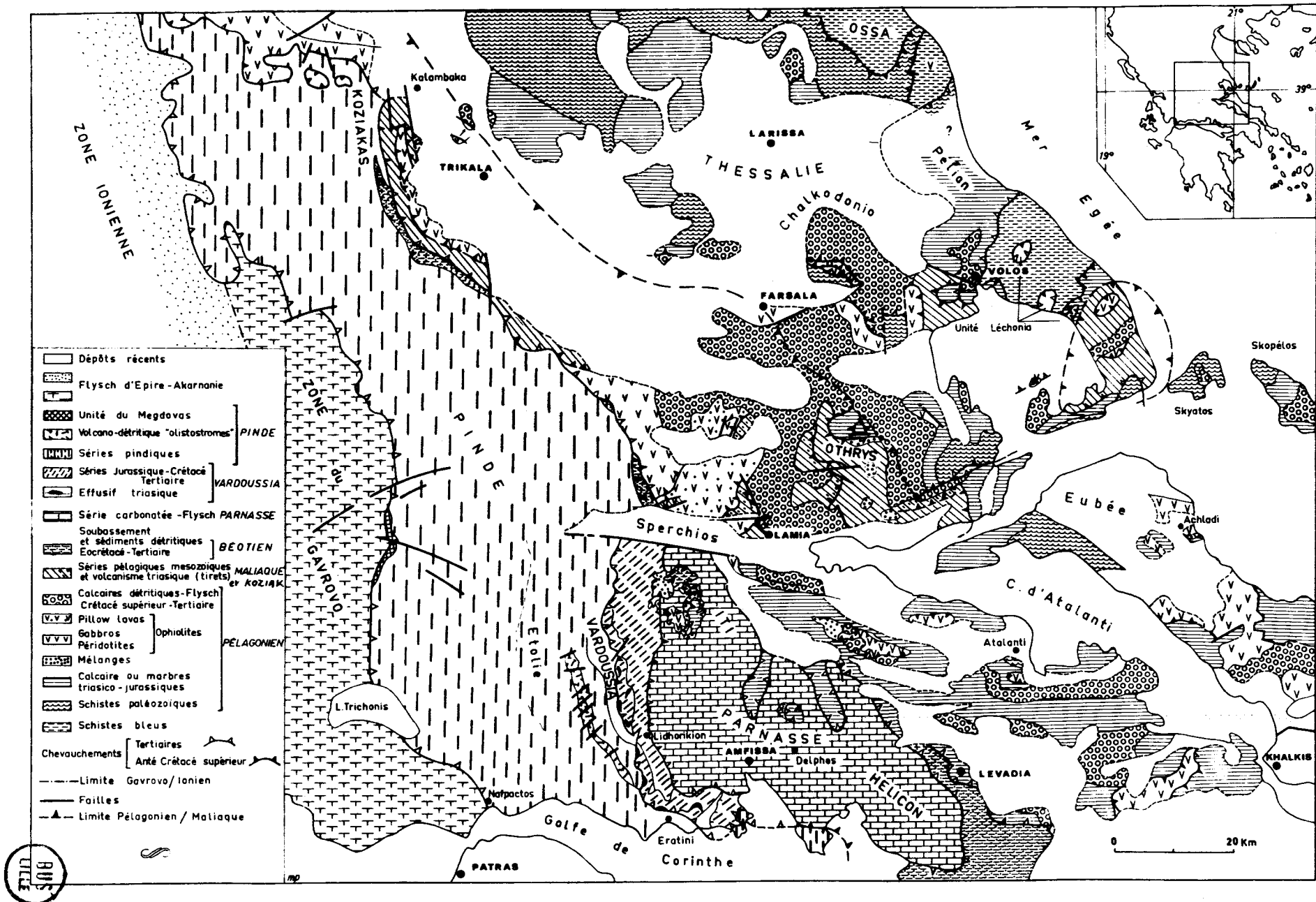


Fig. 4. - Les zones isopiques dans les Hellénides centrales (in. P. CELET et al., 1979).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

orientale et le système de Grèce occidentale (fig. 5). Il reconnaît ainsi à l'Ouest une sous-zone orientale du flysch du Pinde (c'est le futur synclinal est-étolique de C. RENZ (1955) ou encore le synclinal du Pinde oriental de J. AUBOUIN, 1959) et à l'Est le système de Grèce orientale où se situent d'ailleurs les massifs du Kozziakas et de l'Othrys.

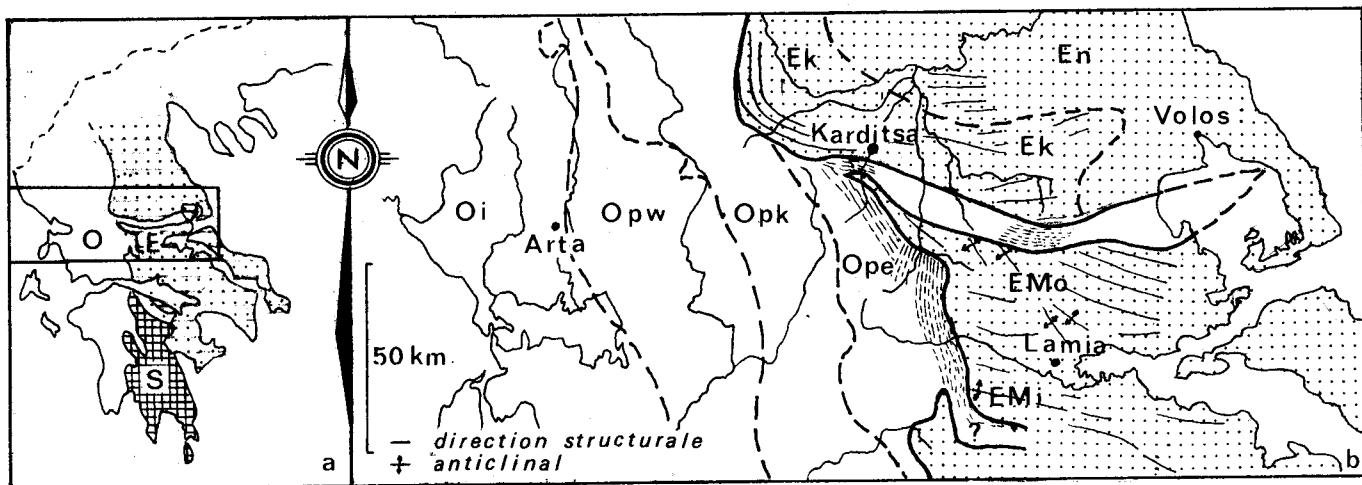


Fig. 5. - Cadre tectonique de la Grèce continentale centrale d'après A. PHILIPPSON (1898).

- a. O : système de Grèce occidentale ; E : système de Grèce orientale ; S : arc égéen méridional.
- b. Oi : zone ionienne ; OP : zone du Pinde (Opw : sous-zone occidentale du flysch ; Opk : sous-zone des calcaires du Pinde ; Ope : sous-zone orientale du flysch) ; Ek : zone du Kozziakas ; En : massif cristallin septentrional ; Em : zone de la Grèce orientale moyenne (EMO : sous-zone de l'Othrys ; EMI : sous-zone de l'Iti).

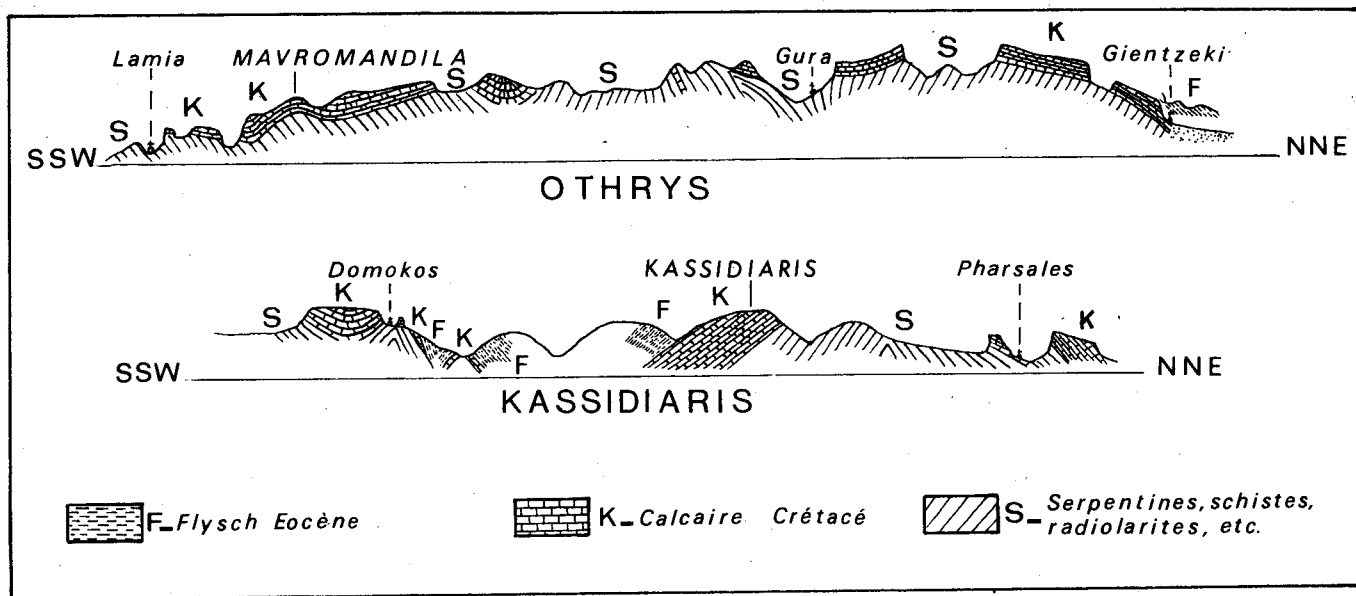


Fig. 6. - Profils géologiques de l'Othrys et des Kassidiaris d'après A. PHILIPPSON (1898).

INTRODUCTION

En outre, il distingue au sein des formations crétacées d'Othrys occidentale, un ensemble de calcaires inférieurs, un ensemble à serpentines (où il sépare d'ailleurs deux unités sédimentaires intercalées de serpentines d'une unité éruptive proprement dite) et un ensemble de calcaires supérieurs, tandis que dans des profils géologiques d'Othrys et des Kassidiaris (fig. 6), le Crétacé supérieur semble être discordant sur le soubassement ; toutefois, A. PHILIPPSON n'explique pas davantage cette discordance.

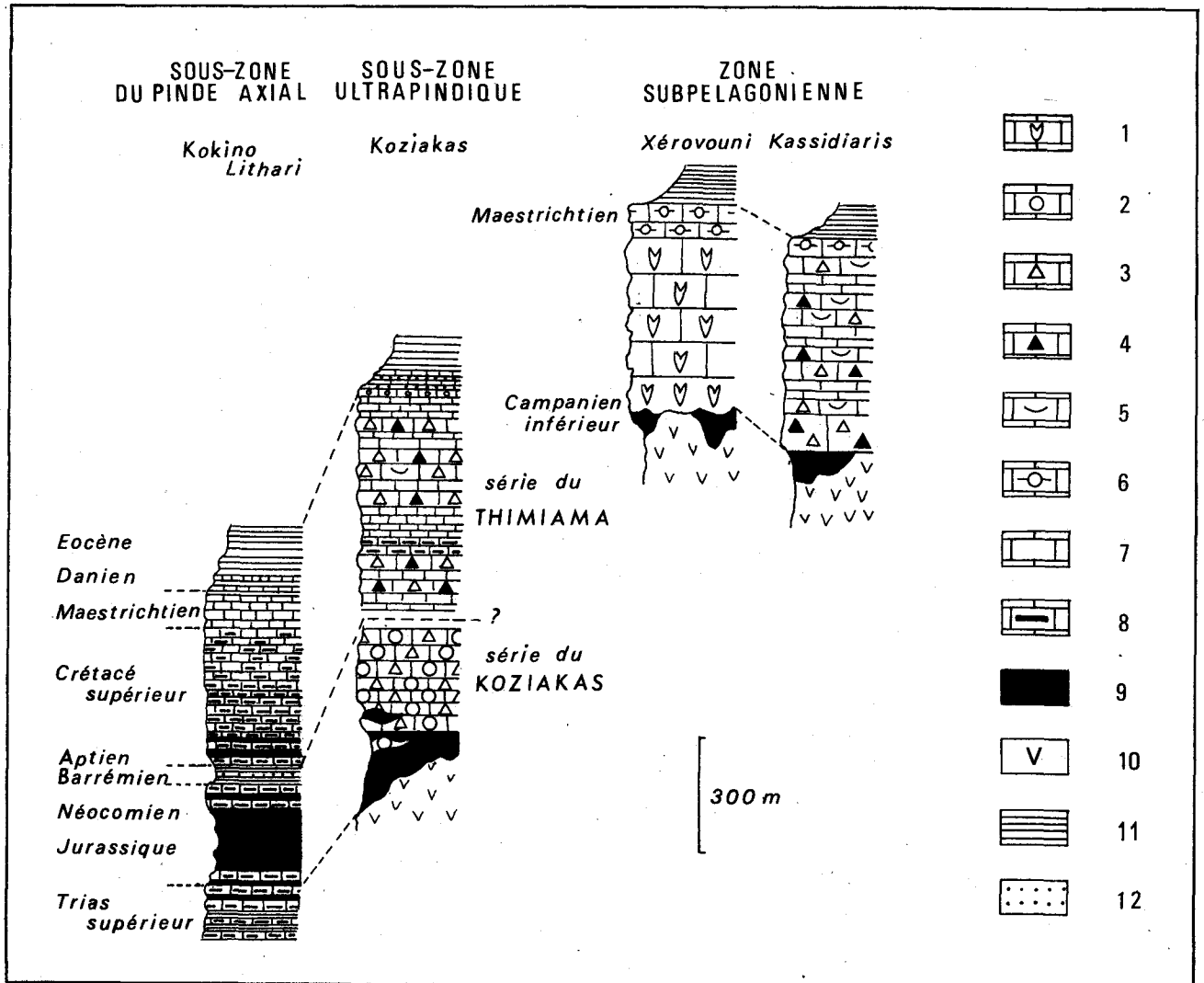


Fig. 7. - Les séries stratigraphiques du Pinde et de Thessalie méridionale d'après J. AUBOUIN (1959).

Calcaires : 1. à Rudistes ; 2. graveleux et oolithiques ; 3. microbré-
chiques ; 4. microbréchiques à débris de radiolarites et de roches
vertes ; 5. microbréchiques à débris de Rudistes ; 6. à Orbitoïdes ;
7. pélagiques ; 8. pélagiques à silex.

Roches Vertes et sédiments associés : 9. radiolarites ; 10. ophio-
lites.

Flysch : 11. marnes et schistes ; 12. grès.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Cependant, si les traits structuraux essentiels de la Grèce ont été tracés par A. PHILIPPSON, c'est à C. RENZ que revient le mérite d'en avoir précisé le support stratigraphique. Après avoir étudié les régions plus occidentales, en 1927, il décrit en Othrys la discordance des calcaires à Rudistes sur les Roches Vertes et les radiolarites. Plus tard en 1938, en collaboration avec M. MITZOPOULOS, il découvrit à Archanion des calcaires à Céphalopodes du Trias moyen. Comparant ces derniers avec les faciès d'Argolide, il les attribua à sa zone du Parnasse-Kiona et considéra leur position structurale selon des écailles tectoniques à la base des roches vertes.

Cette région constitua ensuite le secteur sud-est du terrain parcouru par J. AUBOUIN. Celui-ci, en 1959, y distingue la zone du Pinde, la sous-zone ultrapindique et la zone subpélagonienne. Si la zone du Pinde dans sa partie orientale montre une sédimentation continue du Trias à l'Eocène, la sous-zone ultrapindique avec la série ancienne du Koziakas et la série récente du Thimiama représente une transition vers des faciès plus néritiques (fig. 7). La série subpélagonienne comporte un Trias soit à Ammonites soit à Gyroporelles surmonté d'un Jurassique à *Paléodacycladus* et *Cladocoropsis*. L'épanchement ophiolitique pourrait représenter le Kimméridgien tandis que les calcaires du Crétacé supérieur sont transgressifs sur la couverture radiolaritique d'âge jurassique à crétacé inférieur.

Entre temps, G. MARINOS et son équipe lèvent les cartes géologiques de l'Othrys et notamment celle de Léontario, Domokos et Lamia au 1/50 000e. Ceci permet à G. MARINOS (1956) de montrer le passage latéral des calcaires jurassiques à la formation des "Schiefer Hornstein". En outre d'après lui, les ophiolites surmontent souvent les calcaires à *Cladocoropsis* indiquant ainsi leur âge Jurassique supérieur ou, au plus, Crétacé inférieur.

Plus récemment, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) ont étudié une partie du versant septentrional du Sperchios. Ils découvrirent près d'Archanion une série flyschöïde d'âge tithonique-berriasien qu'ils attribuèrent à la sous-zone ultrapindique. D'autre part, ces auteurs estiment que la série subpélagonienne commence probablement dans le Permien bien qu'aucune découverte paléontologique ne confirme cette attribution stratigraphique. La base est représentée par les "couches de Kastri" légèrement métamorphiques qui, après quelques niveaux de transition, passe aux couches de Grammeni d'âge triasique à crétacé inférieur. La série subpélagonienne se poursuit par le cortège éruptif de l'épanchement ophiolitique.

Du point de vue structural, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS remarquent l'orientation E-W des structures du domaine ophiolitique et concluent que la "tectonisation principale de l'Othrys précède peut-être la tectonisation principale du Pinde et pourrait être marquée par les lacunes sous la transgression du Crétacé supérieur". Pour eux, rien ne justifie une tectonique tangentielle du complexe subpélagonien car la "série ophiolites-radiolarites-schistes" joue ici le rôle d'un autochtone (fig. 8).

En Othrys centrale et orientale, la présence d'unités triasico-jurassiques affectées d'une tectonique anté-Crétacé supérieur conduit J. FERRIERE (1972-1978) à individualiser pour la période Trias-Jurassique, un domaine maliaque dont les faciès pélagiques occidentaux (?) se différencient des faciès néritiques orientaux (?) de la zone pélagonienne. Remarquant la particularité de certaines séries près de Lamia, il émet l'hypothèse d'un haut-fond témoignant du fonctionnement précoce de la paléofaille transformante du Sperchios.

Simultanément, l'école anglaise (A. HYNES et al., 1972 ; A.G. SMITH et al., 1975) décrit ces formations et invoque, du point de vue paléogéographique, une marge continentale stable séparant un domaine océanique d'un domaine continental situé plus à l'Est. Ces auteurs assimilent les ophiolites d'Othrys à un ancien

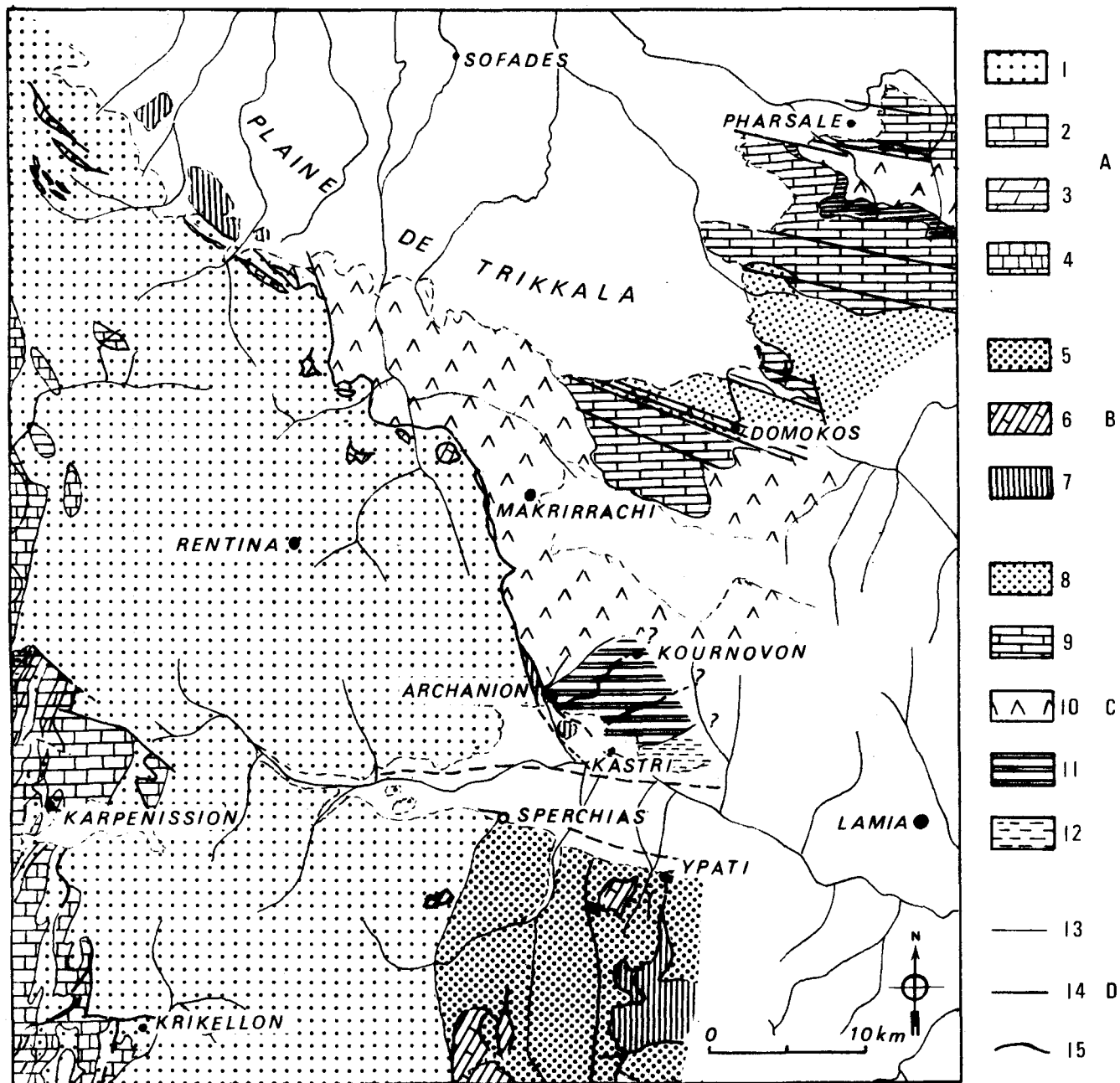


Fig. 8. - Carte structurale de l'Othrys occidentale et de la bordure orientale du Pinde d'après J. AUBOUIN (1959), K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969).

- A. Zone du Pinde : 1. flysch tertiaire ; 2. calcaires du Crétacé supérieur ; 3. calcaires du Jurassique et Crétacé inférieur ; 4. calcaires du Trias.
- B. Zone ultrapindique : 5. flysch tertiaire ; 6. calcaires du Crétacé supérieur ; 7. calcaires et flysch du Jurassique et Crétacé supérieur.
- C. Zone subpélagonienne : 8. flysch tertiaire ; 9. calcaires du Crétacé supérieur ; 10. ophiolites ; 11. laves, pélites, calcaires et radiolarites du Jurassique au Crétacé inférieur ; 12. laves, pélites et radiolarites du Scythien au Permien supérieur.
- D. Légende structurale : 13. contact stratigraphique ; 14. faille ; 15. contact anormal tangentiel.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

relayée à l'Ouest par les monts du Pinde méridional, l'altitude n'y dépasse guère les 1 100 m. Cependant, contigus aux régions basses de Thessalie et du golfe maliaque, ce sont toujours des monts aux flancs bien dessinés qui se découpent dans le paysage. Ces territoires se disposent essentiellement dans le nome de Phthiotide dont la préfecture est Lamia mais s'allongent également sur la partie méridionale du nome de Karditsa.

L'Othrys occidentale peut être divisée en deux unités orographiques de part et d'autre de la plaine de Xinias autrefois occupée par un lac (fig. 2). Le domaine septentrional comprend les monts qui limitent au Sud les horizons thessaliens ; il s'agit pour l'essentiel des massifs du Katachloron (984 m) et du Xerouvouni (976 m). Le domaine méridional avec le Mega Isoma (888 m) et le Kasarma (808 m) constitue une ligne de crête qui démarque la plaine de Xinias de la vallée du Sperchios.

Le réseau hydrographique répond à cette dualité topographique : deux provinces correspondent à des secteurs de bassins-versants dont les fleuves tributaires sont le Pinios au Nord, dans la plaine de Thessalie, et le Sperchios au Sud. Toutefois, la dissymétrie des versants nord et sud de l'édifice montagneux conduit les rivières les plus importantes du secteur (Sophaditikos, Papitsa et Pharsaliotis) à s'écouler vers le Nord.

Malgré la présence de "Roches Vertes" souvent réputées pour l'abondance et la qualité de leurs eaux, la plupart des sources qui jalonnent les discontinuités tectoniques sont taries en été. Cependant, dans la région orientale du Pinde méridional, la pérennité de certains écoulements a permis leurs exploitations à des fins thérapeutiques ainsi qu'à Loutro Kaitsa et Loutropigi pour les affections rhumatismales et les névralgies.

Aux creux de la zone déprimée entre Pinde et Massifs Pélagoniens, ces contrées jouissent d'un climat aux caractéristiques plus continentales que méditerranéennes : aux étés chauds à l'atmosphère asséchée, succèdent des automnes pluvieux aux écarts de température accentués, prémisses des froids de l'hiver.

La végétation est fonction des facteurs climatiques et orographiques mais aussi de la nature pétrographique du sol. Face aux versants verdoyants de platanes et de chênes des reliefs du Pinde oriental, les pentes des massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale laissent apparaître la couleur rouge de l'oxydation du fer contenu dans les roches au travers d'une végétation arbustive de chênes kermess, de kalichotomes et d'arbousiers.

B. GEOGRAPHIE HUMAINE

La population actuelle est essentiellement composée de paysans dont l'activité varie selon l'altitude des lieux exploités.

Dans les plaines, ou à la périphérie de celles-ci, les agriculteurs propriétaires de leur terre se groupent en de grosses bourgades. En Thessalie, équipés d'un puissant matériel agricole, ils cultivent céréales et coton, réservant à proximité des villages de petites surfaces qu'ils transforment en jardins. Dans la plaine de Xinias, sur les alluvions bien irriguées de l'ancien lac, la culture des tomates et accessoirement celle du blé et des betteraves contribue pour une grande part à la richesse des villages. Dans la vallée du Sperchios, les nombreux forages et une importante irrigation permettent la culture de certains tabacs ainsi qu'une production de treffle et de luzerne destinée à l'élevage.

Dans les secteurs plus élevés, si la proximité d'une source le permet, les moindres replats des collines sont mis en culture (céréales ou tabacs). Cependant, la ressource principale de ces zones de montagnes reste l'élevage des chèvres ; ainsi, dans les villages, voit-on les propriétaires s'organiser pour que chacun garde le troupeau selon le nombre de têtes possédées.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

plancher océanique écaillé. Sans les limiter cartographiquement, ils reconnaissent dans le "Mirna group" les faciès classiquement distingués au sein des complexes ophiolitiques : harzburgites, lherzolites à plagioclase, gabbros, dolérites et pillow-lavas.

A la suite de la découverte récente du flysch tithonique éocrétaqué en Grèce continentale méridionale par P. CELET et B. CLEMENT (1971) et à la base de la nappe ophiolitique du Pinde par J. TERRY et M. MERCIER (1971), J. FERRIERE (*in* P. CELET et al., 1976) interprète les niveaux d'Archanion ainsi que la formation flyschoïde de Dereli comme des terrains appartenant à la zone béotienne.

Une publication synthétique concernant les ophiolites des Hellénides centrales dans les secteurs de l'Iti, de l'Othrys et du Pelion (P. CELET et al., 1979) reprend des observations faites en Othrys occidentale par J. FERRIERE et moi-même pour les séries sédimentaires de Grammeni-Kastri et la position structurale de l'ensemble péridotitique du Mega Isoma, d'une part, ainsi qu'une partie des résultats que j'ai pu mettre en évidence dans l'édifice ophiolitique, d'autre part.

III. FINALITE DE LA PRESENTE ETUDE

L'historique succinct développé ci-dessus permet d'entrevoir les problèmes posés par la géologie de l'Othrys occidentale. A la limite des zones internes et externes, entre le graben du Sperchios qui, de toute évidence correspond à un élément structural essentiel et la plaine de Thessalie, zone d'effondrements récents, ce massif possède une situation particulièrement intéressante. Les questions abordées dans le cadre de cette étude sont d'ordre multiple.

Du point de vue stratigraphique, la multiplicité des séries conduit à évoquer un certain nombre de problèmes paléogéographiques. Les relations entre la série crétacée à faciès Thimiama et le flysch tithonique-éocrétaqué-béotien et la signification de ce dernier et des séries à faciès Koziakas permettront d'éclairer les rapports entre la sous-zone ultrapindique définie par J. AUBOUIN (1959) et la zone béotienne définie par P. CELET et al. (1976). La signification des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale autorisent l'étude des rapports entre la zone isopique maliaque définie par J. FERRIERE (1976) et la sous-zone ultrapindique à l'époque triasico-jurassique. L'étude lithologique de la série transgressive du Crétacé supérieur permet de préciser la paléogéographie à cette époque.

L'analyse pétrographique conduit à séparer un volcanisme triasique d'un volcanisme ophiolitique. L'étude détaillée du volcanisme triasique montre un édifice volcanique bien individualisé dont l'importance est considérable dans les reconstitutions paléogéographiques de cette époque. L'étude des ophiolites d'Othrys occidentale et notamment des termes de transition entre les principaux types pétrographiques rend possible l'élaboration d'un modèle pétrogénétique.

L'analyse structurale et micro-structurale conduit à montrer que l'édifice montagneux d'Othrys occidentale résulte de tectoniques polyphasées dont les périodes orogéniques essentielles sont anté-Crétacé supérieur, Eocène terminal, Oligo-miocène et plio-quadernaire. L'étude des structures internes du complexe ophiolitique et la position structurale de ce complexe par rapport aux séries sédimentaires apporte des arguments pour la compréhension du phénomène de mise en place tectonique des ophiolites.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

STRATIGRAPHIE

La position du secteur considéré, à la limite des zones externes et internes, et l'importance des massifs ophiolitiques expliquent le peu de données actuelles concernant les séries sédimentaires. Les descriptions lithologiques et les datations les plus récentes ont été apportées par J. AUBOUIN (1959). Elles concernent les séries crétacées transgressives internes et la sous-zone ultrapindique.

La complexité structurale rend l'étude stratigraphique quelque peu délicate. Situées à l'avant du front actuel de chevauchement des zones internes, les séries des zones externes et du domaine de transition sont plissées, écaillées et dissociées tectoniquement de telle sorte qu'il n'est possible d'y lever que des coupes fragmentaires. Il en va de même pour les séries sédimentaires des zones internes situées structurellement sous les unités ophiolitiques.

Du point de vue structural, on peut considérer que le chevauchement ophiolitique tertiaire d'Othrys occidentale (reconnu dès 1898 par A. PHILIPPSON) constitue la discontinuité majeure entre le domaine interne à l'Est et le domaine externe à l'Ouest. L'affinité zonéographique des séries sera ensuite envisagée en fonction de la nature des séries observées et de leur position structurale.

A. - LES SERIES SEDIMENTAIRES DES ZONES INTERNES

Les travaux antérieurs et l'étude géologique de l'Othrys occidentale et de la bordure méridionale de la plaine de Thessalie a permis de dater certaines séries internes (B. COURTIN, 1977 ; J. FERRIERE in J. DERCOURT et al., 1977). Les unes, d'âge Triasique à Jurassique, constituent le soubassement structural de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale ; les autres, plus tardives, constituent la couverture transgressive normale d'un édifice tectonique réalisé antérieurement.

CHAPITRE I : LES SERIES TRIASICO-JURASSIQUES DES ZONES INTERNES

I. HISTORIQUE

La découverte de terrains triasiques en Othrys occidentale est due à M. MITZOPOULOS et C. RENZ (1938). Au NE d'Archanion, ces auteurs ont décrit des blocs de calcaires rouges contenant des faunes d'Ammonites triasiques. Ils y reconnaissent le Ladinien avec *Sagaceras haidingeri* Hauer var. *walteri* Mojs., *Sturia semiarata* Mojs., *Monophyllites wengensis* Klipst., *Gymnites esinensis* Mojs., *Analcites* sp., *Halobia lommeli* Wissm et le Carnien : *Monophyllites* sp., *Sagaceras* sp., *Proarcestes* cf. *gaytani* Klipst. La position structurale de ces formations et la comparaison avec les faciès d'Asklepion en Argolide conduisent C. RENZ à envisager une appartenance de ces deux affleurements à une même unité de faciès : la zone du Parnasse-Kiona.

Ultérieurement, G. MARINOS et al. rangent les calcaires à Céphalopodes dans la série "schistes et radiolarites" ainsi que les calcaires massifs dont le contenu paléontologique (*Megalodontes*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Paleodasycladus*, *Diplopora*) indique un âge triasique à jurassique. Sur les cartes géologiques au 1/50 000 de Leontario, Domokos et Lamia, G. MARINOS et son équipe (1962) ont appelé cette formation "Schiefer Hornstein Komplex" ; elle comprend : des argiles, des cherts et des calcaires marneux en fines alternances, des calcaires en plaquettes et des calcaires massifs, des "tufs" ainsi que des serpentines.

J. AUBOUIN (1959) estime que les calcaires triasiques d'Archanion découverts par M. MITZOPOULOS et C. RENZ constituent des termes de la série subpélagonienne disposés en écaillés à la base des ophiolites. D'après J. AUBOUIN, ces calcaires

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

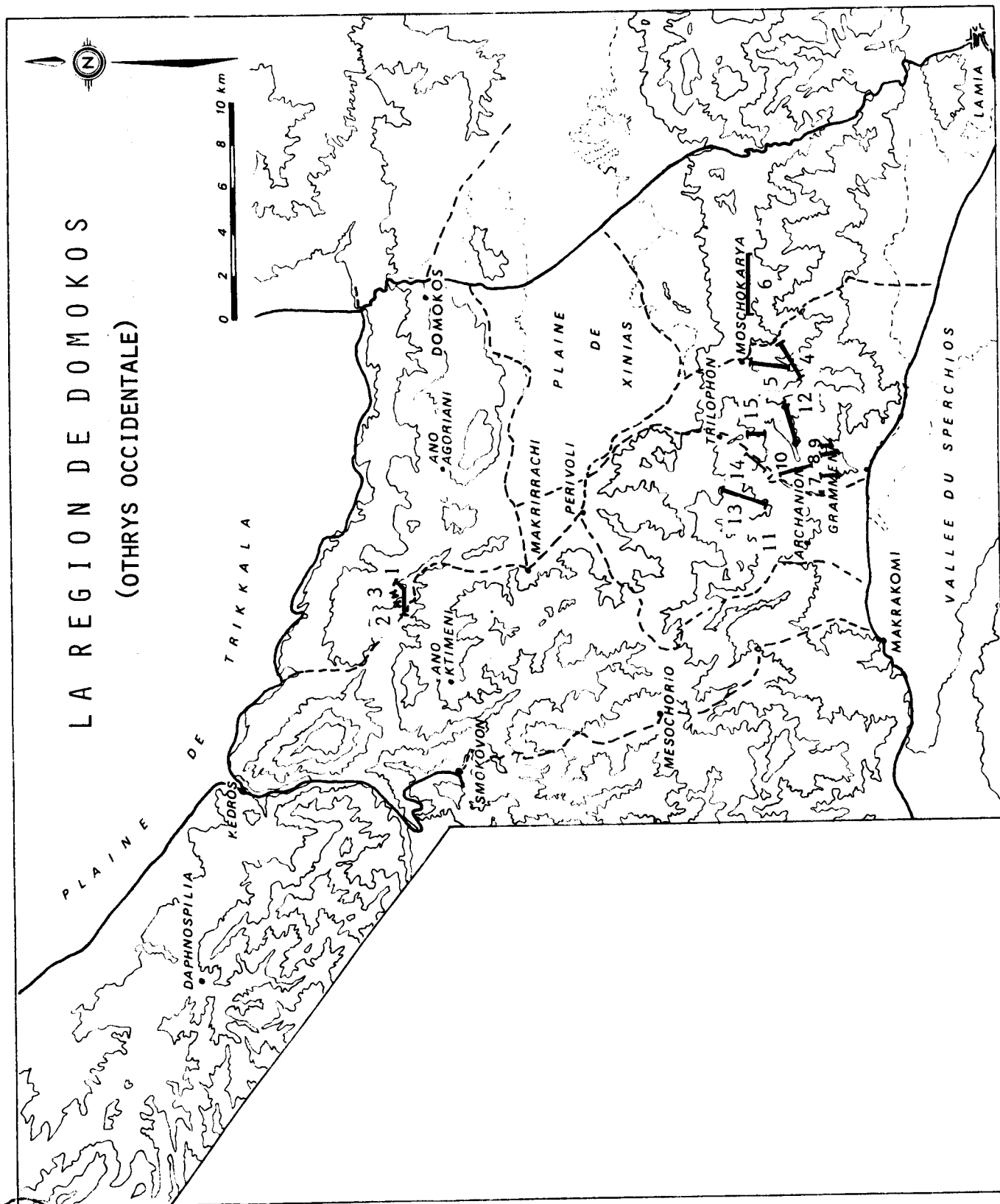


Fig. 9. - Localisation des coupes effectuées dans le triasico-Jurassique des zones internes

à Ammonites et Halobies de la zone subpélagonienne pourraient marquer une transition entre les calcaires à Gyroporelles d'Othrys orientale signalés par C. RENZ (1955) et G. MARINOS (1956) et les calcaires et jaspes à Halobies du Trias de la zone du Pinde.

Près de Grammeni, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) ont découvert de nouveaux blocs de calcaires rouges à Céphalopodes d'âge anisien à ladinien supérieur : *Sagaceras haidingeri walteri* Mojs., *Protrachyceras pseudo archelaus* (Boekh), (vel. *longobardicum* Mojs., vel. *steinmanni* Mojs.), *Megaphyllites* cf. *obulus* Mojs., *Judicarites* cf. *arietiformis* (Mojs.), *Protrachyceras* sp., *Monophyllites wengensis* (Klipst), *Proarcestes* sp., *Sturia* ? sp., *Nautilus* sp. Ces auteurs interprètent ces blocs comme des olistolites disposés au sein de sédiments qui, cartographiquement, dessinent des bandes dans la formation ophiolitique. Les couches de Grammeni d'âge triasique représentent la partie principale de la série ophiolitique subpélagonienne, superposée stratigraphiquement aux couches de Kastri (attribuée au Permien) ; elles constituent la base de l'épanchement ophiolitique.

Récemment, J. FERRIERE (in J. DERCOURT et al., 1977), dans une coupe schématique de l'Othrys, montre l'existence de deux unités tectoniques à matériel pélagique de type Loggiston -c'est-à-dire maliaque typique- disposées structurellement sous les ophiolites d'Othrys occidentale.

II. LES TERRAINS TRIASICO-JURASSIQUES

L'observation de ces terrains disposés structurellement sous les ophiolites a conduit à séparer différentes séries.

a) Les séries effusives et pélitiques du Katsichorachi et de Moschokarya

Elles ont été relevées d'une part dans le massif du Katsichorachi (fig. 9), à la bordure méridionale de la plaine de Thessalie et d'autre part, dans les massifs montagneux séparant la plaine de Xinias de la vallée du Sperchios.

1) Le massif du Katsichorachi

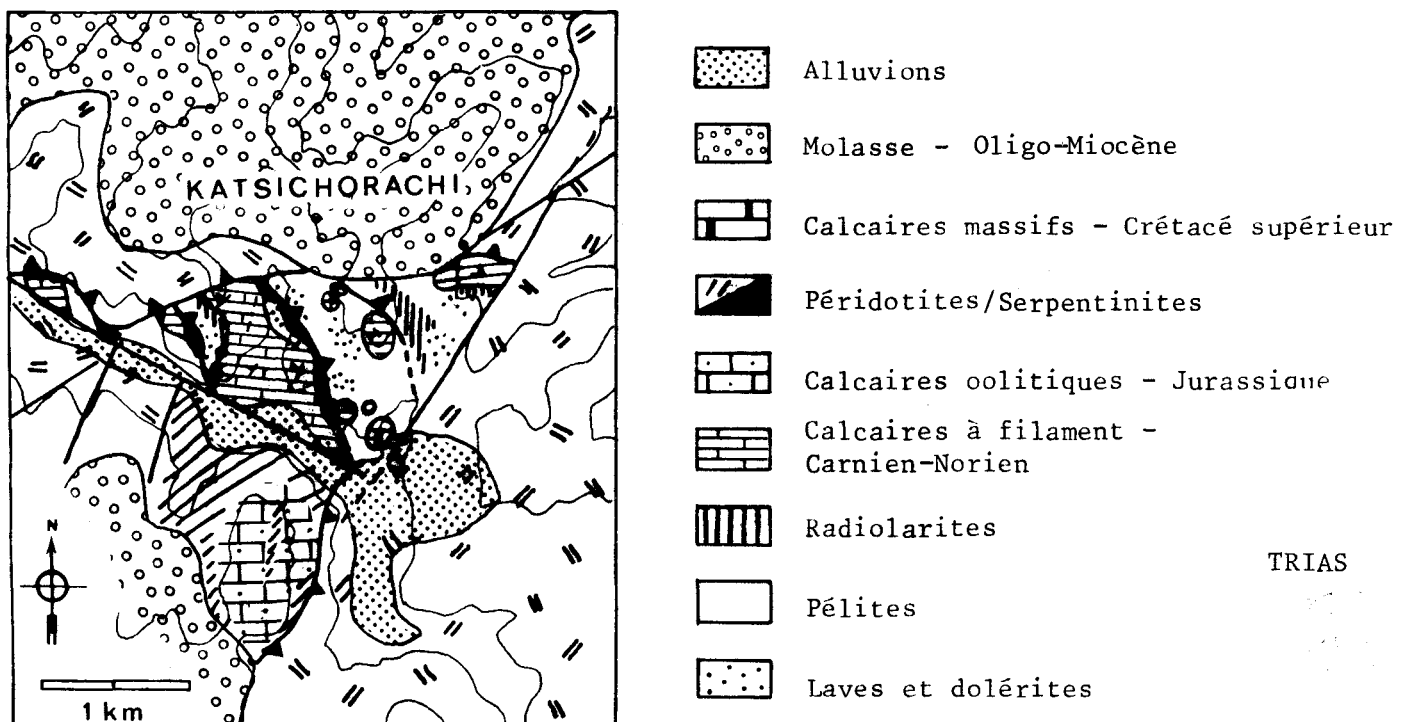


Fig. 10. - Détail cartographique du massif du Katsichorachi (1/50 000).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

11) Coupe générale du massif

La cartographie détaillée de ce massif (fig. 10) permet de montrer l'existence d'une superposition tectonique d'unités triasiques sous une unité ophiolitique périodotitique essentiellement constituée de lherzolites. La coupe 1 (fig. 11) effectuée de l'Ouest vers le Nord Est en précise les différents termes :

L'unité supérieure (I) comprend du bas vers le haut :

- Ia : un ensemble écrasé vert et rouge comprenant des niveaux pélitiques siliceux, quelques bancs de jaspes à Radiolaires de couleur rouge-brun, et des niveaux verts dont l'origine peut être recherchée dans des tufs laviques altérés et écrasés ;
- Ib : des roches effusives basiques de type spilite albitophyre dont l'aspect massif pourrait indiquer une disposition en coulées ;
- Ic : des dolérites grises qui pourraient correspondre à des coulées massives ;
- Id : une série sédimentaire à pendage vers le Nord Est constituée de niveaux de jaspes roses à éclat gras admettant quelques interlits pélitiques surmontés de calcaires fins à filaments en bancs décimétriques, comportant quelques cherts siliceux rouges généralement disposés en amandes. Le traitement de ces calcaires par acétolyse a livré des Conodontes (H. Kozur) : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi) qui indiquent un âge norien inférieur à moyen.

Du point de vue pétrographique, les laves du niveau Ib possèdent une structure doléritique où l'on reconnaît des lattes squelettiques de plagioclase sodique de type albite-oligoclase (mesure statistique) et des opaques abondants développés au sein d'une matrice totalement altérée, vraisemblablement chloriteuse et argileuse comportant parfois des plages carbonatées.

Les dolérites du niveau Ic présentent, en lame mince, une texture doléritique de type intersertale où sont développés des plagioclases pigmentés d'oxydes (secondaires ?) qui semblent souligner une orientation préférentielle. Les mesures statistiques indiquent une composante sodique de ces plagioclases. Entre les lattes de feldspaths, on observe des clinopyroxènes peu développés et altérés ainsi que des opaques. Ces cristaux sont noyés au sein d'une matrice d'altération constituée de chlorite, de minéraux argileux et de calcite.

Disposée structurellement sous la précédente, l'unité (II) comprend du bas vers le haut :

- IIa : des dolérites sub-ophitiques de couleur jaune-vert à gris, d'allure massive. Les affleurements ne permettent pas de trancher entre d'épaisses coulées ou des sills. Macroscopiquement, on y observe des minéraux noirs d'allure aciculaire disposés en gerbes ;
- IIb : des pélites siliceuses grises et rouges avec de rares lits de jaspes ;
- IIc : des roches effusives basiques se présentant sous forme de pillow-lavas disposés au sein d'une matrice pélitique. Leur périphérie montre d'assez abondantes amygdales de calcite ;
- IId : quelques niveaux de jaspes de couleur rose-rouge à éclat gras et dont la base montre quelques interlits pélitiques ;
- IIe : une série peu épaisse et plissée de calcaires fins à filaments où s'intercalent des lits de jaspes. Ces calcaires contiennent des Conodontes : *Chirodella dinodoïdes* (Tatge), *Epigondolella* sp. (débris) qui montrent un âge post-carnien.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

Les dolérites du niveau IIa contiennent 40 à 50 % de feldspath, 20 à 25 % de pyroxène, 10 % d'amphibole et 5 % de minéraux opaques. Le reste de la composition minérale est constitué de chlorite et de minéraux secondaires. Les feldspaths, généralement en forme de lattes prismatiques (0,5 à 1 m de long), sont souvent assez larges ; une saussuritisation abondante nuit considérablement à toute détermination. On observe parfois quelques fibres de prehnite. Des amphiboles vertes se disposent parfois entre les lattes de feldspaths. Certains clinopyroxènes d'allure trapue, subautomorphe, englobent parfois de petites lattes de plagioclase ; d'autres ne subsistent plus qu'à l'état de reliques au sein de plages d'amphibole. Les caractéristiques minéralogiques sembleraient indiquer de l'augite. Les opaques nombreux montrent souvent des formes géométriques. Des agrégats microcristallins de chlorite et d'épidote sont quelquefois disposés de façon interstitielle entre des lattes feldspathiques. Il en est de même pour des plages calcitiques auxquelles se surimposent quelques apatites.

Les pillow-lavas du niveau IIc comportent, en lame mince, des plagioclases de petite taille en lattes disposées au hasard et des phénocristaux pseudomorphosés en hématite et en calcite pigmentée d'oxydes dont les formes évoquent nettement celles de l'olivine. Ces cristaux sont développés au sein d'une matrice essentiellement composée d'opaques, de chlorite et de calcite. Le coeur des pillow, mieux exprimé, montre une composition analogue.

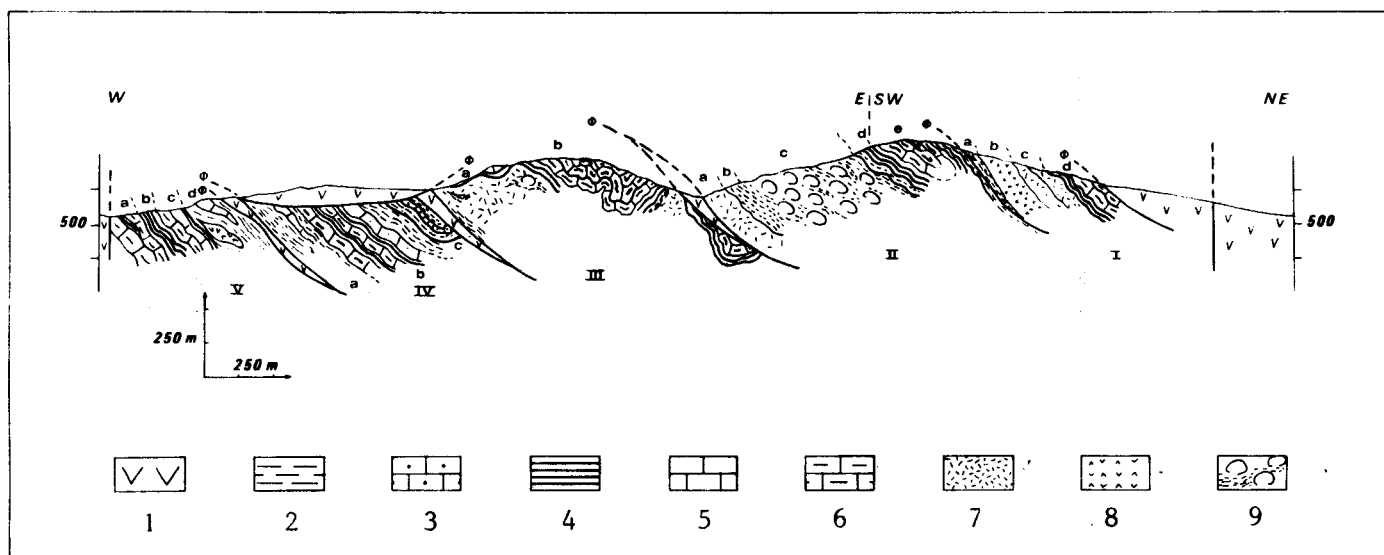


Fig. 11. - Coupe du massif du Katsichorachi (1).

- 1. péridotites serpentinisées et serpentinites ; 2. pélites ; 3. calcaires graveleux ; 4. radiolarites ; 5. calcaires fins recristallisés ; 6. calcaires siliceux à filaments ; 7. roches effusives en coulées ; 8. dolérites ; 9. pillow-lavas.

L'unité tectonique suivante (III) est séparée de la précédente par une écaille serpentineuse ; elle comprend de la base au sommet :

- IIIa : un ensemble lavique altéré, peu abondant à l'affleurement, indiqué par des débris de bordure figée de pillow et de dolérites ;
- IIIb : une série sédimentaire affectée de plis hectométriques et métriques qui débute par des radiolarites à interlits de pélites siliceuses rouges et s'enrichit en calcaires à la partie supérieure. Au sommet de la série, la fraction siliceuse se réduit à des silex et à des jaspes disposés en amandes entre les bancs décimétriques d'un calcaire blanc-gris à filaments.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Ce calcaire a fourni des Conodontes d'âge carnien-norien : *Epigondolella permica* (Hayashi) à Norien : *E. postera* Kozur et Mosstler, *E. abneptis* (Huckriede), *Anchirogondolella triangularis* Bururov, *Prioniodina (Cypriodolella) muelleri* (Tatge). D'autres Conodontes sont en cours d'étude en vue de confirmer la polarité de la série qui semble normale.

Une nouvelle écaille serpentineuse sépare cette unité essentiellement carbonatée de l'unité IV qui comprend du bas vers le haut :

- IVa : des pélites siliceuses grises emballant des blocs de calcaires fins gris-crème ;
- IVb : une série peu épaisse de calcaires fins, blanc-crème, en alternance avec des niveaux de jaspes contenant des silex et passant vers le haut à des calcaires graveleux ;
- IVc : des pélites siliceuses grises contenant de rares niveaux de jaspes rouges et des horizons de calcaires blanc-crème graveleux à micrograveleux, à matrice microsparitique à sparitique, riches en débris d'Echinodermes et comportant des Lituolidés et des Textulariidés.

L'unité V est séparée de la précédente par une dernière écaille serpentineuse ; du bas vers le haut, elle comprend :

- Va : une série de calcaires fins roses et gris, à niveaux de jaspes disposés en amandes. Ces calcaires sont recristallisés et aucun Conodonte n'a pu y être dégagé ;
- Vb : une série siliceuse composée de bancs décimétriques de jaspes ;
- Vc : une série carbonatée constituée d'une alternance de calcaires fins blanc-gris à très petits filaments et contenant des rhomboèdres automorphes de carbonates (dolomite) et de calcaire graveleux crème où une matrice micritique recristallisée en microsparite enveloppe des Radiolaires siliceux mal conservés ;
- Vd : quelques niveaux de jaspes et de pélites siliceuses ;
- Ve : des pélites siliceuses rouges écrasées comportant des blocs de laves altérées, de radiolarites et de calcaires fins recristallisés.

En conclusion, malgré l'importance des déformations due à une tectonique tangentielle, cette coupe montre les différents termes de la série triasique du Katsichorachi. A la base, un ensemble de type volcano-sédimentaire où des laves à débit en pillow-lavas ou en coulées et des dolérites sont associées à des sédiments (pélites siliceuses et radiolarites). Puis, un bref épisode siliceux représenté par des radiolarites et des calcaires siliceux, surmonté d'une série carbonatée constituée de calcaires gris-rose et jaunes à silex généralement à filaments correspond à la partie moyenne de la série. Les Conodontes extraits indiquent un âge carnien-norien pour la base et norien pour la partie principale. Après quelques niveaux de calcaires graveleux à micrograveleux où s'intercalent des passées phylliteuses vient un ensemble de pélites siliceuses rouges. L'âge de cette formation n'a pu être précisé ; toutefois, d'après les superpositions et la polarité des séries, ces pélites pourraient représenter une partie du Jurassique.

12) Transition_des_calcaires_aux_pélites

Relevée sur le flanc inverse du synclinal de l'unité IV, la coupe 2 montre le passage des faciès calcaires au faciès pélitique. De bas en haut, on observe une série inverse (fig. 12) qui comprend :

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

- a : quelques niveaux de radiolarites à débit esquilleux et des pélites siliceuses rouges ;
- b : des calcaires gris finement lités contenant des microgravelles granoclassées verticalement et distribuées en microséquences demi-centimétriques séparées de niveaux cryptocristallins vraisemblablement de nature phylliteuse. La matrice unissant les gravelles passe verticalement d'une nature phylliteuse à un ciment sparitique. Les passées cryptocristallines de phyllites ou micritiques contiennent des Radiolaires siliceux où P. De Wever a observé des Nassellaires et des Spumellaires ;
- c : des calcaires fins gris-beige finement lités contenant des microgravelles et à filaments très courts. Le ciment contient une proportion phylliteuse importante ;
- d : une passée de pélites siliceuses rouges avec quelques niveaux radiolaritiques ;
- e : des calcaires fins, gris, à filaments et à silex dont les niveaux les plus septentrionaux contiennent : *Gondolella hallstattensis* (Mosher), *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi), *Metapolygnathus* sp. et des fragments d'autres Conodontes qui indiqueraient un âge norien inférieur.

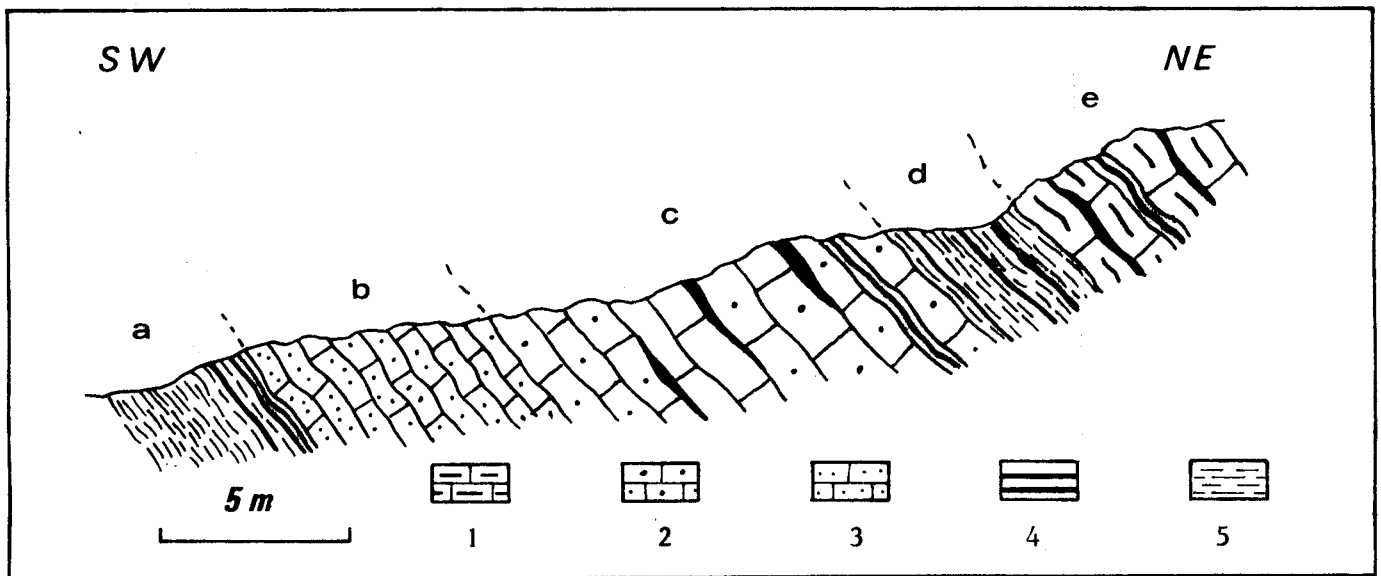


Fig. 12. - Le passage des calcaires aux pélites- massif du Katsichorachi (2).

1. calcaires à silex triasiques ; 2. calcaires graveleux ; 3. calcaires micrograveleux recristallisés ; 4. radiolarites ; 5. pélites siliceuses.

En résumé, cette coupe montre que le passage des carbonates aux pélites siliceuses s'effectue progressivement sur quelques mètres par des calcaires graveleux où le ciment cryptocristallin contient déjà des phyllites.

13) Relation avec les calcaires jurassiques

Une coupe de détail effectuée au Sud du contact séparant les unités I et II de la coupe (1) montre, du Sud vers le Nord, des termes équivalents de la série II (fig. 13) :

- a : des dolérites de couleur gris-brun à débit massif qui apparaissent noyées au sein de sédiments pélitiques et siliceux ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- b : des calcaires gris-jaune à filaments intercalés de cherts radiolaritiques. Des débris de : *Epigondolella* sp. indiquent un âge post-carnien ;
- c : à la base du contact séparant les unités I et II, on observe des calcaires gris oolithiques dont le pendage s'oppose à celui des calcaires précédents. Ils contiennent des gravelles sombres cryptocristallines de taille variable et des oolithes nombreuses à structure concentrique ou fibroradiée. Les nuclei de ces oolithes sont constitués de débris d'organismes recristallisés ou de petites gravelles ; oolithes et gravelles sont unies par un ciment sparitique à microsparitique. En outre, ces calcaires contiennent des *Textularioidés*, des *Miliolidés*, des *Lituolidés* et : *Pseudocyclamina* sp., *Trocholina* sp., *Protopenneroplis striata* Weynschenk qui montrent un âge dogger-malm.

Les dolérites du niveau (a) possèdent une texture subophitique à intersertale où s'enchevêtrent des lattes de plagioclase de type albite-oligoclase (mesure statistique). Les clinopyroxènes sont altérés en amphiboles vertes fibreuses (actinotes). Des agrégats microcristallins de chlorite et d'épidote ainsi que des plages calcitiques sur lesquelles se surimposent parfois des cristaux automorphes d'apatite, séparent parfois les plagioclases. Les opaques sont nombreux, généralement automorphes (hématite ?) mais leur bordure est altérée en sphène (leucoxène ?).

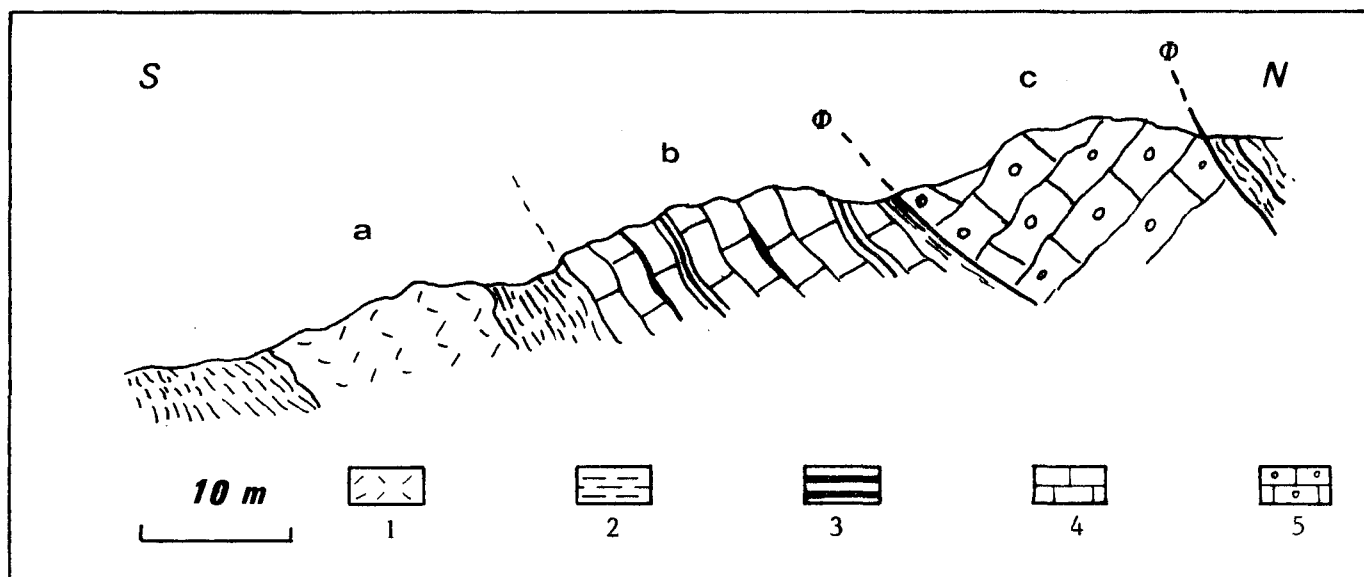


Fig. 13. - Les relations avec les calcaires jurassiques - massif du Katsichorachi (3).

- 1. dolérites ; 2. pélites siliceuses ; 3. radiolarites ; 4. calcaires fins à silex ; 5. calcaires oolithiques et graveleux.

Cette coupe montre la présence de termes jurassiques dans le massif du Katsichorachi. Ces calcaires oolithiques sont disposés en écailles à la base d'un contact tectonique. Compte tenu de cette disposition structurale et des faciès, il apparaît délicat de considérer qu'ils représentent la partie supérieure de la série triasique. Tenant compte de la présence de serpentinites impliquées dans les divers contacts séparant les unités triasiques du Katsichorachi alors que de tels faciès n'ont jamais été observés dans la série triasico-jurassique, ces calcaires oolithiques jurassiques peuvent être interpréter comme une écaille tectonique de matériel étranger à la série triasico-jurassique. Il pourrait s'agir en l'occurrence

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

d'un copeau tectonique de la série du Koziakas (voir Stratigraphie - B - chapitre I). Les relations entre la série triasico-jurassique du Katsichorachi et les calcaires oolithiques jurassiques sont donc d'ordre purement tectonique.

2) La région de Moschokarya

A la faveur d'un système de failles verticales de direction N 170 ayant fonctionné en horsts et grabens, les séries triasiques affleurent près de Moschokarya, notamment à l'extrémité septentrionale de la vallée du Voudorrema et sur la ligne de crête qui réunit le Lefkorachi au Kasarma. Les terrains triasiques sont recouverts, en contact anormal, par l'unité de pillow-lavas de Fourca rapportée au complexe ophiolitique d'Othrys occidentale.

21) Coupe de la vallée du Voudorrema

La partie orientale de la coupe montre la présence de deux unités tectoniques triasiques. L'unité inférieure I comprend, de l'Ouest vers l'Est et de la base au sommet (fig. 14) :

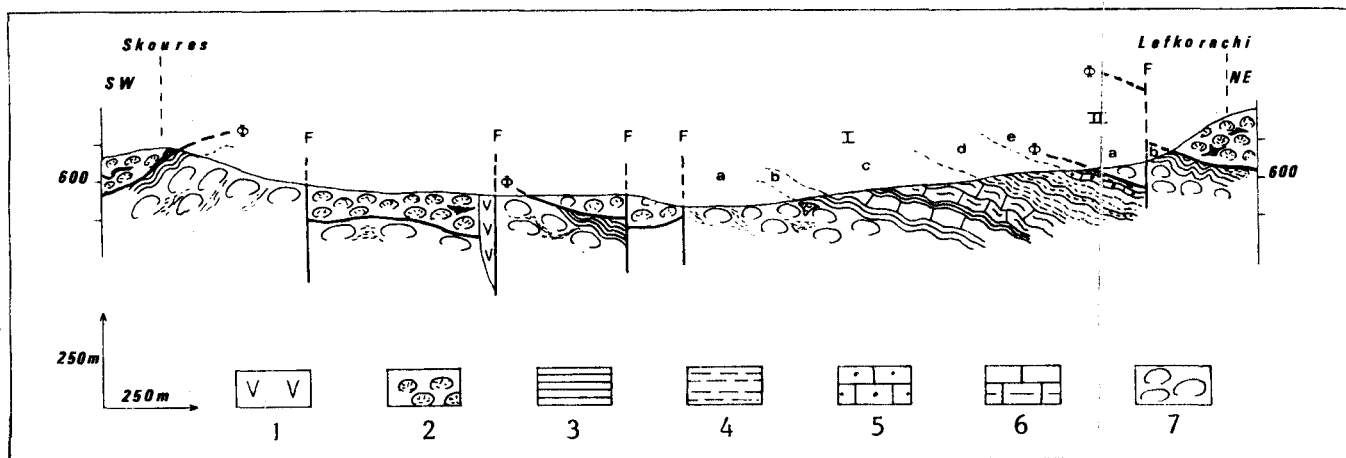


Fig. 14. - Coupe de la vallée de Voudorrema (4).

1. serpentinites ; 2. pillow-lavas (unité ophiolitique de Fourca) ; 3. radiolarites ; 4. pélites ; 5. calcaires graveleux ; 6. calcaires siliceux à filaments ; 7. pillow-lavas triasiques.

- Ia : des roches effusives basiques à débit en pillow-lavas de teinte violacée, de taille métrique, disposés au sein d'une matrice pélitique rouge. Dépourvus de surface vitreuse, ces pillow montrent une périphérie rougie, surchargée d'opaques. Au microscope, on remarque tout d'abord des vacuoles calcitiques ceinturées d'une bande chloriteuse et de petites vésicules de chlorite, de zéolite et de calcite. Au sein de la matrice, on reconnaît des lattes de plagioclase généralement altéré et des minéraux transformés en opaques et en calcite dont les formes automorphes correspondent à celles de l'olivine. Au sommet de cet empilement, les coussins sont parfois cimentés par des calcaires à dolomite secondaire dont le traitement en laboratoire n'a pas révélé de microfaune ;
- Ib : un ensemble siliceux peu épais comprenant des radiolarites, des calcaires siliceux rouges et des calcaires rouges dolomitiques ;
- Ic : une série de calcaires en bancs décimétriques où se disposent des niveaux de jaspes rouges et des cherts. Peu de Conodontes ont pu en être dégagés. Toutefois : *Metapolygnathus multidentatus* Mosher, *Metapolygnathus* cf. *M. posterus*

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Kozur et Mosstler, *Epigondolella bidentata* Mosher, *Enantiognathus zigglieri* (Diebel), *Neogondolella navicula steinbergensis* Mosher indiqueraient un âge norien.

En partie supérieure, cette série passe à des calcaires graveleux gris-beige ;

- Id : des pélites siliceuses rouges où s'intercalent des bancs de jaspes ;
- Ie : des pélites siliceuses comportant des horizons peu épais de calcaires gris à débit en plaquettes. Des gravelles, des microgravelles, des débris chloriteux et phylliteux, des éléments remaniés de calcaire micritique à filaments ou à Radiolaires se disposent au sein d'une matrice micritique souvent transformée en ciment microsparitique. Les niveaux supérieurs sont riches en débris d'Echinodermes. On y observe des Textulariidés et des Lituolidés. Ce microfaciès pourrait représenter le Jurassique.

Un contact tectonique anormal interrompt cette série sur laquelle reposent des niveaux effusifs (IIa) et siliceux (IIb) analogues aux précédents. Cette seconde unité triasique est surmontée anormalement par les pillow-lavas de l'unité ophiolitique de Fourca.

La partie occidentale de la coupe montre également cette dernière superposition grâce à un système de failles verticales parfois marquées par des alignements de serpentinites.

En résumé, les séries triasiques de Moschokarya sont constituées de quatre termes. Un empilement de laves en coussins précède un bref épisode siliceux auquel succède une série carbonatée d'âge norien puis un ensemble pélitique siliceux où s'intercalent des passées de calcaires graveleux.

22) Coupe N-S près de Moschokarya

Du Nord vers le Sud, on observe également deux unités tectoniques triasiques superposées surmontées de l'unité effusive ophiolitique de Fourca (fig. 15). L'unité I comprend :

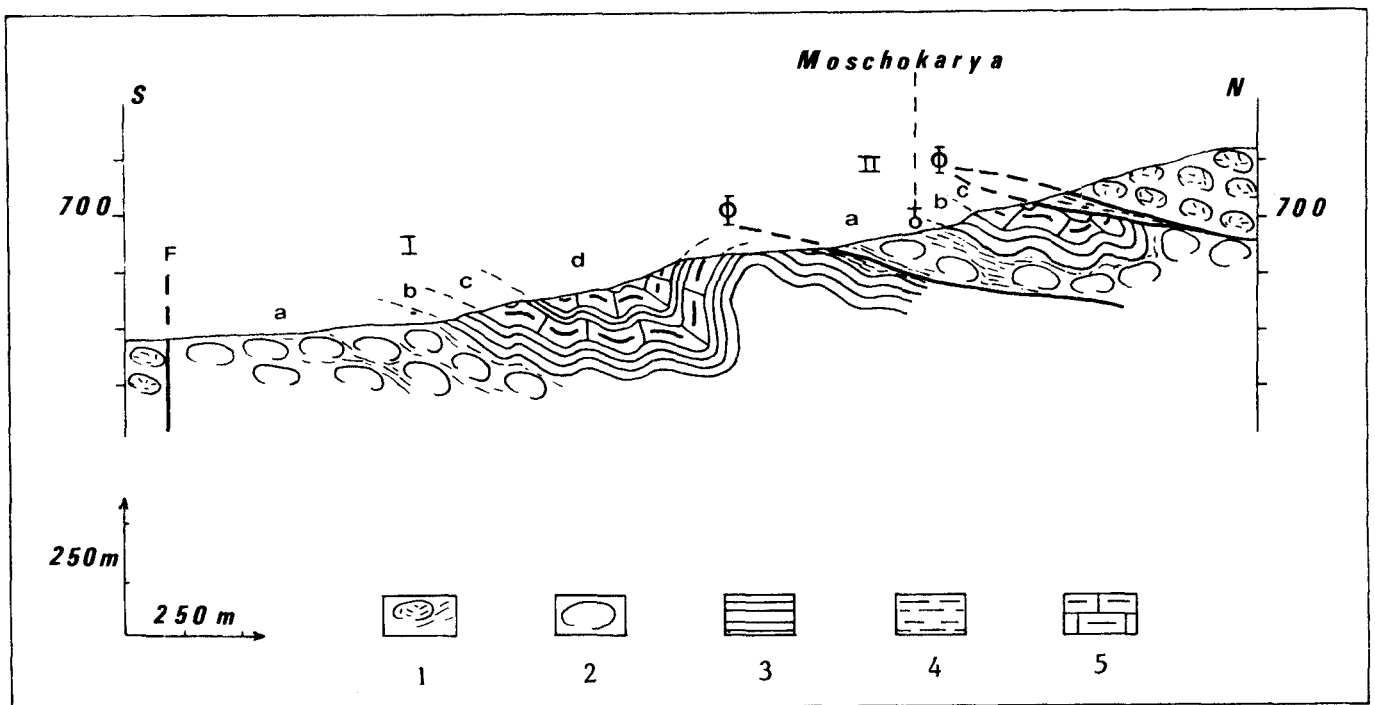


Fig. 15. - Coupe au Sud de Moschokarya (5).

1. pillow-lavas (unité effusive ophiolitique de Fourca) ; 2. pillow-lavas triasiques ; 3. radiolarites ; 4. pélites ; 5. calcaires siliceux.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

- Ia : un empilement de pillow-lavas de taille métrique, de teinte violacée qui présentent les mêmes caractéristiques que ceux décrits précédemment ;
- Ib : une série radiolaritique en bancs décimétriques avec des niveaux de calcaires siliceux ;
- Ic : une série de calcaires gris, fins, parfois à filaments à passées de jaspes ;
- Id : des calcaires roses et gris à filaments qui alternent avec des radiolarites ou des jaspes.

Un contact anormal sépare cette unité de la suivante (II) qui comprend du bas vers le haut :

- IIa : un ensemble écrasé composé de pélites siliceuses à niveau de radiolarites comportant des débris de laves ainsi que des pillow-lavas violacés associés à des coulées superposées dont les caractéristiques pétrographiques indiquent des caractères alcalins (présence d'aegyrine) ;
- IIb : quelques niveaux radiolaritiques ;
- IIc : une série peu épaisse de calcaires gris à niveaux de radiolarites rouges. Des pélites siliceuses écrasées comprenant des radiolarites, des pélites et des grès verts micacés marquent un contact anormal à la base de l'unité effusive de Fourca.

Cette coupe confirme la présence de deux unités tectoniques triasiques près de Moschokarya. Bien qu'incomplètes, les séries présentent des termes analogues à ceux décrits précédemment. On retiendra toutefois la présence de roches à composante sodique marquée qui pourrait correspondre à une tendance alcaline des termes ultimes de différenciation de l'ensemble effusif.

23) La crête du Kasarma

Une série de failles verticales de direction N 170 affecte le contact anormal entre l'unité effusive de Fourca et les terrains triasiques ; elles permettent d'identifier deux unités tectoniques triasiques superposées (fig. 16).

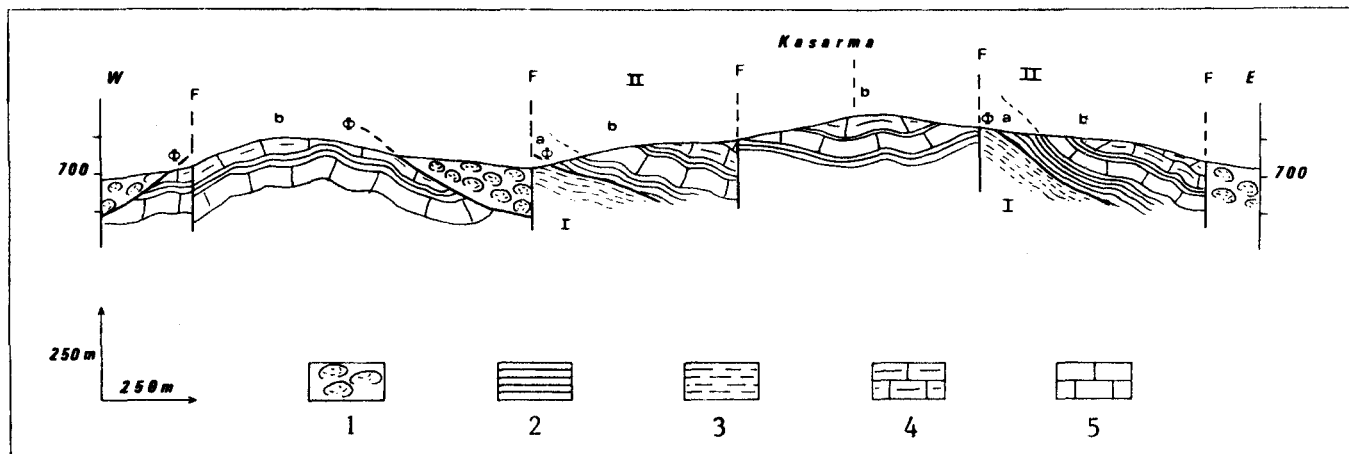


Fig. 16. - Coupe du massif du Kasarma (9).

1. pillow-lavas (unité effusive ophiolitique de Fourca) ; 2. radiolarites ; 3. pélites siliceuses ; 4. calcaires gris à filaments ; 5. calcaires micritiques.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

L'unité inférieure I est uniquement représentée par des pélites siliceuses rouge-grise. Leur étude diffractométrique a montré du quartz, de l'illite, de la vermiculite et de la kaolinite (éch. 7B 485 - Annexe II).

L'unité supérieure II comprend deux termes :

- IIa : 7 à 8 m de radiolarites constituées du bas vers le haut par :
 - des niveaux roses et rouges finement lités (10 cm), à éclat terne d'où se dégagent parfois des formes ellipsoïdales siliceuses de 20 à 30 cm ;
 - des niveaux brun-sombre, manganifères, en bancs centimétriques et à interlits pélitiques ;
 - des niveaux épais (30-40 cm) de radiolarites rouge-sombre à éclat terne, parfois un peu calcaireuses ;
 - des niveaux finement lités (5 cm). Des interlits pélitiques séparent les bancs dont la partie centrale, de couleur rouge-rose, à éclat gras, se différencie de la périphérie de couleur rouge-sombre à éclat terne ;
 - des niveaux plus épais de radiolarites brun-sombre (40 cm) ;
- IIb : des calcaires gris à niveaux siliceux rouges et gris. Les bancs inférieurs micritiques ne présentent pas de filaments et n'ont pas livré de Conodontes ; la partie supérieure présente des bancs à filaments. Ils contiennent des Conodontes d'âge norien : *Prioniodina (cypridodella) muelleri* Tatge, *Neohindeodella triassica triassica* Müller, *Hindeodella (metapriioniodus) andrusovi andrusovi* (Kozur et Mosstler).

Cette coupe montre la présence de deux unités tectoniques triasiques dans le massif du Kasarma ; dans l'hypothèse structurale la plus simple, elles correspondent aux deux unités de Moschokarya.

En résumé, la série de coupes effectuées dans la région de Moschokarya permet d'identifier deux unités tectoniques triasiques et de reconstituer une série stratigraphique : un empilement de lave en coussins qui admet des différenciations de type alcalin précède une série peu épaisse de radiolarites ; à ces dernières succèdent des calcaires à silex d'âge carnien-norien. La série se termine par un ensemble de pélites siliceuses qui comportent quelques niveaux de calcarénites.

3) Conclusions

Les séries triasico-jurassiques reconnues dans le massif du Katsichorachi et près de Moschokarya sont tout à fait comparables. Elles comportent quatre termes (effusif-radiolarites-calcaires-pélites). L'âge carnien-norien de la série carbonatée a été montré par la présence de Conodontes. Les pélites sont susceptibles de représenter une partie du Jurassique.

b) La série carbonatée et à olistolites de Grammeni

Située à proximité de la vallée du Sperchios, près du village de Grammeni, cette série triasico-jurassique se développe selon un anticlinal de direction Est-Ouest. Une série de coupes effectuées sensiblement N-S permet d'en préciser les termes.

1) La série des calcaires triasiques

Sous l'unité effusive triasique de Grammeni (voir ultérieurement), on rencontre successivement du NNW vers le SSE (fig. 17) :

- a : un ensemble écrasé de pélites à pseudostrates de radiolarites rouges. Les pélites contiennent des blocs de radiolarites, de calcaires, de grès et de laves.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

Ces dernières présentent les caractéristiques de l'unité structurale sus-jacente (pillow-lavas violacés, écrasés, à amygdales de calcite abondantes et leucobasaltes) ; elles proviennent vraisemblablement de la tectonisation de l'unité supérieure. Les calcaires sont d'une part des calcaires graveleux ou micrograveleux et d'autre part, des calcaires micritiques parfois à filaments qui s'apparentent aux termes carbonatés sous-jacents : les grès sont verts, micacés, à quartz abondant et rares débris de roches effusives ;

- b : une série peu épaisse (7-8 m) de calcaires micrograveleux à graveleux. Au sommet, il s'agit de calcaires graveleux à oolithiques où un ciment sparitique unit les gravelles et les oolites à structure concentrique dont les nuclei sont constitués de microgravelles ou de micro-organismes. On y observe des Lituolidés et des Textulariidés. A la base, il s'agit de calcaires graveleux avec quelques rares oncolites. Ils contiennent de petits éléments phylliteux, quartzeux et de calcaire micritique. On observe parfois des passées où les gravelles sont très petites ;

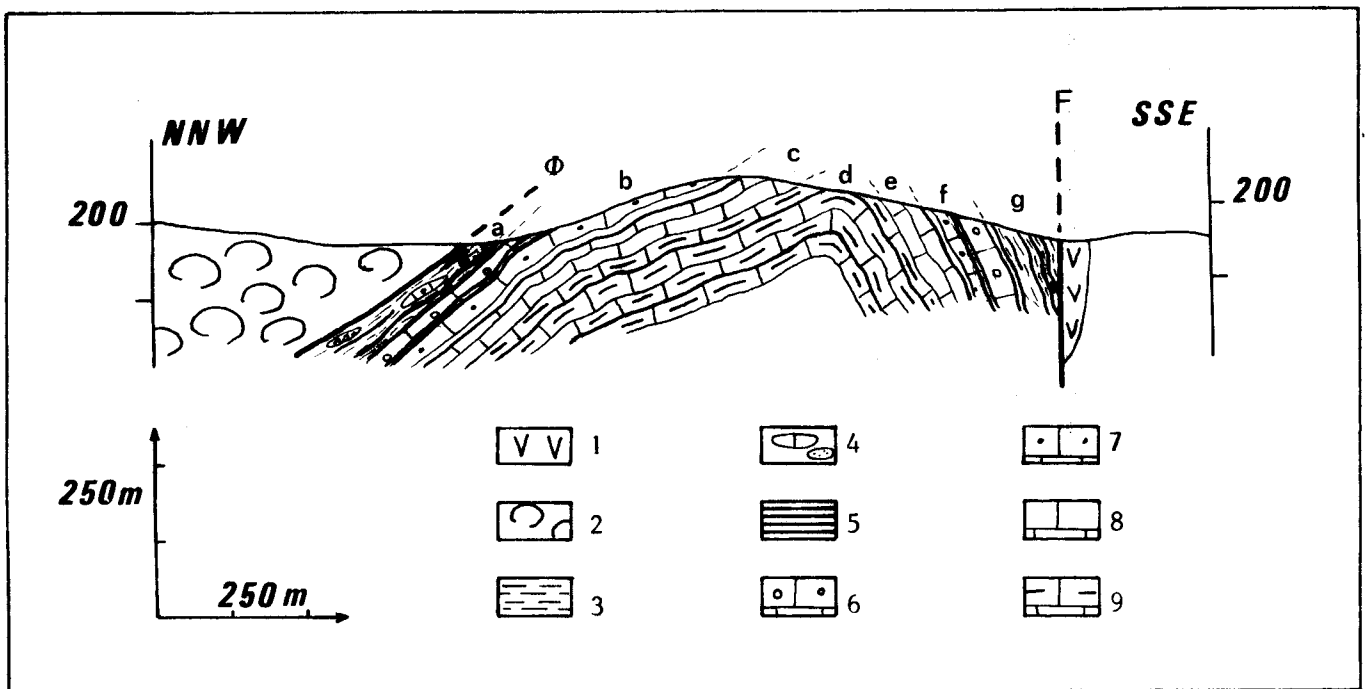


Fig. 17. - Coupe occidentale de l'anticlinal de Grammeni - série des calcaires (7).

- 1. serpentinites ; 2. pillow-lavas (unité effusive de Grammeni) ; 3. pélites ; 4. blocs calcaires et gréseux ; 5. radiolarites ; 6. calcaires oolithiques ; 7. calcaires graveleux ; 8. calcaires gris micritiques ; 9. calcaires roses et gris à jaspes et filaments.

- c : quelques mètres de calcaires gris, micritiques, associés à des radiolarites ;
- d : des calcaires fins, roses et gris, à jaspes en amandes et parfois à filaments (*Halobia* sp. ?) ; seuls certains niveaux comportent des Conodontes. Les échantillons prélevés du coeur de l'anticlinal vers le flanc ont livré : *Chirodella dinodoïdes* Tatge, *Metapolygnathus* gr. *abneptis*, *M. abneptis abneptis* (Huckriede), *Neohindeodella* sp., *N. dropla* (Spasov et Ganev), *N. triassica* (Müller), *Enantiognathus zieglieri* Diebel, *Prioniodina sweeti sweeti* Kozur et Mock, *Gondolella hallstattensis* (Mosher) d'âge norien inférieur dans les premiers niveaux et : *Gondolella* sp., *G. hallstattensis* (Mosher), *G. navicula steinbergensis* (Mosher), *M. abneptis* (Huckriede), *P. sweeti sweeti* Kozur et Mock et des Ostracodes (*Healdia* sp.) d'âge norien moyen dans les niveaux les plus élevés ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- e : des radiolarites rouges et des calcaires gris à roses abondamment graveleux contenant de rares oolithes, des bioclastes, des débris de calcaires micritiques et des débris phylliteux et siliceux au sein d'une matrice micritique recristallisée en microsparite. On y observe des Lituolidés, des Textulariidés et des débris algaires ;
- f : des pélites siliceuses et des radiolarites.

Une faille verticale, marquée par des serpentinites parfois à reliques de pyroxènes, interrompt cette série.

2) Le complexe⁽⁺⁾ à olistolites sus-jacents

Plus à l'Est, une coupe effectuée du Nord vers le Sud permet d'observer les formations sus-jacentes à la série carbonatée repère. Sous l'ensemble effusif de Grammeni, on observe successivement du Nord vers le Sud (fig. 18) :

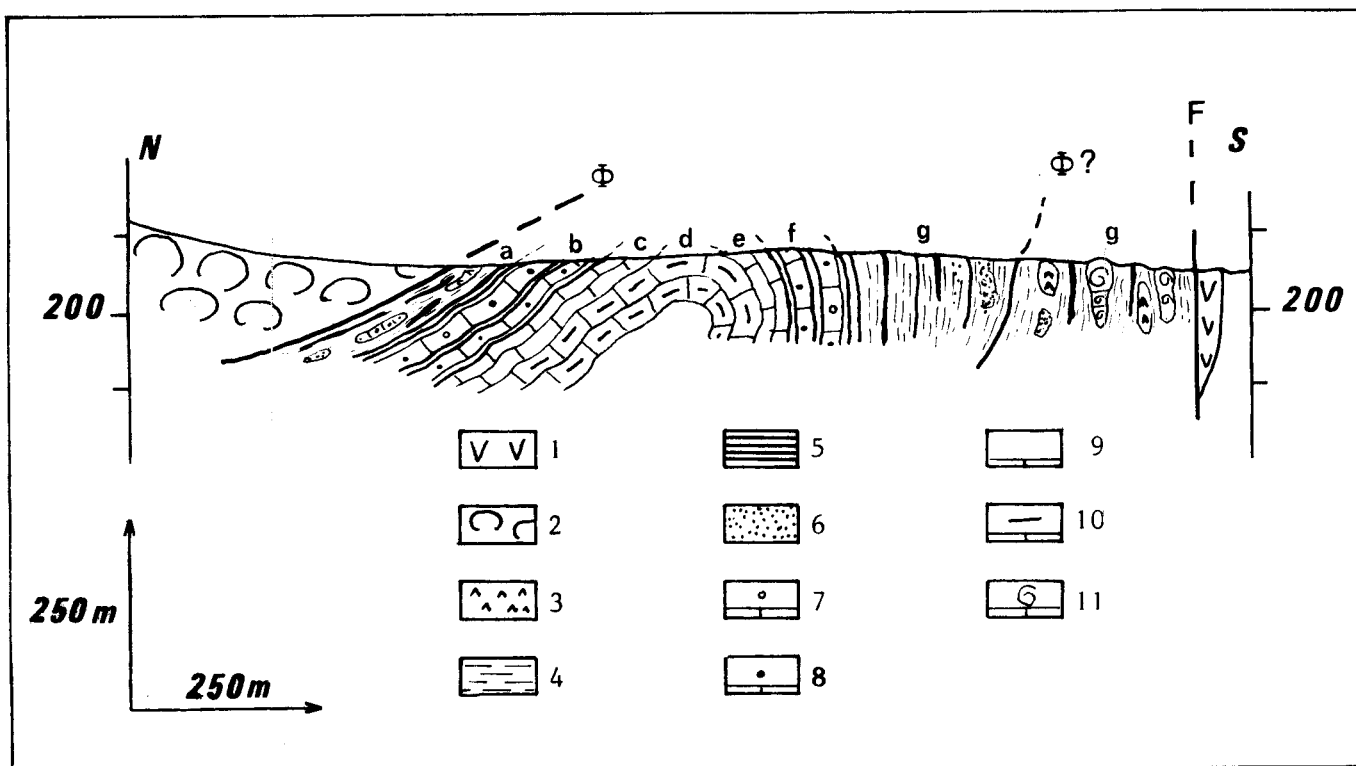


Fig. 18. - Coupe orientale de l'anticlinal de Grammeni (8).

1. serpentinites ; 2. pillow-lavas (unité effusive de Grammeni) ; 3. laves à débit massif ; 4. pélites ; 5. radiolarites ; 6. grès ; 7. calcaires oolithiques ; 8. calcaires graveleux ; 9. calcaires gris micritiques ; 10. calcaires gris et roses à jaspes et à filaments ; 11. calcaires ammonitico-rosso.

- a : des pélites siliceuses écrasées à pseudostrates radiolaritiques. Au sein de ces pélites se disposent des blocs laviques, calcaires, gréseux et radiolaritiques ;

(+) Complexe : appellation désignant une unité lithostratigraphique constituée de diverses roches ou groupes de roches sédimentaires, ignées ou métamorphiques (International stratigraphic guide - ANONYMES, 1976).

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

- b : des calcaires graveleux parfois oolithiques, associés à des radiolarites ;
- c : des calcaires gris alternant avec des bancs radiolaritiques ;
- d : des calcaires micritiques, roses et gris, où s'intercalent des jaspes gris en amandes. Ces calcaires ont livré : *Chirodella dinoïdes* (Tatge), *Epigondolella permica* Hayashi, *E. bidentata* Mosher qui indiquent un âge norien moyen et supérieur ;
- e : à nouveau des jaspes et des calcaires gris micritiques ;
- f : des radiolarites et des calcaires graveleux à oolithiques ;
- g : des pélites à passées siliceuses de radiolarites rouges, et à blocs de grès, de calcaires et de laves. Les blocs calcaires, de petite (m³) ou de grande taille (plusieurs m³), sont constitués de calcaires noduleux rouges à faciès ammonitico-rosso. J'y ai noté quelques embryons d'Ammonites, cependant, je n'ai pas récolté d'Ammonites bien développées. Il s'agit de blocs de calcaire déjà signalés par K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) et dont ils ont décrit une faune de jeunes Ammonites d'âge anisien à ladinien moyen (cf. Historique). Cartographiquement, ces blocs semblent alignés selon une direction sensiblement E-W depuis la région de Grammeni jusqu'au Marathos. Les éléments de lave sont de teinte brune ne comportant généralement pas de vésicules calcitiques. Ces caractéristiques macroscopiques sont semblables à celles des laves de l'unité ophiolitique de Fourca. En lame mince, il s'agit d'une texture microlitique où s'enchevêtrent des microlites de plagioclase squelettiques et des pyroxènes parfois disposés en gerbes au sein d'un verre dévitrifié transformés en chlorite et chargés d'opaques. Il est possible que cette formation chaotique soit affectée d'un contact tangentiel ainsi que le montrent certains faciès écrasés. En outre, la répartition cartographique de cette formation chaotique, plus large à l'Est qu'à l'Ouest, corroborerait l'existence d'un contact anormal.

3) Les niveaux effusifs sous-jacents

Une coupe effectuée encore plus à l'Est permet d'observer la base probable des niveaux calcaires repères grâce à des contacts tectoniques anormaux qui affectent le dispositif anticlinal. Sous l'unité effusive de Grammeni, on note successivement du Nord vers le Sud (fig. 19) :

- a : un ensemble pélitique à pseudostrates radiolaritiques. Les pélites emballent des blocs de grès, de laves, de radiolarites, de calcaires fins ou graveleux ;
- b : une série de calcaires graveleux à micrograveleux parfois oolithiques associés à des radiolarites ;
- c : des calcaires micritiques gris et des radiolarites ;
- d : des calcaires fins, gris et roses, comportant des jaspes en amandes. Certains niveaux présentent des filaments ;
- e : un ensemble effusif constitué de roches à éléments massifs et de couleur verte. Cet ensemble est interrompu par un contact tectonique souligné par des pélites et des laves écrasées ;
- f : des calcaires fins micritiques, parfois à filaments, comportant des jaspes gris ;
- g : un complexe effusif où l'on note des pillow-lavas écrasés, violacés, dont la périphérie est riche en amygdales de calcite et des roches effusives à débit massif de teinte verte (analogue à e). En lame mince, on observe une texture microlitique à petits phénocristaux de plagioclase très altérés en calcite et en chlorite dont on devine à peine les contours en lumière naturelle et

à petits grains de clinopyroxène généralement automorphes et non altérés. Des microlites de plagioclase à peine perceptibles et de pyroxène ainsi que des opaques (hématite ?) coexistent au sein d'un verre dévitrifié, altéré en chlorite et à minéraux phylliteux cryptocristallins comportant des niveaux d'altération préférentielle soulignés par des concentrations d'oxydes.

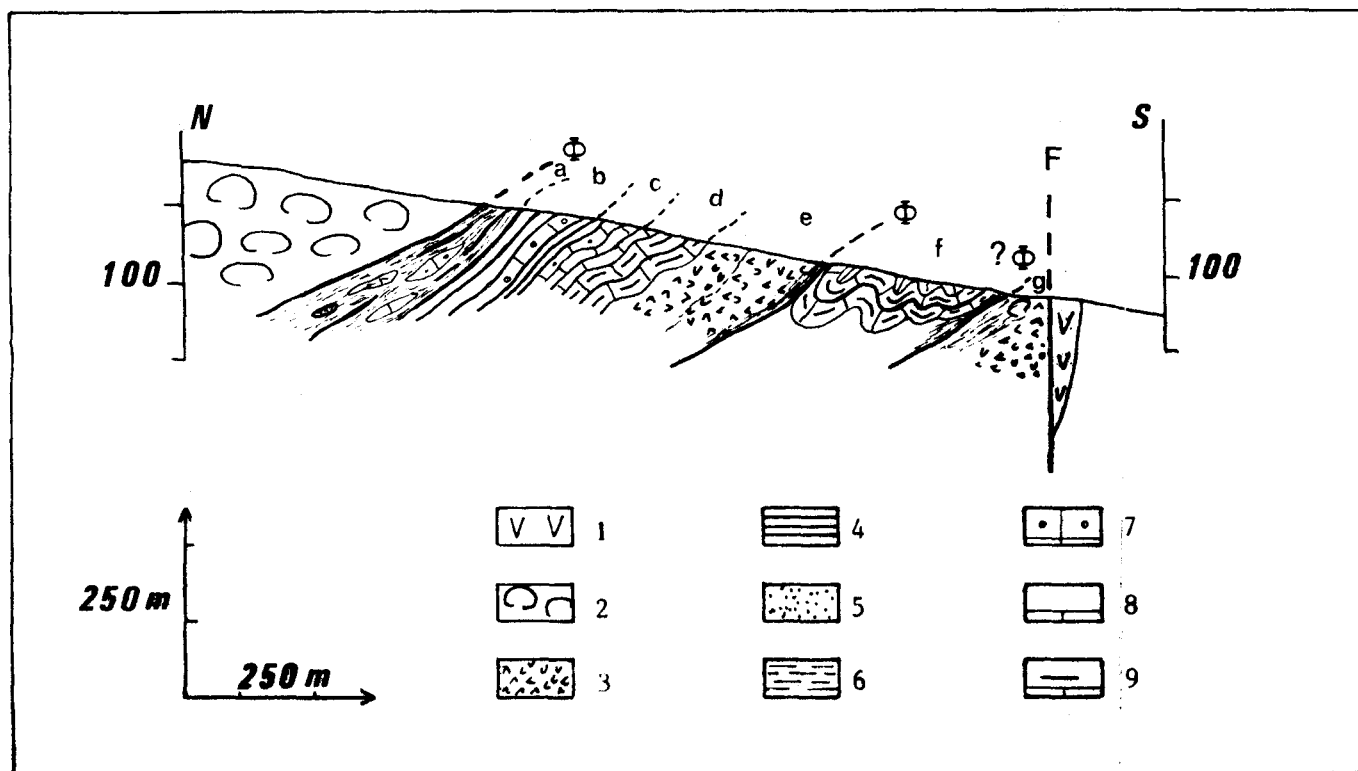


Fig. 19. - Coupe au NE de Grammeni (9).

1. serpentinites ; 2. pillow-lavas (unité effusive du Tourla) ; 3. roches effusives massives (série carbonatée et à olistolites de Grammeni) ; 4. radiolarites ; 5. grès ; 6. pélites ; 7. calcaires graveleux et oolithiques ; 9. calcaires gris micritiques ; 10. calcaires roses et gris à niveaux de jaspes.

4) Conclusions

En résumé, cette série de Grammeni comporte quatre termes essentiels :

- un ensemble effusif composé surtout de laves à débit massif, très altérées et chloritisées ;
- une série de calcaires gris et roses, micritiques, parfois à filaments, d'âge carnien et norien dont la partie supérieure s'enrichit en radiolarites ;
- des calcaires graveleux et micrograveleux parfois oolithiques ;
- un ensemble pélitique et radiolaritique qui comporte des éléments de laves et des blocs calcaires à faciès ammonitico-rosso (+).

(+) Cet ensemble est interprété comme la partie supérieure de la série de Grammeni en raison des caractéristiques structurales et car elle remanie des termes n'ayant pas été observés dans cette série mais dans la série sus-jacente (série du Tourla) et non comme la partie basale en raison de la présence de laves dont les caractéristiques les rapprochent de celles de la série de Kastri d'âge jurassique possible.

Ces derniers apparaissent comme des blocs isolés, cartographiables donc, de dimension notable, inclus dans des sédiments pélitiques et radiolaritiques. La position de ces blocs calcaires apparaît sédimentaire. Cet ensemble peut être considéré comme un olistostrome au sens de G. FLORES (*in* E. BENEÓ, 1955) où les olistolites calcaires sont disposés au sein des dépôts normaux. Toutefois, la concentration de ces blocs en certains niveaux préférentiels pourrait suggérer une origine de ces blocs dans une fracturation liée à des phénomènes orogéniques.

c) La série effusive et carbonatée du Tourla

1) Généralités

L'édifice volcanique et la série du Tourla se situent à proximité de la vallée du Sperchios, au Nord de Grammeni. Il s'agit d'un ensemble considérable qui couvre une surface d'environ 9 km² pour constituer l'essentiel du massif du Tourla et le versant SE du Mitaphovouni. Sa limite septentrionale correspond au versant N du Marathorema ; entre cette vallée et Grammeni, cet ensemble est largement recoupé par la route qui relie ce village à Trilofon.

L'édifice volcanique du Tourla est essentiellement composé de laves à débit en pillow-lavas. Ces dernières comportent de nombreuses vésicules de calcite et constituent des empilements où s'intercalent parfois des coulées à débit massif ; on y observe également des intrusions, les unes concordantes à débit prismé (sills), les autres sécantes (dykes). Des brèches à débris de pillow-lavas ou de coulées massives sont assez fréquentes. D'autres faciès sont plus rares ; des trachytes couronnent le massif du Tourla tandis que la base méridionale de l'unité tectonique présente sporadiquement des leucobasaltes. Cet édifice fera l'objet d'une étude plus détaillée et seules les formations sédimentaires associées à ce volcanisme seront envisagées ici. Cependant, de nombreuses figures de polarité (qui seront exposées ultérieurement) ont été observées. Les mesures relevées indiquent toutes une polarité normale de l'unité tectonique et permettent d'en préciser la structure (fig. 20).

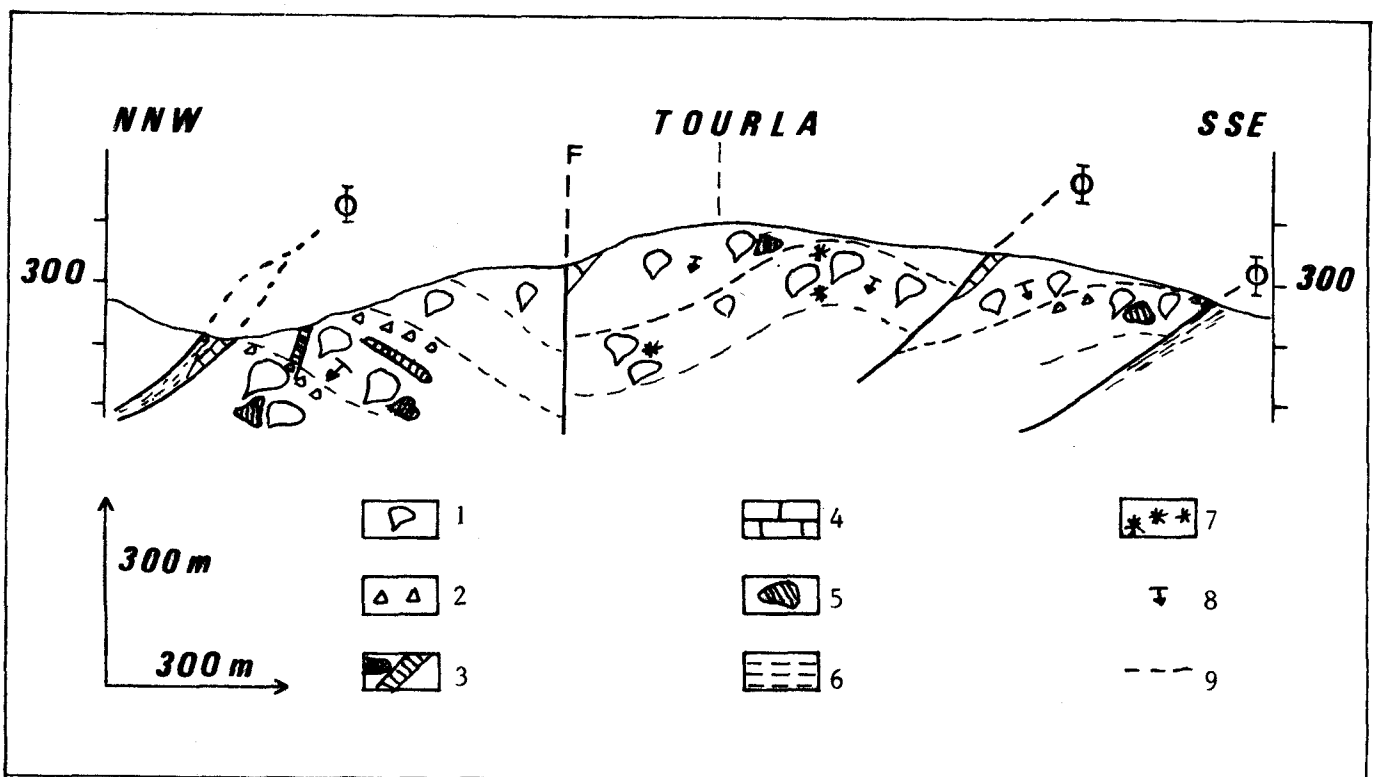


Fig. 20. - Structure schématique générale de l'édifice effusif du Tourla (10).

- 1. pillow-lavas orientés ;
- 2. brèches de pillow-lavas ;
- 3. dykes et sills ;
- 4. calcaires micritiques roses ;
- 5. méat calcaire ;
- 6. pélite ;
- 7. méat zéolitique ;
- 8. polarité relevée ;
- 9. surface analogue à une stratification.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

2) Les terrains sédimentaires de l'unité effusive du Tourla

Les sédiments intervenant dans l'édifice volcanique du Tourla sont de deux types : les sédiments directement associés aux formations volcaniques et les sédiments qui surmontent l'unité effusive.

21) Les sédiments directement associés à l'édifice volcanique

Ces sédiments, synchrones de l'édification des empilements volcaniques, correspondent d'une part à des intercalations entre des coulées successives et d'autre part, aux matériaux qui occupent les espaces entre les coussins.

211) Les intercalations entre les coulées

Les intercalations de nature sédimentaire entre les coulées sont rares. Seuls des niveaux pélitiques rouges ont été notés sur le versant SE du Mitaphovouni. Ces pélites sont associées à des brèches à débris de pillow qui, selon A. RITTMANN (1958-1960) marquent le sommet des coulées : les coussins sommitaux des coulées sont les premiers formés et refroidissent donc les premiers ; lorsque le mouvement de la lave se poursuit, sous l'effet des chocs, ils se fragmentent préférentiellement selon les fentes radiales de retrait thermique.

Les éléments anguleux pluri-décimétriques, parfois de forme caractéristique en "part de camembert", les éléments plus petits (centimétriques) et les débris chloriteux sont réunis par un ciment secondaire très souvent calcitique, parfois zéolitique ou rarement lavique. Localement, on observe de petites passées à éléments de pillow ou de coulées massives cimentées par des calcaires roses à débris de coquilles souvent recristallisés en calcaires sparitiques.

212) Les espaces entre les pillow

En se moulant les uns sur les autres pour constituer un empilement, les coussins laissent des espaces entre eux. On peut distinguer les méats, espaces ménagés entre trois ou quatre pillow, des minces niveaux qui séparent les surfaces de deux pillow contigus. Ces espaces peuvent être occupés par une matrice ou un ciment.

La matrice occupe essentiellement les niveaux millimétriques séparant deux coussins et consiste en un produit vert, blanc et rouge ; les éléments verts correspondent à des produits chloriteux provenant vraisemblablement de l'altération des débris de croûte vitreuse émiettée par la friction des coussins les uns sur les autres. La fraction rouge correspond d'une part à des débris de laves et d'autre part, à de minces niveaux pélitiques. La fraction blanche est constituée de calcite de recristallisation.

Planche I : MICROPHOTOGRAPHIES D'OSTRACODES ET DE RADIOLAIRES AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (microfaune extraite des meats calcaires entre les coussins du Tourla) . .

Ostracodes (7B 156) : 1. *Acratina* cf. *A. triassica* (Kozur) (x 81) ; 2. *Triceratina* ? sp. cf. *triassica* Kozur (x 81) ; 3. *Bairdia* sp. (x 81) ; 4. *Spinocypris* sp. (x 67,5) ; 5. *Polycopsis* sp. (x 81) ; 6. *Polycopsis* sp. (x 81).

Radiolaires : 1. 7B 156 : *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica (x 120) ; 2. 8B 89 : *Eptingium manfredi* Dumitrica (x 200) ; 3. 8B 89 : *Tripocyclia* aff. *T. acythus* Dewever (x 120) ; 4. 8B 89 : *Natraglia unica* Pess. (x 120) ; 5. 8B 89 : g. sp. indéterminé (x 115) ; 6. 8B 89 : g. sp. indéterminé (x 286).

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

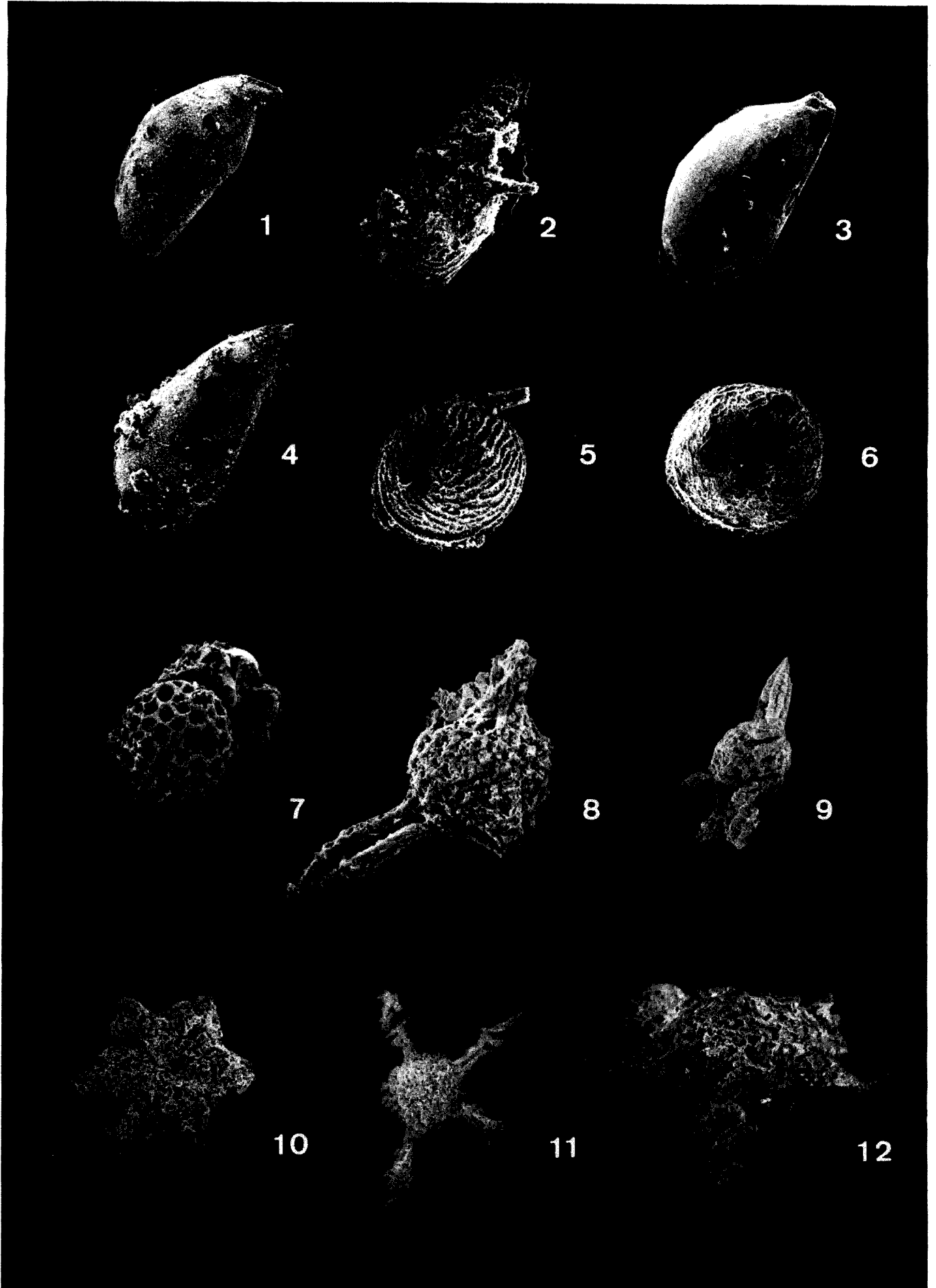


PLANCHE I



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les ciments primaires sont rares ; ils se situent essentiellement dans les méats et consistent en calcaires et en pélites rouges.

Les calcaires sont très souvent recristallisés ; toutefois, lorsqu'ils sont exempts de recristallisation, ils présentent une couleur rose ou grise et contiennent parfois des coquilles aplaties de 3 à 1 mm de diamètre et à très fines lignes de croissance (Halobies ?). Le traitement en laboratoire de ces calcaires a permis d'en dégager de la microfane composée de Radiolaires, d'Ostracodes, de spicules de Spongiaires, de Foraminifères et plus rarement, de Conodontes (planche I). Les résidus de lavages présentent en outre des débris chloriteux et des petits débris de quartz.

Les échantillons prélevés au Sud de l'unité ont révélé une abondante microfane.

7B 156 a livré :

- des Conodontes qui ont été examinés par H. Kozur : *Gondolella* sp. (forme juvénile), *Lonchodina hungarica* Kozur et Mosstler ;
- des Ostracodes déterminés par H. Kozur et J.P. Colin : *Spinocypris* sp. cf. *S. vulgaris* Kozur, *Polycopsis* sp., *Polycopsis* sp. cf. *P. levis* Kozur, *Acratina* sp. cf. *A. triassica* (Kozur), *Healdia* ? sp., *Bairdia* sp., *Bairdia* sp. cf. *B. finalyi* (Mehes), *Triceratina* sp. cf. *T. triassica* Kozur ;
- des Radiolaires qui sont assez bien conservés mais présentent des formes non décrites à ce jour qui font actuellement l'objet d'une étude détaillée. Toutefois, P. Dewever a observé des formes connues : *Staurosphaera* sp. cf. *S. sedesimporata* var. *elegans* Wisniowski, fragments de *Capnuchosphaera triassica* ? Dewever (Trias de Grèce, Sicile et Turquie) (+), *Eptingium manfredi* ? Dumitrica (Ladinien inférieur d'Italie et de Roumanie), *Plafkerium hindei* Pessagno (Carnien-Norien du Mexique), *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica (Ladinien inférieur d'Italie et de Roumanie).

Les Ostracodes et les Conodontes indiquent, d'après H. Kozur, un âge ladinien à carnien moyen.

8B 89 a fourni :

- des Ostracodes : *Healdia* sp. ;
- des Conodontes indéterminables ;
- des Radiolaires où ont été reconnus : *Capnodoce anapetes* ? Dewever (Norien inférieur de Turquie), *Veghicyclia multispinosa* ? Kozur et Mosstler (limite Ladinien-Carnien d'Autriche), *Praeorbiculiformella* ? sp. cf. *P. vulgaris* (Carnien inférieur d'Autriche), *Spongosaturnalis* sp., *Tripocyclia* ? aff. *T. acythus* Dewever, *Archaeospongoprimum* cf. *A. hellenicum* Dewever (Carnien-Norien de Grèce), *Eptingium manfredi* Dumitrica, *Capnuchosphaera triassica* var. α Dewever, *Plafkerium hindei* Pessagno, *Plafkerium* sp., *Plafkerium abotti* Pess. (Carnien-Norien du Mexique), *Siphocampium* ? sp., *Natraglia unica* Pess. (Carnien-Norien du Mexique), *Dictyomitrella* sp. A. Dewever, *Staurodoros* sp. (*S. darcourti* Dewever ?), et d'autres espèces non décrites à ce jour.

Parmi les Radiolaires, la présence de *Deflandrecyrtidae* indique, d'après H. Kozur, un âge compris entre le Ladinien et le Carnien moyen.

8B 792 a permis l'extraction de Radiolaires examinés par P. Dewever : *Conosphaera fleuryi* Dewever (Trias de Grèce, Sicile et Turquie), *Natraglia luminosa* Pessagno (Trias du Mexique).

(+) Etant donné l'état des connaissances actuelles sur la répartition des Radiolaires les localités où les formes ont été décrites par les auteurs sont précisées à la suite de chacune des espèces découvertes.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

Parmi les échantillons prélevés au Nord de l'unité :

8B 40 ne comportait que des Conodontes (dét. H. Kozur) : *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Metaprioniodus pectiniformis* (Huckriede), connus du Ladinien au Carnien moyen.

8B 47 a révélé la présence de Conodontes, d'Ostracodes (dét. H. Kozur) et de Radiolaires (dét. P. Dewever) : *Gondolella* sp. aff. *foliata* Burorov, *Metaprioniodus* sp., *Polycopsis* n. sp., *Rhopalodictyum* sp. cf. *R. nudum* Kozur et Mosstler (Trias d'Autriche), *Siphocampium* sp. in P. DEWEVER et al., 1979 (Trias de Grèce), *Natraglia* sp. cf. *N. luminosa* Pessagno.

Conodontes et Ostracodes indiquent des dépôts sédimentaires du Ladinien au Carnien inférieur ou moyen.

Les pélites sont de couleur rouge et se disposent dans des méats dont la périphérie montre une bordure centimétrique de calcite recristallisée. L'étude diffractométrique de la fraction inférieure à 2 microns n'a pas révélé la présence d'argile simple à l'exception de la kaolinite (Annexe II - éch. 7B 438). Cependant, le passage de la raie 12 à 10 Å après chauffage permet d'envisager la présence d'interstratifiés du type Illite-Vermiculite (10 I - 10 V). Ce passage et la présence d'un pic à 14 Å après glycolage peuvent aussi indiquer des interstratifiés du type Illite-Smectite (10 I - 14 S). Les méats pélitiques montrent parfois de nettes figures de polarité (fig. 21).

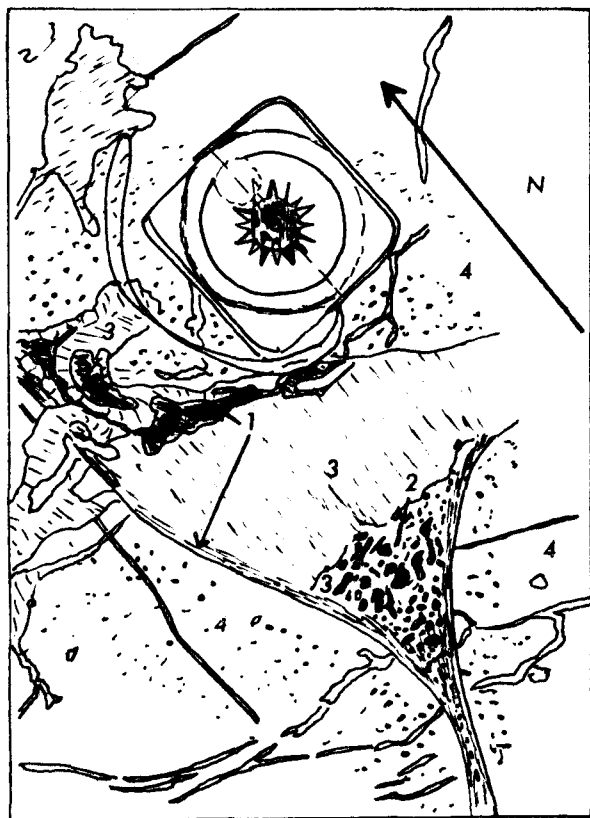


Fig. 21. - Figure de polarité dans un méat -
vallée du Marathorema.
(N:position normale)

1. pélites ; 2. débris hyaloclastiques,
chloriteux et de roches effusives ; 3.
calcite de recristallisation ; 4. pillow-
lavas.

De toute évidence, ces calcaires et ces pélites correspondent à des ciments primaires, c'est-à-dire à la boue sédimentaire dans laquelle les pillow ont roulé et se sont enfoncés.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les ciments secondaires. Il s'agit de calcite et de zéolites. La calcite constitue souvent des recristallisations de méats calcaires. De rares traces micritiques sont parfois visibles en lame mince. La calcite est souvent présente à la périphérie des méats pélitiques où elle occupe une bande d'épaisseur centimétrique. Les zéolites se développent au coeur des méats pélitiques. Il s'agit de masses en "boules" blanches fibroradiées de diamètre centimétrique à demi-décimétrique juxtaposées. L'étude par diffraction de ces zéolites (Annexe II - éch. 7B 158) indique de la natrolite (réf. PEI YAN CHEN, 1977). Ces zéolites résultent de cristallisations hydrothermales post-magmatiques.

22) Les séries sédimentaires surmontant l'édifice volcanique

Les formations qui reposent sur l'édifice volcanique de Tourla sont différentes à l'Est et à l'Ouest.

221) La couverture sédimentaire occidentale

Une coupe effectuée sur le versant SE du Mitaphovouni N montre successivement du bas vers le haut (fig. 22) :

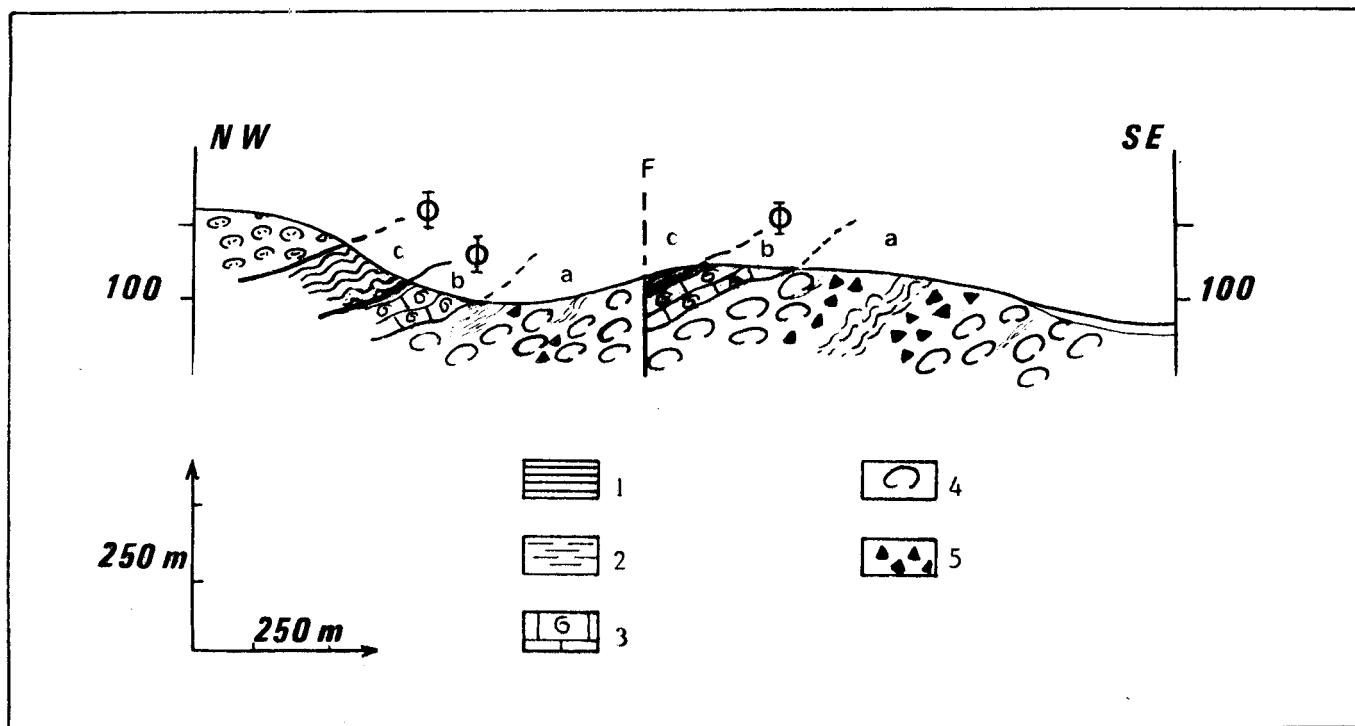


Fig. 22. - Coupe au Nord Est d'Archanion (11).

1. radiolarites ; 2. pélites ; 3. calcaire ammonitico-rosso ; 4. pillow-lavas triasiques ; 5. brèche à débris de coussins.

- a : l'ensemble effusif du Tourla représenté par des laves à débit en pillow et des brèches de pillow. On y observe des intercalations de pélites rouges ;
- b : un ensemble de calcaires qui apparaît sous forme de blocs isolés les uns des autres. Certains possèdent un faciès micritique et admettent quelques bancs de jaspes. Ils contiennent de rares Conodontes déterminés par H. Kozur : *Neospatholus* sp. ? (ou forme juvénile aberrante de *Gondolella* sp.), *Neohindeodella dropla* Spasov et Ganev montrent le Trias moyen. D'autres blocs présentent un faciès noduleux rouge assimilable au faciès ammonitico-rosso

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

(J. AUBOUIN, 1964 ; H. JENKYN, 1974). Je n'y ai pas observé d'Ammonites ; toutefois, il s'agit de blocs signalés à l'Est d'Archanion par M. MITZOPOULOS et C. RENZ (1938). Ces auteurs avaient extrait des Ammonites de ces calcaires ; les formes (cf. introduction) indiquaient d'une part un âge ladinien pour un bloc et un âge carnien pour un autre. K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) signalent avoir recherché en vain ces blocs à Ammonites. Ainsi que l'indiquent les murs de certaines maisons d'Archanion, certains calcaires ammonitico-rosso ont été utilisés pour la construction ;

- c : une série de radiolarites rouges à interlits pélitiques.

A l'Ouest, une faille verticale répète la superposition observée. Les blocs calcaires sont beaucoup plus épars, moins massifs et plus petits. M. MITZOPOULOS et C. RENZ ont considéré ces calcaires comme une écaille tectonique disposée à la base de l'édifice ophiolitique tandis qu'ultérieurement, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS ont interprété ces blocs comme des olistolites disposés au sein de niveaux sédimentaires intercalés dans l'édifice ophiolitique et plus précisément, dans la partie effusive de celui-ci. Je n'ai pu observer la présence de sédiments à proximité immédiate des blocs calcaires et par ailleurs, les fissures qu'ils présentent à leur périphérie ne contiennent pas et ne paraissent pas avoir contenu de sédiments. A mon sens, ces blocs sembleraient plutôt figurer des copeaux tectoniques de faible ampleur et d'épaisseur restreinte disposés à la base de l'unité effusive ophiolitique de Fourca.

En résumé, cette coupe montre la présence de calcaires d'âge triasique moyen vraisemblablement du Ladinien au Carnien qui surmontent l'édifice volcanique ladinien-carnien du Tourla. Ces calcaires sont susceptibles de représenter la couverture sédimentaire normale de l'édifice volcanique.

222) La couverture orientale

Le sommet du massif du Tourla présente de nombreux horizons calcaires. Un échantillon prélevé dans un bloc calcaire de couleur rose limité par une faille au Nord du sommet géodésique contient des Conodontes : *Prioniodina venusta* (Huckriede) qui, d'après H. Kozur indique un âge ladinien à carnien moyen.

Par ailleurs, une coupe d'orientation SW-NE, depuis le sommet géodésique du Tourla jusque la voie ferrée, montre successivement (fig. 23) :

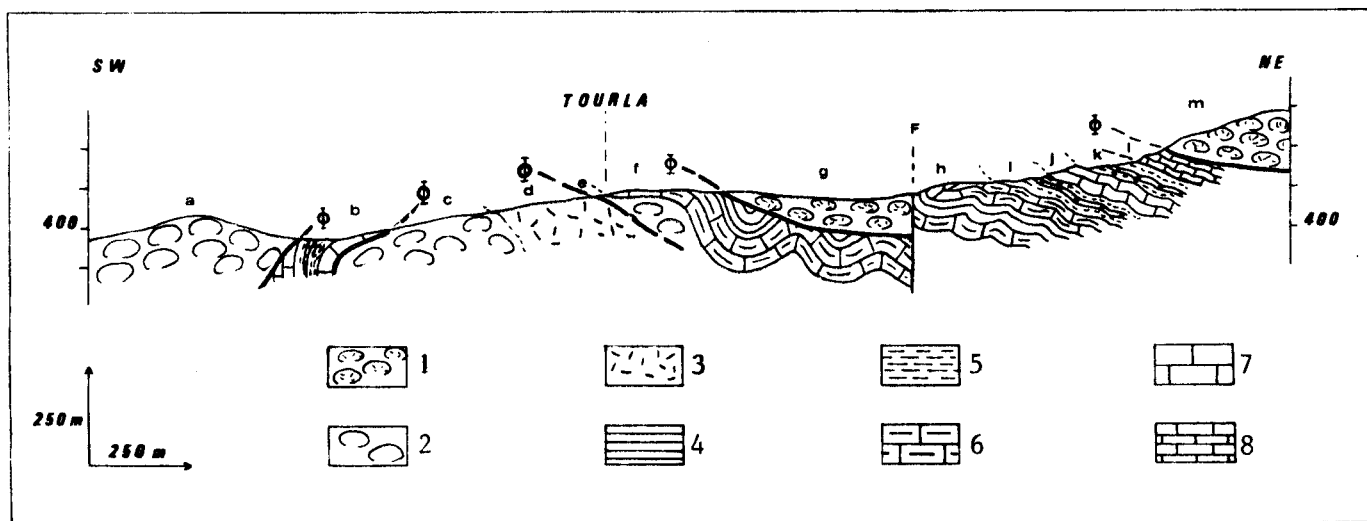


Fig. 23. - Coupe au sommet du Tourla (12).

- 1. pillow-lavas de l'unité ophiolitique de Fourca ;
- 2. pillow-lavas (Ladinien-Carnien) ;
- 3. trachytes ;
- 4. radiolarites ;
- 5. pélites ;
- 6. calcaires à silex ;
- 7. calcaires gris recristallisés ;
- 8. calcaires noirs recristallisés.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- a : des pillow-lavas de teinte violacée à amygdales de calcite abondantes. Ils reposent en contact anormal sur les formations sous-jacentes. Ces pillow sont l'équivalent de ceux datés du Ladinien-Carnien par la microfaune des méats calcaires ;
- b : quelques mètres de formation sédimentaire comprenant des calcaires noirs, recristallisés et schistosés. Ces calcaires sont exempts de toute microfaune, en lame mince et après traitement en laboratoire. Un horizons broyé de péli-tes, laves et calcaires, indique que cette formation souligne un contact tec-tonique ;
- c : des pillow-lavas violacés et écrasés ;
- d : des trachytes qui apparaissent sous forme de petits pitons de hauteur métrique. Il pourrait s'agir là d'une coulée coiffant la coulée à débit en coussins ;
- e : à nouveau des coussins indiqués par quelques débris ;
- f : des calcaires gris-sombre, recristallisés et sans microfaune. Vers l'Est, ils semblent passer à des calcaires roses et gris, parfois à filaments, où s'in-tercalent des bancs siliceux de jaspes. Le traitement en laboratoire n'a per-mis de dégager que de rares Conodontes identifiés par H. Kozur : *Metapolygna-thus bidentatus* (Mosher), *M. abneptis abneptis* (Huckriede), *M. posterus* (Kozur et Mosstler) et des Radiolaires : *Rhopalodictyum* sp. Les Conodontes indiquent le Norien moyen et supérieur ;
- g : des débris de laves, dépourvus de vésicules calcitiques et qui possèdent des bordures figées qui évoquent des pillow-lavas. La présence de ces laves est interprétée selon une klippe de l'unité effusive ophiolitique de Fourca ;
- h : une série de calcaires gris et roses à bancs de jaspes. Ces calcaires sont plissés et les recherches de microfaunes sont restées vaines ;
- i : des niveaux pélitiques bruns comportant des amandes de calcaires noirs recr-is-tallisés et des horizons de greywackes brun-sombre où une matrice calcaro-phylliteuse enveloppe des éléments détritiques de quartz, de roches effusives, de rares feldspaths, des opaques et des débris de calcaires micritiques ;
- j : quelques mètres de calcaires noirs, recristallisés, sans microfaune ;
- k : des pélites brunes comportant des horizons de greywackes analogues à ceux déjà décrits ;
- l : des niveaux peu épais de calcaires noirs écrasés et recristallisés contenant des petits Foraminifères non identifiables et des dents de Poissons ;
- m : des pillow-lavas petits, bruns et sans vésicule de calcite rapportés à l'unité effusive ophiolitique de Fourca.

En résumé, l'étude des calcaires au sommet du Tourla montre la présence de calcaires d'âge ladinien à carnien disposés sous forme de blocs. Les séries calcai-res et radiolaritiques sont d'âge postérieur : Norien moyen à supérieur et repré-sentent vraisemblablement les termes supérieurs de la couverture sédimentaire dis-sociée tectoniquement.

3) Conclusions

L'édifice volcanique du Tourla est d'âge triasique et sans doute ladinien-carnien.

La disposition structurale de l'édifice précisée grâce aux relevés des pola-rités permet d'estimer que l'épaisseur de l'édifice volcanique est supérieure à 200 mètres.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

Les sédiments sus-jacents de l'unité effusive du Tourla peuvent être rapportés à la couverture. La série du Tourla comprend donc :

- un ensemble volcanique ladinien-carnien d'au moins 200 m d'épaisseur ;
- une couverture sédimentaire qui consiste en :
 - calcaires fins, parfois à faciès noduleux et de type ammonitico-rosso d'âge ladinien-carnien ;
 - une série de calcaires fins à silex et de jaspes d'âge norien ;
 - une série peu épaisse de pélites et de greywackes où les horizons calcaires sont peu développés. Cette formation n'a pas été précisée stratigraphiquement ; toutefois, un âge triasique supérieur à jurassique inférieur est envisageable.

d) Les séries néritiques et chaotiques de Trilofon

Au Sud de Trilofon, affleure un ensemble sédimentaire dont la position structurale est bien définie ; recouvert anormalement par les unités du complexe ophiolitique d'Othrys occidentale, il repose lui-même anormalement sur l'édifice effusif de Tourla. Cet ensemble sédimentaire est très tectonisé et écaillé. Cependant, la répartition cartographique des différents faciès (voir carte géologique hors texte) apparaît relativement ordonnée ; une série de coupes permet de préciser la répartition de ces termes.

1) Les radiolarites et les calcaires néritiques

Une coupe tracée du SSW vers le NNE permet de reconnaître une suite d'écaillés tectoniques dont les termes sont, du bas vers le haut (fig. 24) :

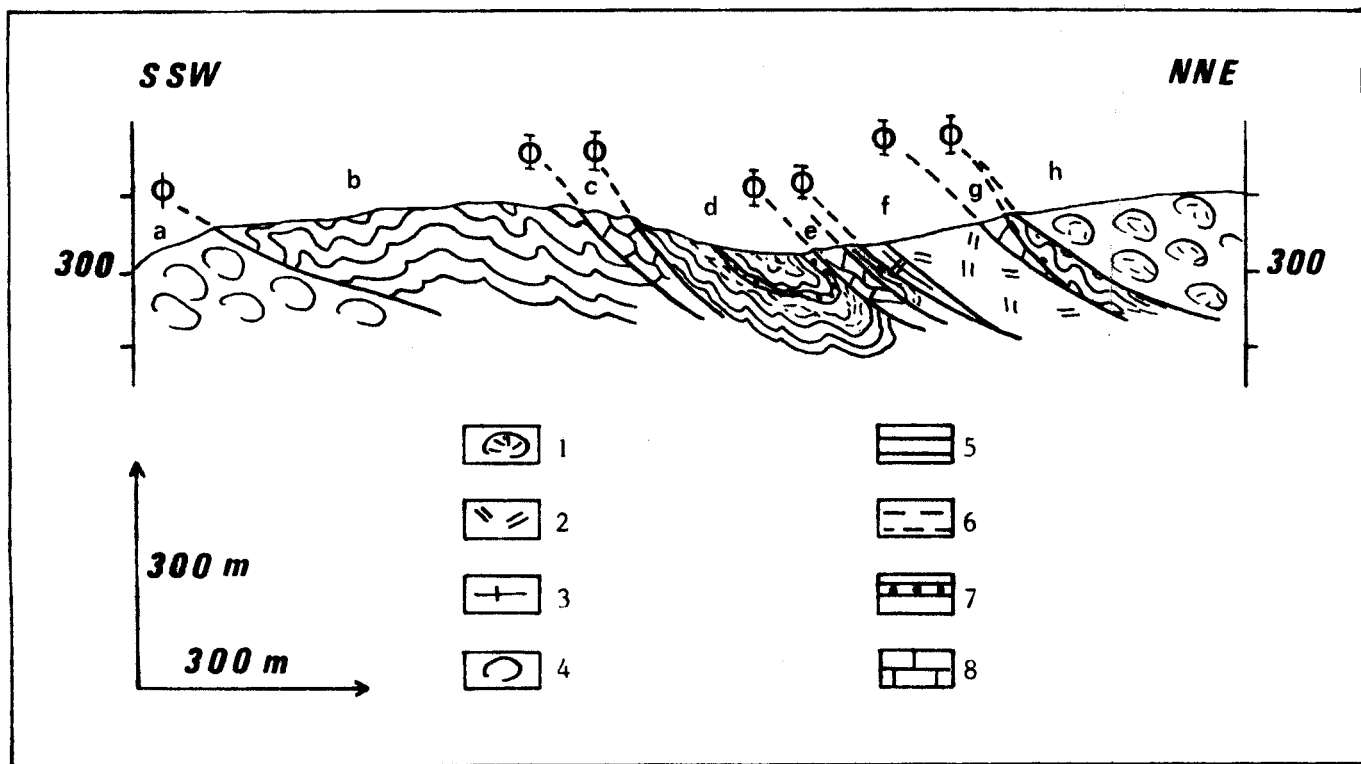


Fig. 24. - Coupe au SW de Trilofon (13).

1. pillow-lavas (unité effusive ophiolitique de Fourca) ; 2. harzburgites serpentinisées (unité péridotitique de Trilofon-Metalleion) ; 3. Amphibolites ; 4. pillow-lavas à amygdales de calcite (édifice volcanique du Tourla) ; 5. radiolarites ; 6. pélites ; 7. grès ; 8. calcaires néritiques (Trias supérieur-Lias).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- a : l'édifice volcanique de Tourla composé de laves à débit en coussins ;
- b : des radiolarites rouges en bancs décimétriques et à interlits millimétriques de pélites rouges. Ces radiolarites sont affectées de plis décimétriques et métriques ;
- c : des calcaires blancs, parfois à taches roses, souvent recristallisés. Ces calcaires sont disposés en blocs qui dessinent des alignements dans le paysage. Au niveau de la coupe, les bancs les plus méridionaux apparaissent, en lame mince, comme un calcaire microbréchiq. biosparitique. Au sein d'une matrice micritique, très souvent recristallisée en sparite, on note des éléments micritiques de taille demi-décimétrique qui contiennent parfois des oncolites. Ces calcaires contiennent (+) des débris d'Echinodermes (piquants d'oursins), des Textularidés et des Lituolidés, des Ophthalmididés de type Proto-ophthalmidium (différent de *Vidalina martana*), des Duostominidés, *Trocholina* sp. ?, *Baccanella floriformis* Pantic ?, *Involutina eomesozoïca* (Oberhauser) du Ladinien-Carnien. Les niveaux les plus septentrionaux sont plus cristallisés et présentent un ciment sparitique. Ils comportent des débris d'Echinodermes (piquants d'oursins), des Foraminifères, des Lituolidés, des Duostominidés, *Vidalina* sp., *Glomospira* sp., *Galeanella* sp., *Trocholina* sp. (recristallisée), *Rheophax asper* (Ziegler). Des blocs situés plus à l'Est présentent des faciès analogues. Ils contiennent : des Dasycladacées, des Codiacées de type *Cayeuxia* sp., des Lituolidés simples, *Ophthalmidium* sp. De tels faciès et le contenu paléontologique évoquent le Trias supérieur ;
- d : des radiolarites rouges et des débris de pélites. En outre, à cet endroit, on observe des débris de roches effusives altérées et des débris de grès ;
- e : des calcaires blancs cristallins. En lame mince, il s'agit d'une biosparite qui comporte des pellets, des oncolites, des débris d'Echinodermes, des Nodosariés (forme épineuse) et : *Involutina* sp. (recristallisée), *Turrispirillina mesotriasica* Koehn-Zaninetti, *Protoophthalmidium* sp., *Earlandia* sp., *Baccanella floriformis* Pantic, *Ophthalmidium* sp., *Trochammina* sp. qui indiquent le Ladinien. Un bloc plus à l'Est présente le même faciès et comporte : des Duostominidés, des débris de Gastéropodes, des Dasycladacées, des Ophthalmididés et *Rheophax asper* (Ziegler), *Involutina* sp. (recristallisée), *Galeanella* sp. ?, *Earlandia amplimavalis* (Pantic). Le contenu micropaléontologique indique l'âge triasique de ces calcaires et plus précisément le Ladinien au Trias supérieur ;
- f : des harzburgites serpentinisées dont la base est jalonnée par les amphibolites (unité péridotitique de Trilofon Metalleion) ;
- g : des calcaires sous forme de blocs. Les faciès sont identiques aux faciès néritiques décrits précédemment mais la recristallisation ne permet pas d'y observer de la microfaune ;
- h : des radiolarites et des pélites écrasées ;
- i : des pillow-lavas bruns et pélites sans vésicule calcitique (unité effusive ophiolitique de Fourca).

Cette coupe montre la présence de calcaires néritiques du Trias supérieur et de radiolarites. Les différents termes sont répétés tectoniquement.

2) Calcaires néritiques, radiolarites et complexe chaotique

Une coupe effectuée à l'Est de la précédente, depuis la vallée du Marathorema vers le NE, comporte successivement du bas vers le haut (fig. 25) :

- a : l'ensemble effusif anisien du Tourla (pillow-lavas, coulées massives, brèches de pillow, sills, dykes...) ;

(+) Détermination L. Zaninetti.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

- b : un ensemble écrasé de pélites rouges où se disposent des amandes de calcaires micritiques roses et parfois des calcaires à faciès ammonitico-rosso. Ces calcaires fins contiennent des Conodontes : *Gondolella* sp. et des éléments brisés de *Gladigondolella tethydis apparatus* du Trias moyen à Carnien moyen. Ces sédiments sont rapportés à la couverture (coincée tectoniquement) de l'unité effusive du Tourla ;

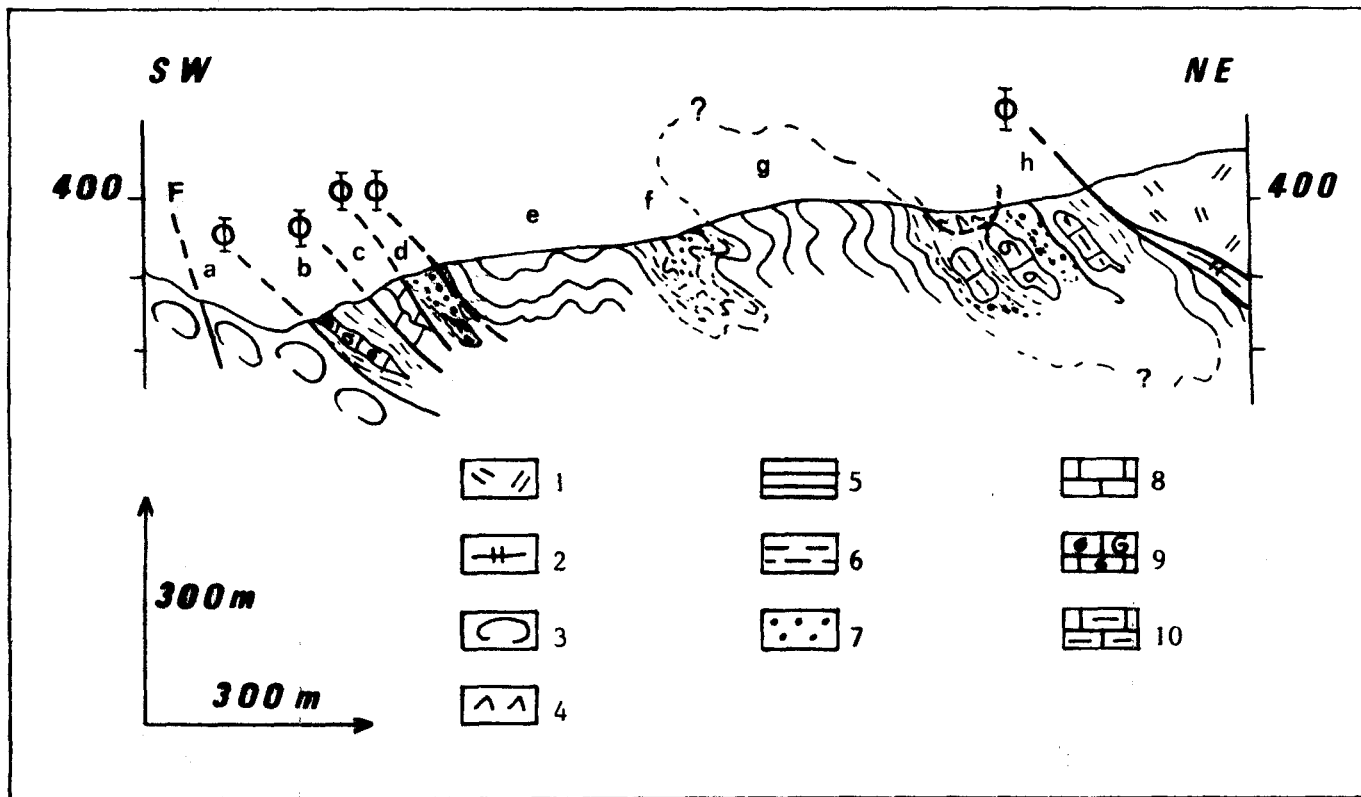


Fig. 25. - Coupe au Sud de Trilofon (14).

1. harzburgites serpentinisées ; 2. amphibolites ; 3. pillow-lavas à vésicules calcitiques et brèches de pillow (édifice volcanique du Tourla) ; 4. roches effusives basiques ; 5. radiolarites ; 6. pélites ; 7. grès ; 8. calcaires néritiques ; 9. calcaire ammonitico-rosso ; 10. calcaires micritiques à filaments.

- c : des calcaires blancs cristallins qui se présentent sous forme de pitons de quelques mètres de hauteur. En lame mince, ils comportent des Nodosariés, des Duostominidés, des Ophtalmididés, des Haplophragmiidés (formes arénacées) et *Rheophax asper* (Ziegler). Ces calcaires ressemblent au faciès du Trias moyen à supérieur évoqué précédemment ;
- d : des pélites, des grès et des laves indiquées par quelques débris ;
- e : des radiolarites rouges en bancs décimétriques à interlits pélitiques. Ces radiolarites sont déformées par des plis de dimension décamétrique et métrique ;
- f : des pélites, des grès et des laves indiquées par les débris et les pointements qui affleurent sur les replats ;
- g : des radiolarites en bancs décimétriques et à minces interlits pélitiques. Ces radiolarites sont bien visibles le long de la route qui mène à Trilofon. Elles sont intensément déformées par des plis et des microplis ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- h : un ensemble complexe qui comporte des pélites, des éléments de radiolarites, de grès, de calcaires et de laves de teinte brune et sans amygdale calcitique. Les grès sont bruns à vert-sombre ; en lame mince, une matrice calcaro-phylliteuse enveloppe des grains de quartz, des débris de ferromagnésiens altérés, des minéraux micacés (mica blanc), de rares feldspaths, des opaques et des éléments calcitiques. Les calcaires sont de faciès variables : micritiques, roses, à traces de filaments, calcaires fins noirs très recristallisés, calcaires noduleux rouges ou roses à faciès ammonitico-rosso ;
- i : des harzburgites (unité péridotitique de Trilofon Metalleion).

Cette coupe montre la présence de termes équivalents à la coupe précédente. On y observe un complexe chaotique où des éléments de nature différente semblent ne pas avoir de rapports.

3) Radiolarites et complexe chaotique

Réalisée à l'Est de la coupe précédente, on observe successivement du bas vers le haut (fig. 26) :

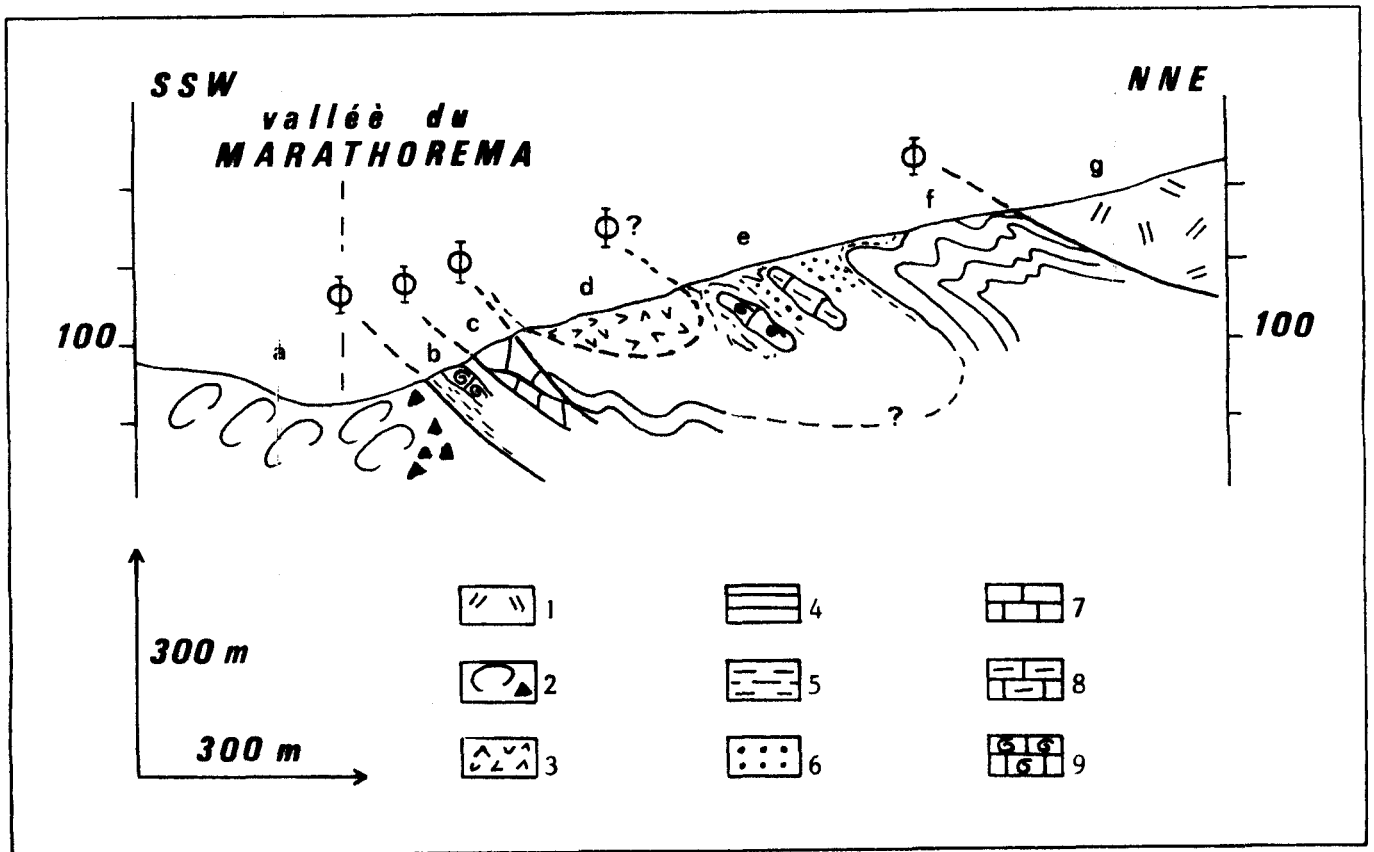


Fig. 26. - Coupe au Sud Ouest de Trilofon (15).

1. harzburgites serpentinisées ;
2. pillow-lavas (édifice volcanique du Tourla) ;
3. roches effusives basiques ;
4. radiolarites ;
5. pélites ;
6. grès ;
7. calcaires néritiques (Trias supérieur-Lias) ;
8. calcaires fins, roses ou gris, à filaments ;
9. calcaires ammonitico-rosso.

- a : l'ensemble effusif du Tourla ;
- b : une formation écrasée où apparaissent quelques débris de calcaires noduleux rouges à Ammonites ;

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

- c : des calcaires blancs cristallins. Ils s'apparentent aux faciès néritiques précédemment décrits ; toutefois, une recristallisation importante nuit à toute observation ;
- d : des laves brunes indiquées par des pointements rocheux épars et des débris ;
- e : un ensemble sédimentaire complexe comportant localement des pélites et où abondent des grès. Ceux-ci, de teinte jaune à jaune-brun, sont constitués de grains de quartz roulés, de rares feldspaths, de minéraux micacés (muscovite - biotite), de débris de ferromagnésiens altérés et des débris de Radiolaires et de roches effusives disposés dans une matrice calcaro-phylliteuse crypto-cristalline. Ces grès présentent parfois un aspect franchement greywackeux où les débris de roches effusives sont plus abondants. Au sein de cet ensemble, on note la présence de formations discontinues et de nature différente : calcaires micritiques roses à traces de filaments, calcaires noirs recristallisés, calcaires à faciès ammonitico-rosso ;
- f : des radiolarites rouges plissées. Latéralement, j'y ai observé quelques niveaux calcareux qui, en lame mince, apparaissent comme une micrite à Radiolaires silicifiés et mal conservés ;
- g : des harzburgites (unité ophiolitique péridotitique de Trilofon Metalleion).

Cette coupe confirme la présence d'un complexe d'allure chaotique observé précédemment ; toutefois, la présence de laves (d) peut être discutée : s'agit-il de termes interstratifiés ou remaniés ou s'agit-il d'une klippe de l'unité ophiolitique de Fourca ? L'extension géographique de ces laves pourrait confirmer cette dernière hypothèse ; on se doit de remarquer toutefois que le contact tectonique anormal de base serait déformé en synforme ainsi que semble l'indiquer la terminaison occidentale en biseau (voir carte hors texte).

Si en cet endroit, ces laves sont susceptibles de représenter une klippe de l'unité ophiolitique de Fourca, il en va autrement pour d'autres affleurements. Ainsi, à l'Est de Trilofon (voir carte hors texte), sous l'unité harzburgitique, on note des radiolarites plissées rouges, jaunes ou vertes alternant avec des coulées laviques brunes à l'altération mais gris-sombre en cassures, comportant de petites et peu nombreuses vacuoles non calcitiques.

4) Extension occidentale et septentrionale

41) Le secteur d'Asproklissia (W)

A l'Ouest de l'ensemble sédimentaire de Trilofon, au Nord d'Archanion et au lieu-dit Asproklissia, on note la présence de blocs calcaires gris-blanc, cristallins ou microbréchiques disposés tectoniquement à la base d'un ensemble de radiolarites et de grès.

Les calcaires blancs sont recristallisés mais présentent le même faciès que ceux déjà décrits. Au sein d'une matrice recristallisée en sparite, on reconnaît des Duostominidés et : *Involutina* sp., *Galeanella* sp.

Les calcaires gris, microbréchiques, comportent des éléments plurimillimétriques de calcaire micritique, et des débris verts et rouges correspondant respectivement à des débris de roches effusives et de radiolarites. Quelques oncolites et pellets se disposent au sein d'une matrice recristallisée en sparite. On y observe des Duostominidés, des Dasycladacées, des débris d'Echinodermes, des Foraminifères arénacés à structure simple, *Involutina* sp. cf. *I. sinuosa* ? et *Galeanella* sp. ?.

Au Nord de l'ensemble sédimentaire de Trilofon, le long du chemin qui relie ce dernier village à celui de Moschokarya, des calcaires sont coincés tectoniquement sous l'unité ophiolitique péridotitique de Trilofon Metalleion. Il s'agit de calcaires de différents faciès :

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- calcaires microbréchiqes à débris de roches effusives et de radiolarites, débris de calcaires algaires ou micritiques. On y observe des Ophthalmididés (de deux types), des Cyanophycées (oncolites), des Duostominidés et *Baccanella floriformis* Pantic ;

- calcaires micritiques rose-lie-de-vin comportant des Radiolaires mal conservés ;

- calcaires blancs totalement recristallisés.

Ces calcaires surmontent anormalement un ensemble de radiolarites et de grès.

42) Secteur de Koromilia (N)

Plus au Nord Est, entre le massif de Kasarma et Koromilea, à proximité d'une faille N 170 qui limite l'écaille harzburgitique de Trilofon Metalleion, se dresse un piton calcaire de hauteur décamétrique. Ces calcaires contiennent parfois de grosses coquilles et, en lame mince, présentent des débris de Lamellibranches et d'Ostracodes, des Duostominidés, des Lituolidés et des Lagénidés. On observe : *Fron-dicularia* cf. *F. wulwardii* ?, *Lenticulina* sp., *Rheophax* sp. Ce microfaciès évoque le Trias supérieur-Lias.

5) Conclusions

Depuis Asproklissia jusque Koromilea, c'est-à-dire sur près de 10 km de longueur, on observe un dispositif en écailles tectoniques à la base des unités ophiolitiques. Ces écailles sont constituées de matériel sédimentaire dont les termes sont cartographiquement et structuralement organisés. De telles propriétés conduisent à émettre l'hypothèse d'une série sédimentaire dissociée tectoniquement. D'après les dispositifs structuraux observés et les informations paléontologiques, les différents constituants de la série pourraient être du bas vers le haut :

- une série calcaire à faciès ammonitico-rosso d'âge ladinien et carnien. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'en préciser l'épaisseur, probablement supérieure à 20 m ;

- une série de calcaires à Algues, parfois à Involutines du Trias supérieur-Lias. La partie supérieure de cette série comporte des épisodes microbréchiqes à éléments de roches effusives et de radiolarites ainsi que des débris de calcaires à Involutines. La série se termine par des biosparites grises d'âge liasique probable ;

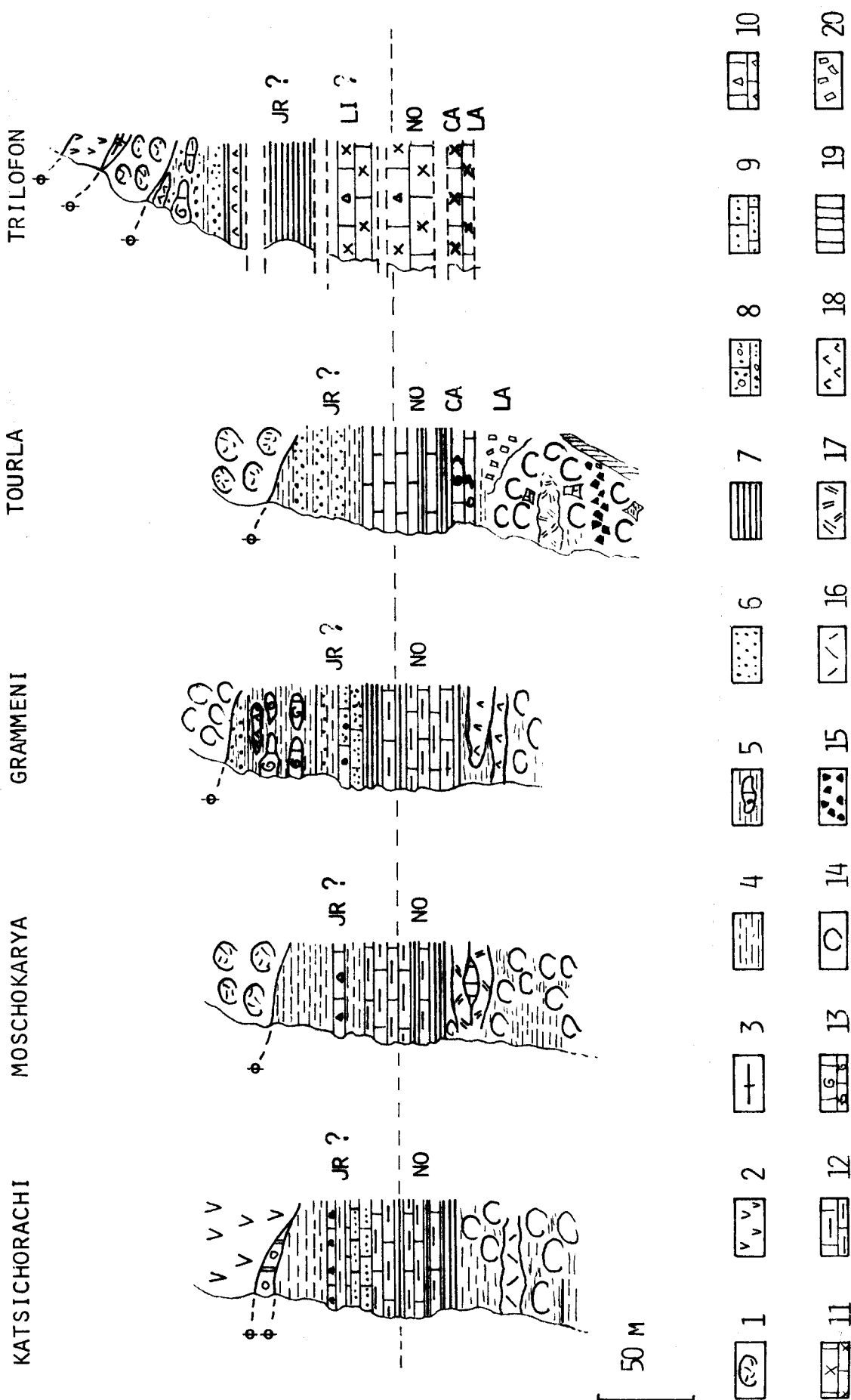
- une série siliceuse de radiolarites non datées mais susceptibles de représenter une partie du Jurassique. En partie supérieure, ces radiolarites sont associées à des laves ;

Fig. 27. - Reconstitution des colonnes stratigraphiques des séries triasico-jurassique d'Othrys occidentale.

1 à 3. unités ophiolitiques - 1. pillow-lavas ; 2. péridotites serpentinisées ; 3. amphibolites. 4 à 20. séries triasico-jurassiques - 4. pélites ; 5. formation à olistolites ; 6. grès et greywackes ; 7. radiolarites. 8 à 13. calcaires - 8. oolithiques et graveleux ; 9. graveleux ; 10. microbréchiqes ; 11. à Algues et Involutines ; 12. à silex ; 13. ammonitico-rosso. 14 à 20. complexe effusif - 14. pillow-lavas ; 15. brèches de pillow ; 16. dolérites ; 17. dolérites alcalines ; 18. laves à débit massif ; 19. dykes ; 20. trachytes.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

LES SERIES TRIASICO-JURASSIQUES D'OTHERYS OCCIDENTALE



50 M

BUS

- un complexe dont le caractère détritique est indiqué par une richesse en grès et une allure chaotique à éléments dispersés de nature différente. Ceci conduit à considérer ce complexe comme un ensemble à olistolites remaniant des termes plus anciens : radiolarites, calcaires micritiques parfois à Conodontes et calcaires ammonitico-rosso. L'âge de ce complexe est donc post-triasique. A mon sens, il pourrait représenter une partie du Jurassique.

III) CONCLUSIONS

Après la reconstitution des séries stratigraphiques, la comparaison de ces données et leurs significations bathymétriques permettront d'envisager la discussion des affinités paléogéographiques de ces séries.

a) Résumé des faits

Malgré une tectonisation importante, les diverses coupes exposées précédemment ont permis de reconstituer les séries stratigraphiques (fig. 27) dont on peut tirer les grandes lignes.

1) Le Trias moyen

Aucun terme du Trias inférieur n'a été reconnu. Les terrains les plus anciens datés sont l'édifice volcanique du Tourla d'âge ladinien-carnien et sa couverture sédimentaire à faciès ammonitico-rosso d'âge ladinien-carnien et les calcaires néritiques de la série de Trilofon d'âge ladinien-carnien. Les ensembles volcaniques et volcano-sédimentaires des séries du Katsichorachi et de Moschokarya sont vraisemblablement d'âge triasique moyen. On remarque alors que l'ensemble des séries, à l'exception de celle de Trilofon, présente un Trias moyen de type volcanique.

2) Le Trias supérieur

Le Trias supérieur des séries du Katsichorachi, de Moschokarya et de Grammeni est constitué de calcaires lités à silex. Dans ces séries, le Trias terminal est marqué par des calcaires graveleux (série du Katsichorachi) ou des calcaires graveleux parfois oolithiques associés à des radiolarites (série de Grammeni).

Le Trias supérieur de la série de Trilofon est caractérisé par des calcaires à Algues et à Involutines.

3) Le Jurassique

Aucun âge jurassique n'a été montré paléontologiquement. Il s'agit d'un âge relatif déduit des superpositions. Il est représenté dans la série du Katsichorachi et de Moschokarya par des pélites à rares horizons de calcarénites. Le passage des calcaires du Trias supérieur aux pélites s'effectue en quelques mètres par des niveaux graveleux.

Le Jurassique de la série de Grammeni se rapproche de celui des séries précédentes ; il consiste en niveaux graveleux et oolithiques associés à des radiolarites auxquels succède un complexe à olistolites.

Dans la série de Trilofon, le Jurassique probable est représenté par des radiolarites parfois associés à des laves auxquelles succèdent un ensemble détritique de grès et de greywackes et un complexe à olistolites.

b) Interprétation bathymétrique des différents faciès

Chacune des séries identifiées montre une succession de faciès dont la signification paléogéographique nécessite une interprétation bathymétrique des divers faciès. Cette dernière, depuis J. HUTTON, est fondée sur le principe de l'uniformitarisme ; l'observation des modèles actuels conduit à reconstituer le milieu de dépôt des sédiments ; toutefois, dans certains cas, elle ne permet pas de trancher entre différentes hypothèses.

1) Les formations effusives

Ces formations sont bien représentées à la base des séries triasiques. La paléobathymétrie et le paléoenvironnement peuvent être déduits d'une part de l'étude des sédiments associés aux formations volcaniques et d'autre part, des propriétés de ces dernières.

11) Les roches sédimentaires associées

La présence de calcaire dans les méats entre les pillow de l'édifice volcanique triasique du Tourla implique que l'émission volcanique et l'emplacement des coussins se soient réalisés au-dessus du niveau de compensation des carbonatés de l'époque (carbonates compensation depth, W.R. RIEDEL et B.M. FUNNEL, 1964). On doit cependant retenir que l'étude des modèles océaniques actuels a montré des variations du C. C. D. d'une part au cours du temps (J.D. HUDSON, 1967 ; G. PAUTOT et X. LE PICHON, 1973 ; W.M. BERGER et E.L. WINTERER, 1974) et d'autre part spatialement (W.M. BERGER et E.L. WINTERER, 1974).

L'association d'Ostracodes extraits des méats calcaires entre les coussins est typique du Trias téthysien. Du point de vue paléoécologique, il s'agit d'une association psychrosphérique, c'est-à-dire ayant vécu au sein de la masse d'eau océanique dont la température est comprise entre 10 et 14° C. Toutefois, d'après les auteurs, de telles caractéristiques correspondent à des profondeurs différentes : R.H. BENSON (1973) estime que la profondeur atteindrait les 2 000 m tandis que pour M. Moostler, il s'agit d'un milieu néritique profond de plus de 200 m. J.P. COLIN (+) envisage une profondeur équivalente alors que H. KOZUR estime la profondeur à 500 m.

Les espaces entre les pillow sont parfois occupés par du matériel terrigène primaire dont la présence peut être due à de simples variations temporelles du C. C. D. Ce matériel contient des éléments de quartz tandis que l'étude diffractométrique de la fraction argileuse (inférieure à 2 microns) a montré la présence d'interstratifiés non réguliers (10 I - 14 S et 10 I - 10 V), ainsi que de l'illite et de la kaolinite à cristallinité très faible. D'après les modèles actuels, la prédominance des termes illites sur les smectites semblerait indiquer un milieu profond proche d'un continent plutôt qu'un milieu franchement océanique (W.M. BERGER, 1974 ; J. GRIFFIN et al., 1968). Il en va de même pour la présence de kaolinite (P.E. BISCAVE, 1965).

22) Les roches volcaniques

Les pillow eux-mêmes nous apportent des informations permettant de préciser la paléobathymétrie : la forme en coussins indique que la mise en place s'est effectuée dans l'eau. Ils comportent d'abondantes amygdales de calcite qui témoignent

(+) Communication personnelle.

d'un dégazage initial de la lave. Ceci implique que la pression de la masse d'eau sus-jacente ne devait pas être très importante, donc que la profondeur ne devait pas être très grande. Les modèles actuels montrent que la densité des basaltes, le pourcentage volumique des vésicules et les dimensions de ces dernières évoluent en fonction de la profondeur de mise en place (J.G. MOORE, 1965).

Les pillow du Tourla comportent des vésicules de taille assez variable mais dont la moyenne (établie sur 100 vésicules, compte non tenu des vésicules d'adsorption) est de l'ordre de 1 mm. Le pourcentage des vésicules peut atteindre 15 ou 10 %. D'après les sections, ces auréoles se disposent sur la moitié de la surface totale des coussins. Ces rapports de surface peuvent être considérés comme équivalents des rapports volumiques, ce qui donnerait une proportion d'environ 12 % de vésicules. Les mesures de densité effectuées sur les laves des coussins (méthode du picnomètre - H. STAMBOLIEV, 1961) donnent une valeur de $2,76 \pm 0,01$. Ces diverses valeurs ont été reportées sur les diagrammes établis par J.G. MOORE d'après l'étude de la zone de rift orientale du Kilauea (fig. 28). Le domaine délimité graphiquement est relativement restreint et indique une profondeur de mise en place comprise entre 400 et 700 mètres.

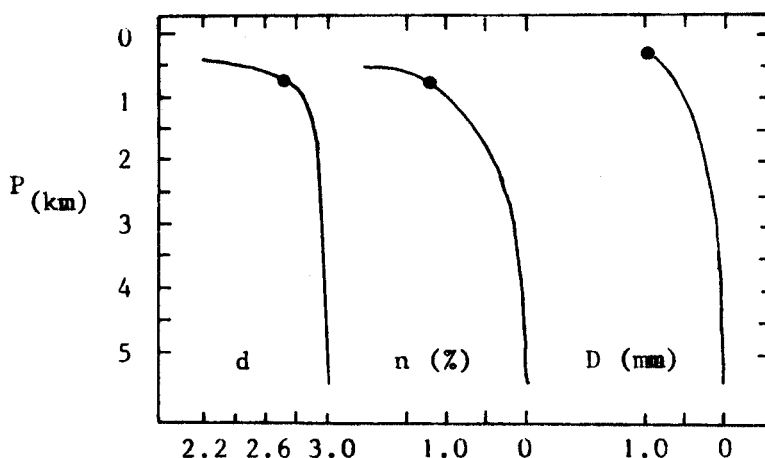


Fig. 28. - Variation de la densité des basaltes, du pourcentage des vésicules (n (%)) et du diamètre de ces dernières en fonction de la profondeur de mise en place à l'Est de la zone du rift du Kilauea d'après J.G. MOORE (1965).

Les ensembles volcaniques des séries du Katsichorachi et de Moschokarya n'ont pas montré de ciments primaires carbonatés et les coussins comportent des amygdales calcitiques en pourcentages plus faibles et de dimension moindre que ceux du Tourla. Ces faits sembleraient indiquer que ce volcanisme se soit effectué dans un milieu légèrement plus profond que l'édification du système volcanique de Tourla ; toutefois, on doit remarquer qu'au sein d'un même bassin, les phénomènes volcaniques ne devaient vraisemblablement pas être uniformes ni dans le temps ni dans l'espace.

En résumé, je pense que la profondeur de mise en place des différents complexes volcaniques d'Othrys occidentale correspond à des formations océaniques de type pélagique ; toutefois, dans le cas de l'effusif du Tourla, cette bathymétrie ne devait pas être excessive. Un ordre de grandeur peut être évalué à 500 mètres.

2) Les calcaires à silex

Les micrites à amandes de jaspes ou bancs siliceux sont très fréquentes au Trias supérieur. D'après D. BERNOULLI et H.C. JENKINS (1974), il s'agit de dépôt de bassins. La présence de séquences graveleuses, à granoclassement fruste à la partie supérieure, montre l'influence de certaines zones plus hautes relativement proches du milieu de dépôt des séquences carbonatées.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

L'existence de calcaires graveleux et oolithiques associés à des Radiolaires à la partie sommitale des calcaires fins de Grammeni, indique un milieu d'énergie plus fort et une évolution bathymétrique.

3) Les calcaires ammonitico-rosso

Pour certains auteurs, la formation de ces sédiments correspond à un milieu profond (A.G. FISCHER, 1964) ; pour d'autres, il s'agit d'un milieu de faible profondeur (H. ZANKL, 1971). Les faciès observés, de couleur rouge (milieu oxydant et faible taux de sédimentation, d'après H.C. JENKYNS, 1961), d'aspect noduleux parfois bréchoïde à interstices argileux rouges, semblent correspondre à une sédimentation effectuée en milieu peu profond. Dans le cas qui nous intéresse, ces calcaires reposent sur un complexe volcanique dont on vient de voir que la profondeur de dépôt pouvait être fixée entre 400 et 700 mètres. Par ailleurs, les calcaires ammonitico-rosso précèdent des calcaires à silex qui correspondent à des dépôts de bassins (cf. ci-dessus). Il semblerait donc que l'on doive noter une certaine évolution dans la bathymétrie de la série.

En conséquence, la bathymétrie des calcaires d'Archanion pourrait correspondre aux profondeurs modérées de l'ordre du kilomètre.

4) Les radiolarites

Abondantes au sein des séries triasiques, elles sont généralement peu épaisses. Certaines d'entre elles, comme les radiolarites surmontant les complexes effusifs du Katsichorachi et de Moschokarya, peuvent être mises en rapport avec une activité volcanique (Y. LANCELOT, 1973) ainsi que l'ont évoqué R. BLANCHET (1976) et J. CHARVET (1978).

Les radiolarites de la série de Trilofon apparaissent plus problématiques ; certes, certaines d'entre elles sont parfois associées à des laves, mais M. STEINBERG et al. (1977) ont montré, en comparant les sédiments hyperocéaniques actuels et certaines radiolarites jurassiques des Dinarides, que le développement de ces faciès ne nécessite ni un éloignement considérable des côtes, ni un milieu profond. Je pense toutefois que leur présence peut être recherchée dans une variation temporelle de la C. C. D. et une profondeur de dépôt modérée ainsi que l'indique le comblement détritique qui succède à ces radiolarites.

5) Les pélites

L'importance des séries pélitiques est grande dans les séries triasico-jurassiques. Succédant à une série carbonatée, leur existence peut être recherchée dans une évolution bathymétrique et une variation de la C. C. D. Ces pélites comportent des petits grains de quartz et la fraction argileuse est constituée d'illite, de kaolinite et de vermiculite. La transition des calcaires aux pélites s'effectue par des niveaux graveleux et ces pélites comportent parfois des horizons de calcarénites. Ces faits indiquent bien sûr une sédimentation pélagique mais aussi la proximité paléogéographique de certaines zones plus hautes susceptibles d'alimenter les bassins plus profonds en gravelles et particules détritiques.

6) Les formations détritiques

La partie sommitale de la série de Trilofon comporte des grès et des greywackes d'âge non précisé mais vraisemblablement jurassique. Ce matériel détritique traduit une période de comblement par du matériel issu d'un domaine cratonique élevé ainsi que l'indique la présence de minéraux micacés dans les grès. Les formations à olistolites et olistostrome (P. BROQUET, 1970) constituent sans doute les échos sédimentaires de phases orogéniques comme semble l'indiquer la généralisation de ces formations dans les diverses séries au Jurassique supérieur (probable).

c) Signification des séries

A la lumière des observations précédentes, la reconstitution des colonnes stratigraphiques permettra d'esquisser quelques traits paléogéographiques concernant le domaine étudié.

Tout d'abord, il apparaît nécessaire de séparer la série triasico-jurassique de Trilofon des autres séries ; en effet, elle présente des caractéristiques néritiques qui n'ont pas été observées dans d'autres séries.

La série de Trilofon se caractérise par une sédimentation néritique du Trias moyen et supérieur. Les calcaires microbréchiques à débris de radiolarites et de roches effusives dans cette série peuvent laisser supposer l'existence de certains phénomènes tectoniques au Jurassique inférieur. Après une période de vacuité en milieu plus profond (indiqué par les radiolarites), intervient un phénomène de comblement dont le matériel détritique indique une structuration tectonique compressive.

Les autres séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale semblent posséder une histoire commune ainsi que l'indiquent les similitudes observées entre les différentes séries lithostratigraphiques. Toutefois, les séries du Tourla et de Grammeni présentent certaines originalités par rapport aux séries de Moschokarya et du Katsichorachi.

La série du Tourla possède un Ladino-Carnien effusif à faciès de volcanisme océanique de profondeur modérée qui, par ailleurs, présente certaines tendances alcalines. Le Trias supérieur de cette série comprend des termes détritiques (greywacke).

La série de Grammeni se distingue des séries de Moschokarya et de Katsichorachi par un Trias supérieur détritique (calcaire graveleux parfois oolithique) et par une partie supérieure (Jurassique ?) constituée de pélites riches en olistolites.

La présence d'olistolites à faciès ammonitico-rosso d'âge anisien à ladinien dans la partie supérieure de la série de Grammeni peut évidemment être reliée aux calcaires à *Ammonites* signalés par M. MITZOPOULOS et C. RENZ (1938) près d'Archanion. J'ai placé des cerniers au sein de la série de Tourla. Il en résulterait que la présence de ces olistolites (+) constituerait l'indice de certains rapports initiaux entre les deux séries, les relations originelles entre divers éléments paléogéographiques ayant été détruites sous l'effet des grands mouvements tangentiels. Ceci signifierait que les séries du Tourla et de Grammeni appartiendraient au même bassin.

Les séries de Moschokarya et du Katsichorachi, d'après les considérations bathymétriques précédentes, pourraient être considérées comme des séries océaniques pélagiques caractéristiques de bassins ; toutefois, l'existence de niveaux graveleux au Trias supérieur indique, à cette époque, la proximité paléogéographique de zones à bathymétrie plus faible susceptibles d'alimenter les bassins plus profonds en gravelles et particules détritiques. Par ailleurs, on se doit de remarquer l'existence, dans l'unité supérieure de Moschokarya (unité (II) - coupe 5), de roches effusives à tendance alcaline.

En un mot, l'étude des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale et leur signification bathymétrique montre une série à caractéristique néritique (Trilofon) et des séries de type océanique. Deux hypothèses peuvent être émises pour la signification des séries du Tourla et de Grammeni :

(+) La présence d'olistolites d'autre nature n'apparaît pas caractéristique puisque les autres faciès sont généralisés à l'ensemble des séries.

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

- séries intermédiaires entre une plateforme néritique et un domaine à caractéristique océanique ;
- séries liées à une différenciation paléogéographique locale.

Le choix entre ces hypothèses et la signification des séries les unes par rapport aux autres ne peut être effectué qu'en accord avec l'ensemble des données des régions voisines.

d) Extension aux régions voisines

Des terrains d'âge triasico-jurassique ont été signalés d'une part dans le Kozias (J. FERRIERE, 1974b ; P. SCANDONE et R. RADOICIC, 1974) et en Othrys centrale et orientale (J. FERRIERE, 1972, 1974b, 1976, 1977 ; A.J. HYNES et al., 1972 ; A.G. SMITH et al., 1975). Des séries calcaro-siliceuses ont été observées dans l'iti par E. WIGNIOLLE (1977a, 1977b).

En Othrys centrale et orientale, J. FERRIERE (1974) montre l'existence de diverses séries anté-crétacées. Séparant les séries à caractère néritique (calcaires à Mégalodontes et Involutines) et les séries pélagiques (pélites et calcaires à filaments), il place à cette occasion, la limite zone pélagonienne-zone maliaque. Cette dernière, à caractéristique océanique, se situerait plutôt au Sud Ouest d'après les arguments de faciès et certains arguments tectoniques. A.G. SMITH et al. (1975), du point de vue paléogéographique, invoquent une marge océanique stable séparant un domaine continental d'un domaine océanique occidental. L'ensemble des résultats stratigraphiques des observations dans cette région est synthétisée dans le tableau de la figure 29.

HYNES AND al.(1972-75)	J. FERRIERE (1972-74)	
SERIES	FACIES	SERIES
PLATFORM LIMESTONE SEQUENCE STRIMBES	<ul style="list-style-type: none"> ● Volcano-sédimentaire chaotique ● Radiolarito-pélitique Kimmeridgien ● Calcaires massifs gris noirs Norien 	SERIE DES CALCAIRES NERITIQUES DE FLAMBOURI Ensemble calcaire homogène (72)
	LIMITE PELAGONIEN-MALIAQUE AU TRIAS JURASSIQUE	
	<ul style="list-style-type: none"> ● Radiolarites rouges Norien ● Formation calcaro-siliceuse Carnien ● Radiolarites rouges 	SERIE DE TRANSITION DE CHATALA Série de "l'écaille" (72)
REDEPOSITED LIMESTONE SEQUENCE METERIZIA	<ul style="list-style-type: none"> ● Radiolarites Malm ● Calcaires fins et microbréchiqes Carnien ● Volcano-sédimentaire ● Calcaires dolomitiques Werfénien 	SERIE CALCARO-RADIOLARITIQUE DE GARMENI RACHI Formation calcaro-détritique et radiolaritique (72)
PELAGIC LIMESTONE SEQUENCE NEOKHORION	<ul style="list-style-type: none"> ● Pérites siliceuses et calcarenites (Jur. ?) ● Calcaires micrograveleux Norien ● Volcano-sédimentaire 	SERIE EFFUSIVE ET PELITIQUE DE LOGGISTION

Fig. 29. - Les séries triasico-jurassiques d'Othrys centrale et orientale.

1) Analogies

La comparaison entre les formations étudiées et celles d'Othrys centrale montre une analogie remarquable entre les séries du Katsichorachi et de Moschokarya et la série effusive et pélitique de Loggitsion de J. FERRIERE ou la "pelagic limestone sequence" de A.J. HYNES et al. observée à Neokhorion.

La série du Tourla, de par son ammonitico-rosso et les greywackes de la partie supérieure, se rapproche de la série de Profitis Ilias (J. FERRIERE, 1977) bien que les niveaux microbréchiques du Jurassique n'aient pas été notés en Othrys occidentale.

La série de Grammeni, caractérisée par une influence néritique au Trias supérieur, présente des analogies avec cette même série de Profitis Ilias (J. FERRIERE, 1977) : calcaires microbréchiques et ensemble à olistolites au Jurassique supérieur probable.

La série de Trilofon présente des termes tout à fait comparables à la série du Strimbes de J. FERRIERE (1974) : calcaires à Involutines du Trias supérieur, microbrèches d'âge triasico-liasique, radiolarites jurassiques.

2) Signification paléogéographique

21) Série effusive et pélitique

Du point de vue paléogéographique, ces comparaisons nous conduisent donc à envisager, pour l'époque triasique, un domaine océanique indiqué par les séries du Katsichorachi et de Moschokarya en Othrys occidentale et de Loggitsion en Othrys centrale. L'extension de la série depuis l'Othrys occidentale jusqu'en Othrys centrale et la présence de deux unités tectoniques triasiques à série de type pélagique superposée, à la fois en Othrys occidentale (Moschokarya) et en Othrys centrale (J. FERRIERE, 1977) permettent de fixer l'ordre de grandeur du domaine océanique à environ une centaine de kilomètres.

22) Série de Trilofon

La série de Trilofon est comparable à celle du Strimbes (J. FERRIERE, 1974a). Sa position structurale infra-ophiolitique et le fait qu'elle surmonte tectoniquement les séries d'affinité plus océanique, permettent de considérer deux hypothèses : il peut s'agir d'une série d'affinité orientale (cf. Strimbes) disposée en écailles tectoniques à la base du complexe ophiolitique ou d'une série à signification structurale para-autochtone vis-à-vis du complexe ophiolitique d'Othrys occidentale.

221) 1re hypothèse : affinité orientale

La série de Trilofon correspond à un système d'écailles situé sous les unités péridotitiques et l'unité effusive ophiolitique de Fourca. Par ailleurs, elle surmonte les unités d'affinités pélagiques. Si les unités péridotitiques ophiolitiques sont limitées à l'Othrys occidentale, il n'en est pas de même pour l'unité effusive de Fourca qui s'étend jusqu'en Othrys centrale (P. CELET et al., 1979). Dans cette région, de vastes fenêtres permettent d'observer le soubassement structural de l'unité de Fourca et montrent que cette dernière unité repose de façon constante, sans intercalation d'écailles de matériels néritiques (J. FERRIERE, 1978) sur les séries maliaques typiques (Loggitsion). En conséquence, il ne semble pas que sa présence soit à rechercher dans un phénomène d'écaillage de série orientale lié à la mise en place tectonique des ophiolites.

222) 2e hypothèse : affinité occidentale

Dans cette hypothèse, la série de Trilofon est à rattacher aux autres séries

STRATIGRAPHIE : TRIAS JURASSIQUE INTERNE

d'Othrys occidentale ; par rapport aux autres séries triasico-jurassiques du secteur étudié, on peut remarquer la paléobathymétrie modérée de l'édifice volcanique de Tourla et les caractéristiques détritiques de la partie supérieure des séries de Tourla et de Grammeni. La signification de la série de Trilofon dans cette hypothèse sera peut-être éclairée par l'étude d'autres séries d'âge jurassique comme celle du Koziakas ou d'âge jurassique supérieur possible comme la série de Kastri (voir étude ultérieure). Toutefois, on peut dès lors remarquer que les calcaires à Involutines de Trilofon sont comparables aux calcaires noirs de la série du Koziakas occidental (J. FERRIERE, 1974b) alors que les terrains jurassiques de cette dernière série comportent des calcaires oolithiques, c'est-à-dire des faciès de haute énergie susceptibles de témoigner de l'existence d'une plateforme.

L'étude des dispositifs structuraux d'Othrys occidentale (position des ophiolites sur les séries triasico-jurassiques pélagiques ou néritiques et sur les séries du Koziakas), l'absence de complexe chaotique à éléments ophiolitiques entre les ophiolites et les séries triasico-jurassiques, les analyses des mésostructures et des microstructures dans ces diverses formations, les caractéristiques pétrographiques des volcanismes des séries de Tourla et des séries pélagiques de type Loggition constituent des arguments en faveur de cette dernière hypothèse.

23) Séries du Tourla, de Grammeni et de Profitis Ilias

La similitude des séries de Grammeni, du Tourla et de Profitis Ilias évoquée par J. FERRIERE (1978) permet d'envisager un phénomène de différenciation paléogéographique locale tandis que l'existence de séries à caractéristique néritique (Trilofon) dans un environnement structural proche de celui des séries de Grammeni et de Tourla conduit à émettre l'hypothèse d'une signification intermédiaire des séries du Tourla et de Grammeni vers un haut-fond qui pourrait être d'affinité parnassienne par exemple.

231) 1re hypothèse : différenciation paléogéographique locale

La similitude des séries de Grammeni et de Profitis Ilias évoquée par J. FERRIERE (1978) permet d'établir l'hypothèse d'une série liée à une différenciation locale. Leur position en bordure du Sperchios alors qu'elles ne sont pas connues plus au Nord et la présence de faciès à tendance néritique dans ces séries peuvent conduire à penser que, dès le Trias, il existait un haut-fond à faciès néritique à la bordure méridionale de la zone maliaque. L'actuelle zone faillée du Sperchios correspond de toute évidence à un trait structural majeur. L'hypothèse de failles transformantes a été avancée par J. AUBOUIN et J. DERCOURT (1975). Il est alors possible de mettre en rapport la situation actuelle de ces séries de Grammeni et de Profitis Ilias avec le jeu précoce d'une paléofaille transformante ainsi que J. FERRIERE (1978) l'a évoqué. La superposition de la zone faillée actuelle qui affecte les zones externes à la structure paléogéographique majeure d'une paléotransformante peut être recherchée dans le fait que cette faille, développée dès l'ouverture océanique affectait une marge continentale. Dans une telle hypothèse, on doit remarquer que les formations détritiques des séries de Grammeni et de Profitis Ilias pourraient correspondre à des faciès développés près d'une marge stable née d'un mouvement cisailant le long de la faille transformante (G. BOILLÔT, 1979). Cette hypothèse pourrait d'ailleurs être renforcée par l'existence possible au Sud du Sperchios d'un domaine océanique triasique d'affinité maliaque montré par des séries triasiques pélagiques en Iti (E. WIGNIOLLE, 1977, 1978) et en Locride, près de Tragana (observation personnelle).

232) 2e hypothèse : transition vers un haut-fond occidental

A côté des caractéristiques néritiques du Ladino-Carnien de la série de Trilofon qui a valeur de sédiments de plateforme, la bathymétrie modérée des faciès

effusifs de la série du Tourla peut être discutée. Considérant la profondeur, évaluée d'après des modèles actuels (cf. ci-dessus), de 500 à 700 m, il est intéressant de comparer cette bathymétrie aux modèles océaniques actuels. La courbe hypsométrique cumulée de l'écorce terrestre (P.J. WILLIE, 1971) indique que l'accroissement du plateau continental correspond à une valeur moyenne de 180 m, tandis que les profondeurs évaluées (500 à 700 m), correspondent à des points situés sur la pente continentale de la courbe cumulative. De telles données conduisent alors à envisager le problème de la mise en place de ces roches effusives pour laquelle on peut envisager deux possibilités. La première correspond à un volcanisme proche d'une aire continentale (soit un volcanisme lié à une marge continentale, soit un stade jeune d'une expansion océanique), la seconde consiste en un volcanisme lié à des hauteurs sous-marines ("sea-mounts") au sein d'un océan où un jeu précoce de la paléofaille transformante du Sperchios pourrait être de nouveau évoqué. Le caractère alcalin des laves triasiques montré par l'étude pétrographique ne permet pas de trancher entre ces diverses positions.

e) Hypothèse paléogéographique

En résumé, la signification bathymétrique des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale et les comparaisons avec les séries d'Othrys centrale et orientale permettent d'envisager trois hypothèses paléogéographiques. La première fait intervenir une origine orientale des séries lors des phénomènes tectoniques tangentiels ; la deuxième consiste à mettre en relation toutes les séries d'Othrys occidentale en considérant que les rapports paléogéographiques ont été respectés lors des différentes phases tectoniques en tenant compte toutefois de l'intervention possible d'éléments structuraux majeurs (paléofaille transformante). La troisième hypothèse repose sur la séparation de la série de Trilofon de type néritique des séries de type pélagique maliaque ; la première série pourrait alors représenter des copeaux entraînés sous la nappe ophiolitique d'origine orientale dans cette hypothèse.

La lithologie des séries d'affinité pélagique permet de montrer des variations bathymétriques au sein du bassin où les séries se sont déposées. De telles variations peuvent être reliées à la proximité d'une plate-forme où s'est individualisée la série de Trilofon. Si l'on considère le dispositif structural d'Othrys occidentale et celui d'Othrys centrale (J. FERRIERE, 1974), il apparaît alors que les séries pélagiques maliaques sont disposées structuralement entre des unités à matériel néritique. Dans la mesure où le dispositif structural d'Othrys occidentale permet plutôt la reconstitution d'un bassin maliaque à l'Ouest de la plate-forme pélagonienne, la série néritique de Trilofon pourrait représenter un haut-fond occidental.

CHAPITRE II : LES SERIES DES ZONES INTERNES RAPPORTEES AU JURASSIQUE

Malgré la recherche de microfaunes par différentes techniques (acétolyse à chaud et à froid, traitement par acide fluorhydrique, lame mince), certaines formations d'Othrys occidentale n'ont pu être précisées stratigraphiquement. La cause de ces résultats négatifs peut être recherchée dans une qualité médiocre des échantillons et les transformations secondaires qu'ils ont pu subir (métamorphisme). Deux types de formation n'ont pu être datés ; il s'agit de la série de Kastri d'une part et des complexes chaotiques à éléments ophiolitiques d'autre part.

I. LA SERIE DE KASTRI

Cette série, située à proximité de la vallée du Sperchios et près du village de Kastri (fig. 30), est observable le long de la route qui relie Lamia à Karpenission. Aussi a-t-elle été signalée par de nombreux auteurs.

a) Historique

Dès 1880, A. PHILIPPSON décrit près de Kastri, des schistes argileux micacés

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

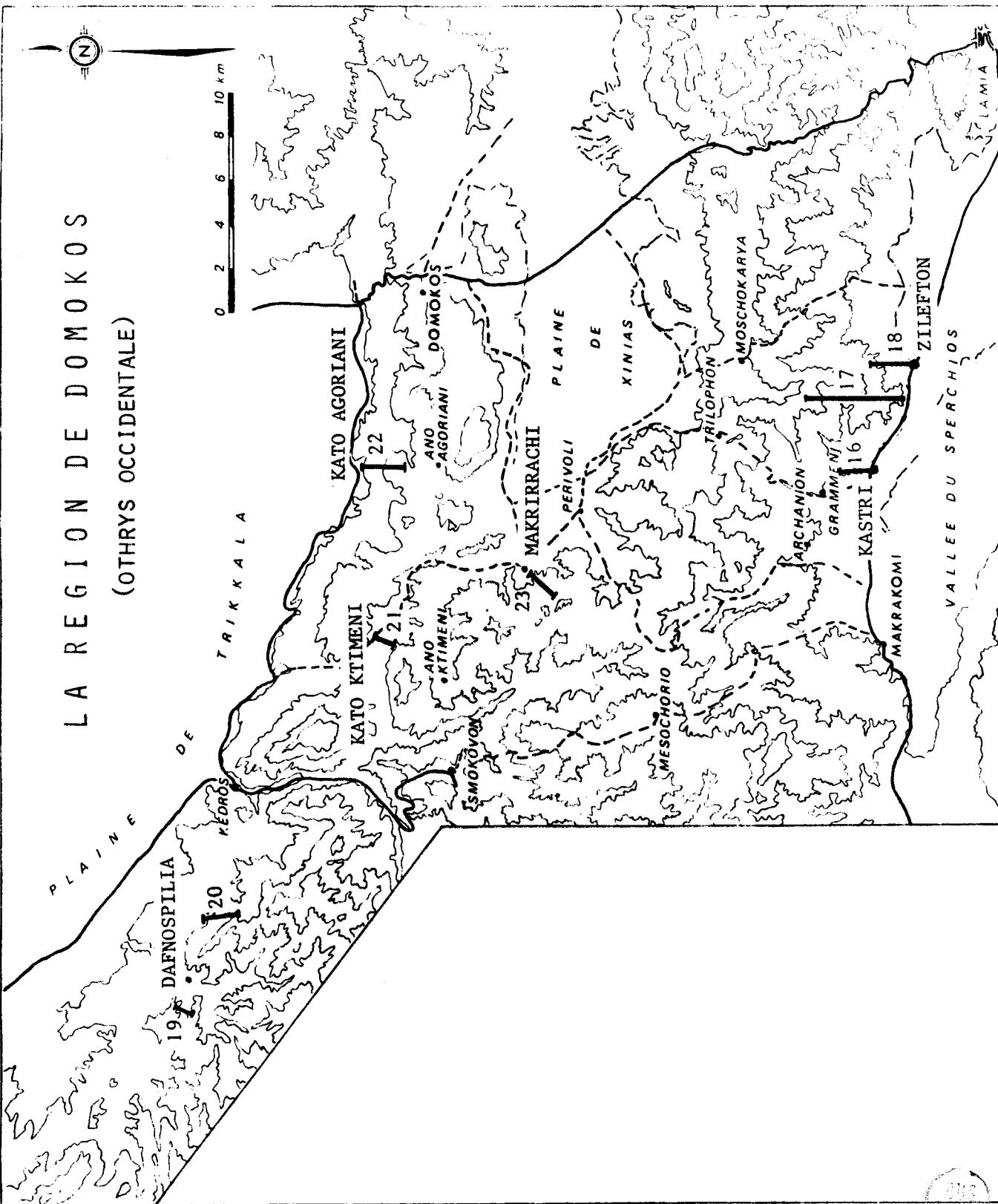


Fig. 30. - Localisation des coupes effectuées dans les séries non datées de la région de Domokos.



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

qu'il compare aux "Schistes d'Athènes", des schistes violets et des jaspes riches en fer. G. MARINOS (1956) rapporte que les schistes et radiolarites du "Schiefer Hornstein Komplex" ont subi un dynamométamorphisme près de Makrakomi. En 1957, il signale avoir rencontré des schistes du Permien supérieur sans davantage d'explications. Cet âge paraît être attribué par analogie de faciès avec des niveaux permien d'Othrys centrale.

Plus tard, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) considèrent cette formation comme la partie la plus ancienne de la série subpélagonienne. Près de Kastri, ils observent une série renversée composée de schistes argileux, de roches effusives et de radiolarites (fig. 31). L'âge permien de la formation est déduit par superposition stratigraphique. En effet, les auteurs reconnaissent une série continue dont les "couches métamorphiques de Kastri" constituent le soubassement de la série triasique à crétacé inférieur d'Archanion.

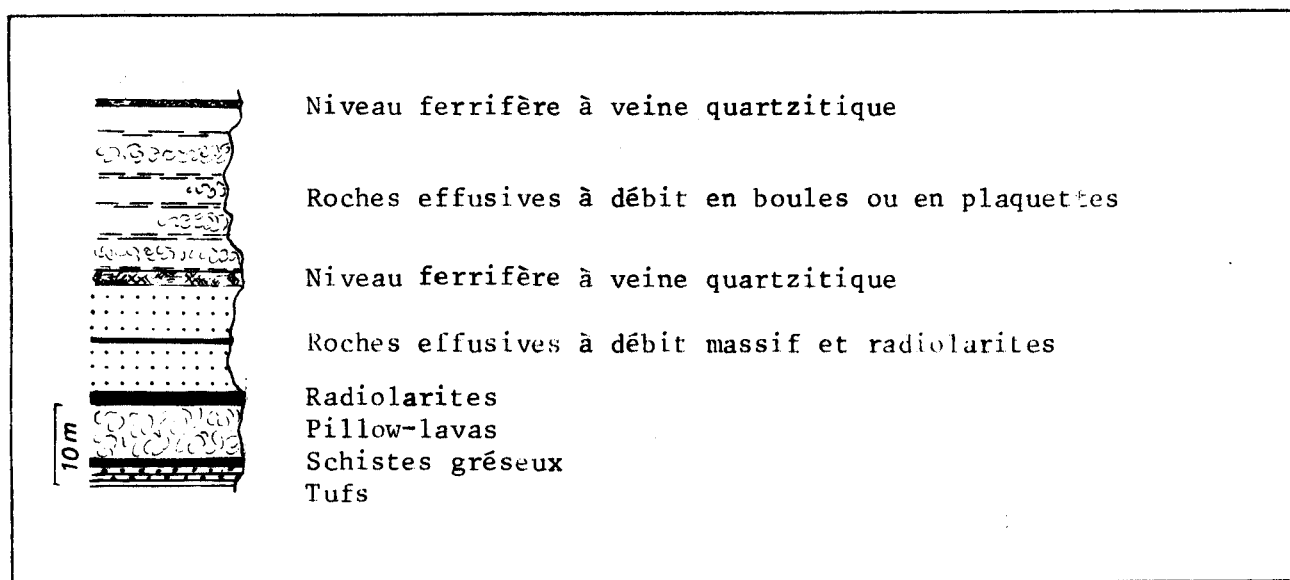


Fig. 31. - Reconstitution de la lithologie d'une partie de la série de Kastri d'après les observations de K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969).

Sur la carte géologique de Lamia au 1/50 000e, G. MARINOS et ses collaborateurs (1967), situent près de Trilofon un ensemble de roches ignées basiques du complexe ophiolitique métamorphisées et transformées en phyllites vertes et en schistes.

b) Les faits de terrain

L'ensemble des formations qui compose la série de Kastri constitue la pointe méridionale du massif situé entre Kastri et Grammeni et les massifs du Marathos, Timbanos et Pigadoulia.

1) Coupe au Nord de Kastri

Depuis la colline de Profitis Ilias jusqu'au château de Kastri, on rencontre du Sud vers le Nord et de bas en haut (fig. 32) :

- a : des schistes argileux brunâtres à surfaces lustrées, des calcaires et des radiolarites. Au microscope, les schistes argileux présentent des structures transposées : la trace d'une stratification est soulignée par une alternance de niveaux quartzitiques et de feutrage d'aiguilles flexueuses de phyllites (séricite) ; une schistosité de flux surimposée à la stratification est marquée par l'orientation des minéraux phylliteux tandis qu'une schistosité fruste, correspondant aux déplacements de microlitons, est individualisée par des fractures plus développées dans les niveaux phylliteux. Une dernière schistosité

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

de plis-fractures est localement exagérée avec des plis en Z. Les calcaires sont de couleur rouge, massifs et dolomitiques (coloration Magneson II ; D. SOUBIAS, 1973) ; ils présentent localement un faciès typique à matrice cryptocristalline rouge envahie par des rhomboèdres de dolomite. Les radiolarites sont de couleur rouge à violacée et présentent une nette schistosité. Au sommet de la série, sur le versant dominant Kastri, on observe un niveau de radiolarites sombres où se distinguent des éléments bréchiformes d'opagues ferriques. Ces radiolarites sont traversées de veines quartzitiques blanches (cf. K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS, 1969) ;

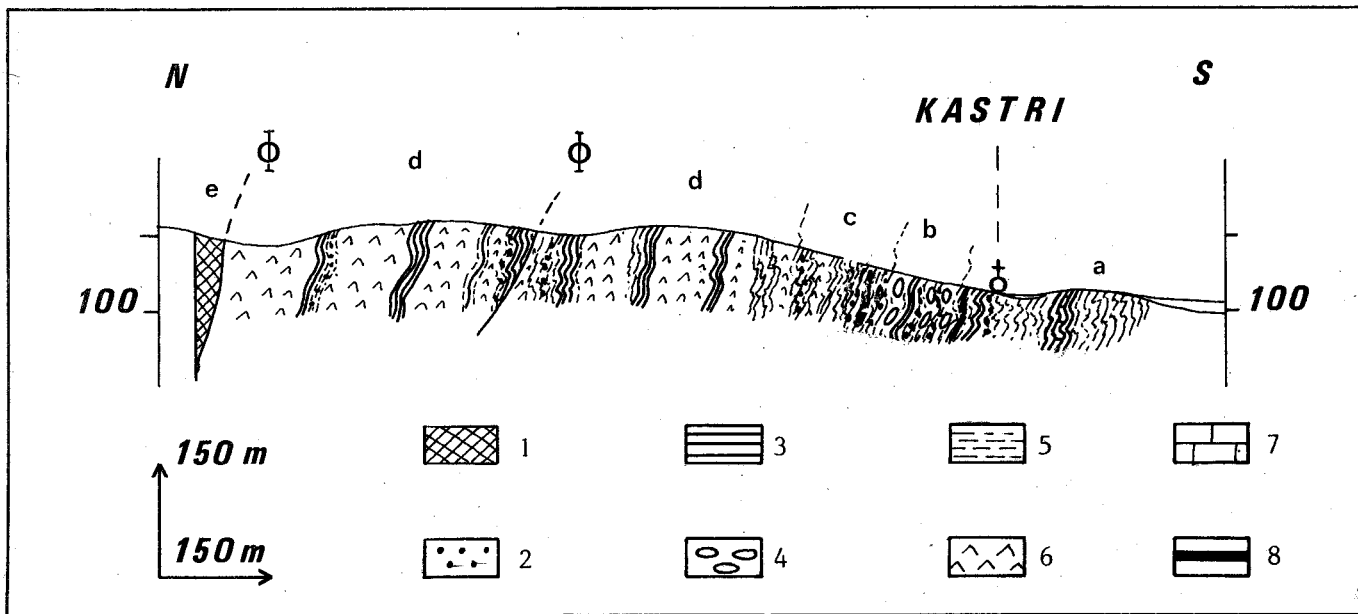


Fig. 32. - Coupe au Nord de Kastri (16).

1. serpentinites ; 2. grès ; 3. radiolarites ; 4. conglomérats ; 5. séricitoschistes et chloritoschistes ; 6. diabases et ophites ; 7. calcaires dolomitiques ; 8. niveaux ferrifères.

- b : une alternance de schistes argileux bruns, de schistes gréseux et de greywackes qui enveloppent des blocs décimétriques de calcaires, de grès, de laves, de radiolarites, de quartzites et de brèches effusives à ciment calcitique.

Les éléments de grès sont composés d'une matrice phylliteuse comportant des plages siliceuses (de recristallisation ?). Les particules détritiques des grès sont des quartz anguleux et abondants, des plagioclases, des ferromagnésiens altérés, des micas blancs et des opaques.

Les brèches consistent en une matrice microsparitique à sparitique qui unit des éléments de dolérites altérées où seule la structure doléritique subophitique est encore discernable et des débris de roches volcaniques, les unes surchargées d'opagues, les autres chloritisées et calcitisées. Dans tous les cas, les plagioclases se devinent plus qu'ils ne se voient.

Les blocs calcaires sont pour la plupart recristallisés en microsparite ou en sparite. Certains d'entre eux sont riches en opaques détritiques (?). D'autres, au niveau de l'échantillon, semblent présenter des caractéristiques néritiques (traces algaires) sans qu'elles soient bien nettes en lame mince. La totalité des blocs calcaires présente des quartz authigènes, des plages siliceuses diffuses et des fractures remplies de quartz secondaires.

L'ensemble de cette formation (blocs et matrice schisteuse ou schisto-gréseuse) est affecté d'une schistosité de direction N 40 à N 70 et à plongement vers le Nord (60 à 85°) ;

- c : des schistes argileux, des grès et des schistes gréseux. Les schistes argileux sont de couleur brune, possèdent des surfaces lustrées et se débitent en fines plaquettes ; en lame mince, elles sont constituées de phyllites cryptocristallines. Les schistes gréseux sont de même nature mais comportent une faible proportion de particules détritiques (quartz, feldspaths, micas blancs) et des plages siliceuses diffuses. Les pélites présentent une schistosité discrète parallèle à la stratification ;
- d : un ensemble composé de laves, de diabases, de radiolarites rouges et de pélites grises, parfois brunes. Les radiolarites ne présentent plus de schistosité ; les pélites sont marquées par une schistosité très discrète. Les laves sont d'aspect massif, de teinte gris-vert ; légèrement vacuolaires, elles sont très altérées. Les diabases montrent une texture sub-ophitique très fine à lattes de plagioclase sur lesquelles se surimposent de minuscules prismes de préhnite, à petits cristaux d'amphibole et riches en opaques. L'épidote est très répandue tant dans l'ensemble de la lame qu'à l'intérieur de fractures également remplies de quartz. Laves et diabases présentent parfois une légère schistosité ;
- e : des serpentinites à reliques de pyroxènes soulignent un contact tectonique qui interrompt la série.

Cette coupe montre deux ensembles :

- des schistes argileux, des radiolarites et des grès où s'individualisent, en partie supérieure, un horizon ferrifère et un conglomérat à galets décimétriques ;
- des laves et des diabases associées à des sédiments pélitiques et siliceux.

Ces deux ensembles sont affectés d'un léger métamorphisme (schiste vert) qui semble diminuer d'intensité depuis le Sud vers le Nord.

2) Coupe du Pigadoulia jusqu'au Marathos

Effectuée depuis la route Karpenission-Lamia jusqu'au Marathos (fig. 30), elle comporte successivement du Sud vers le Nord, soit du bas vers le haut (fig. 33) :

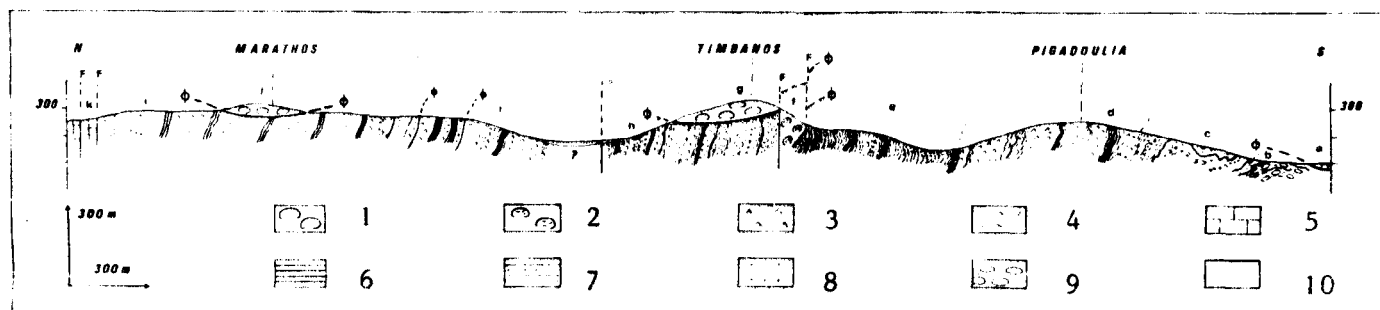


Fig. 33. - Coupe du Pigadoulia au Marathos (17).

1. pillow-lavas (unité ophiolitique de Fourca) ; 2. pillow-lavas triasiques ; 3. diabases ; 4. dolérites ; 5. calcaires cristallins ; 6. radiolarites ; 7. schistes et schistes gréseux ; 8. grès ; 9. conglomérats ; 10. alluvions récentes.

- a : des pillow bruns, schistosés et écrasés, à matrice peu abondante et apparemment dépourvus d'amygdales calcitiques. Cette formation est affectée de diaclases et semble limitée par des failles de faible rejet (N 320-50 et N 285-15) ; elle peut être interprétée comme une klippe de l'unité effusive ophiolitique de Fourca ;

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

- b : des schistes argileux bruns associés à des grès, des radiolarites, des tufs diabasiques et des diabases. Près de la route, à l'extrémité occidentale du Pigadoulia, des radiolarites rouges et des calcaires dolomitiques rouges massifs en alternance avec des schistes reposent sur un ensemble de schistes argileux parfois gréseux qui enveloppent des blocs décimétriques de diabase, de grès, de radiolarites et de calcaires. Ces derniers, malgré une recristallisation en microsparite et en sparite, présentent parfois des caractéristiques néritiques. En lame mince, on reconnaît des débris d'Echinodermes, des Dasycladacées, des Foraminifères et *Baccanella floriformis* Pantic. Très souvent, ces calcaires présentent des quartz authigènes et des plages siliceuses. Les schistes argileux sont de teinte brune et présentent une schistosité de flux parallèle à la stratification marquée par l'alternance de lits quartzitiques et phylliteux. On remarque également des schistosités frustes de fracture et de plis-fracture. Les tufs diabasiques sont composés d'une matrice de phyllites cryptocristallines qui enveloppe des quartz et des feldspaths. Localement, les diabases semblent se disposer en dykes ou en sills ;
- c : un ensemble de schistes et de radiolarites. Les schistes argileux présentent les mêmes caractéristiques que celles décrites précédemment mais aussi des microplis en Z et en blague à tabac. Ils sont généralement de teinte brune mais parfois verdâtre ou violacée. Les mesures de la stratification (et donc de la schistosité de flux) montrent des plis de direction axiale N 60 ;
- d : une alternance de radiolarites, de schistes argileux et de diabases constitue le massif du Pigadoulia. Les diabases présentent une texture ophitique quelque peu affectée par la trace de la schistosité ; on peut y reconnaître des feldspaths plagioclases altérés, des clinopyroxènes, de nombreux opaques et du quartz. Sous l'effet de la schistosité, les ferromagnésiens sont déformés et présentent des extinctions en kink-bands. Localement, certaines diabases présentent une texture ophitique-porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène alors que le fond de la lame est occupé par une masse d'altération comportant au moins des micas blancs, des petits feldspaths et de l'épidote ;
- e : une série de schistes argileux, de schistes argilo-gréseux, de grès, de radiolarites et de rares passées diabasiques qui constitue le versant méridional du Timbanos ;
- f : des pillow-lavas violacés à amygdales de calcite étirées qui soulignent une schistosité. Ces coussins sont rapportés à une unité triasique coincée tectoniquement ;
- g : des pillow bruns constituent le sommet du Timbanos ; il s'agit de l'unité effusive ophiolitique de Fourca qui repose sur l'unité de Kastri ;
- h : un ensemble composé essentiellement de roches hypovolcaniques effusives où s'intercalent des passées peu épaisses de radiolarites, de schistes argileux parfois à débris de roches effusives et de rares horizons ferrifères. Bien que toutes de texture ophitique à sub-ophitique, les roches éruptives possèdent des faciès assez variables. Les roches les mieux exprimées présentent un faciès diabasique à texture ophitique composée de plagioclases de type andésine-oligoclase (mesure statistique), de clinopyroxène et d'opaques. Les pyroxènes sont souvent altérés en un matériel phylliteux (smectites) qui occupe une position interstitielle entre les lattes de plagioclase ; l'épidote est développée dans toute la lame ; le quartz occupe parfois des plages de silicification parallèles aux traces de schistosité mais semble aussi exister à l'état de minéral primaire. D'anciennes ophites plagioclasiques montrent des lattes de plagioclase orientées parallèlement à la schistosité ; riches en opaques et en chlorites ferrifères, elles comportent des plages siliceuses qui s'étendent parallèlement à la schistosité. La roche est recoupée de filonnets remplis de quartz, d'épidote

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

et de chlorites ferrifères développées perpendiculairement aux épontes. Ces roches présentent parfois des géodes à sphérolites siliceux. On peut également signaler des diabases, des diabases albitiques et des diabases légèrement porphyriques. On peut également observer des roches à texture doléritique à tendance ophitique où des pyroxènes altérés (chlorite, smectite) et des opaques séparent les plagioclases bien exprimés.

Au contact de ces roches éruptives, viennent des sériments argilo-gréseux qui semblent raviner leurs surfaces enrichies en opaques et remanier des minéraux constitutifs de ces roches. A l'échelle microscopique, des sédiments s'insinuent dans les fractures des roches éruptives.

Au sein de cette série, se disposent des radiolarites. Certaines, d'aspect bréchique et très denses, comportent des débris de roches effusives enrichies en fer et des éléments siliceux ; l'ensemble est uni secondairement par du quartz et de l'épidote. En outre, les radiolarites sont traversées de veines quartzitiques ;

- i : une série de diabases, d'ophites, parfois de dolérites associées à des radiolarites et de rares passées schisteuses. Les roches éruptives sont analogues aux précédentes ; toutefois, cette série se distingue de l'ensemble précédent par une quantité moindre de matériel sédimentaire ;
- j : des pillow bruns de l'unité effusive ophiolitique de Fourca constituent le sommet du Marathos et recouvrent en klippe la série de Kastri ;
- k : des calcaires noirs, recristallisés et schistosés, disposés entre des failles verticales qui interrompent la série.

Cette coupe (fig. 33) montre la parenté entre les ensembles définis précédemment. En effet, si la partie moyenne de l'ensemble schisteux (d) comporte une proportion importante de roches diabasiques, la partie méridionale de l'ensemble effusif (h) présente encore des sédiments argileux et radiolaritiques intercalés ; de plus, l'analogie entre les faciès diabasiques est bien marquée. Par ailleurs, la coupe permet de préciser la position structurale de la série de Kastri par rapport aux unités ophiolitiques.

3) Coupe au Nord de Zilefton

Progressant depuis le village de Zilefton au Sud vers la voie ferrée Larissa-Domokos au Nord, on rencontre successivement (fig. 34) :

- a : des pillow-lavas de l'unité effusive ophiolitique de Fourca indiqués par quelques débris ;
- b : un ensemble de schistes argileux, de schistes gréseux, de grès et de radiolarites auxquelles sont souvent associés des calcaires rouges dolomitiques. Au Nord, la série s'enrichit en tufs diabasiques et en diabases. Les caractéristiques minéralogiques et métamorphiques de ces roches sont analogues à celles déjà décrites ;
- c : des diabases porphyriques, des diabases et des tufs diabasiques où s'intercalent des passées de schistes argileux à argilo-gréseux ;
- d : des radiolarites et des calcaires à filaments qui reposent sur des pillow-lavas violacés. Les calcaires contiennent des Conodontes d'âge norien moyen : *Metapolygnathus multidentatus* (Mostler) et *M. posterus* (Kozur et Mostler) ?. Les coussins contiennent des vésicules calcitiques alignées selon une direction N 80 et aplaties dans le sens N-S. Cet empilement présente les caractéristiques des coussins triasiques affectés par un métamorphisme. Les modifications de la paragenèse minérale se limitent à l'apparition d'épidote en petits granules et de plages siliceuses ;

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

- e : des diabases et des ophites plagioclasiques qui s'intercalent au sein de schistes argileux et de radiolarites ;

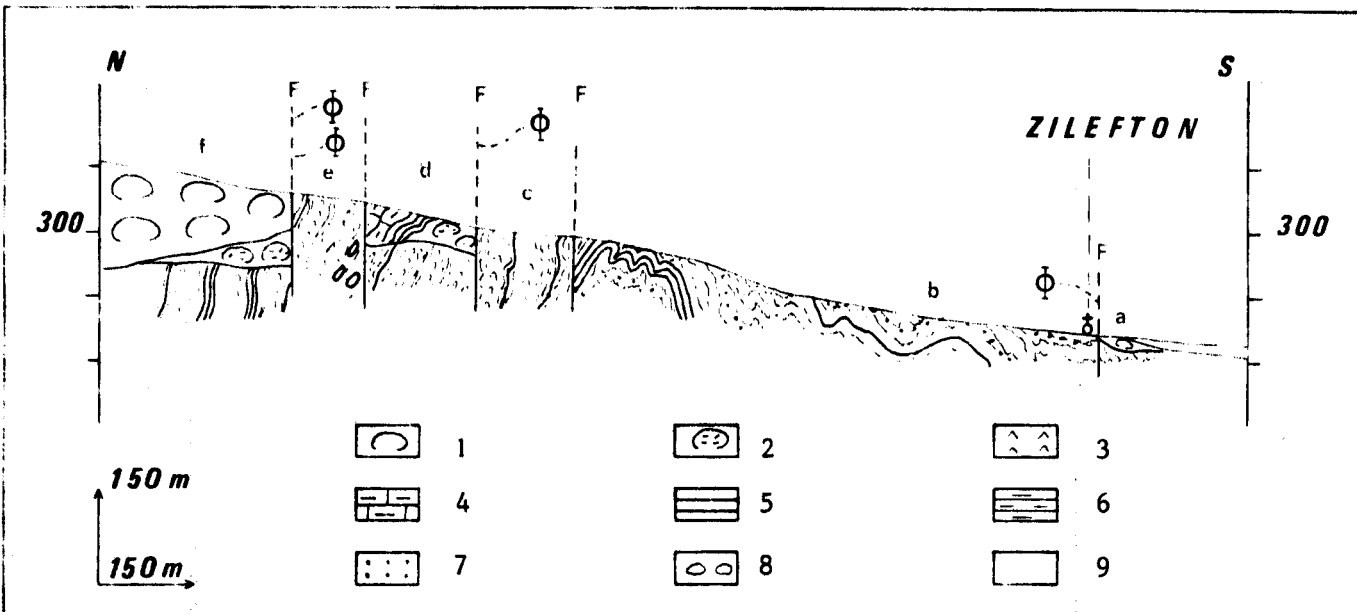


Fig. 34. - Coupe au N de Zilefton (18).

1. pillow-lavas (unité ophiolitique de Fourca) ; 2. pillow-lavas (unité triasique) ; 3. diabases et ophites ; 4. calcaires fins à silex (Carnien) ; 5. radiolarites ; 6. schistes argileux ; 7. grès ; 8. conglomérats ; 9. alluvions.

- f : les pillow bruns de l'unité effusive ophiolitique de Fourca. Au sein de cet empilement de coussins, s'intercalent des passées pélitiques qui présentent parfois une nette schistosité de direction N 70 à N 100 à plongement vers le Nord (40 à 60°).

Le matériel effusif ne semble pas présenter de modifications minérales mais présente parfois une schistosité fruste.

Partant du dispositif structural mis en évidence par la coupe précédente, on remarque l'intercalation tectonique d'une unité triasique sous forme d'écailles entre l'unité effusive ophiolitique de Fourca et les séries de Kastri. Les faciès sont conformes à ceux des séries triasico-jurassiques précédemment décrites. D'autre part, les niveaux pélitiques associés à l'unité effusive de Fourca et l'unité triasique sont affectés par une schistosité dont les directions et plongements sont analogues ; il résulte donc que le métamorphisme n'est pas limité à la série de Kastri.

c) Conclusions

1) La série

11) Lithologie

Les coupes décrites permettent d'envisager la reconstitution de la série de Kastri (fig. 35) (+). La présence de dykes et de sills dans les termes pélito-radiolaritiques susceptibles d'alimenter l'ensemble effusif du Marathos peut être retenue

(+) L'épaisseur ne peut être fixée étant donné les contacts tectoniques multiples, les déformations plicatives moyennes et les microplis. L'évaluation minimale étant de l'ordre de la centaine de mètres.

comme critère de polarité.

La base de la série est représentée par une alternance de schistes, de grès et de radiolarites. En partie supérieure, elle montre des niveaux ferrifères et un horizon conglomératique (fig. 35, 6) remaniant notamment des calcaires néritiques dont le microfaciès évoque le Trias supérieur. Les schistes argileux sont des séricitoschistes qui montrent un métamorphisme de type "schistes verts".

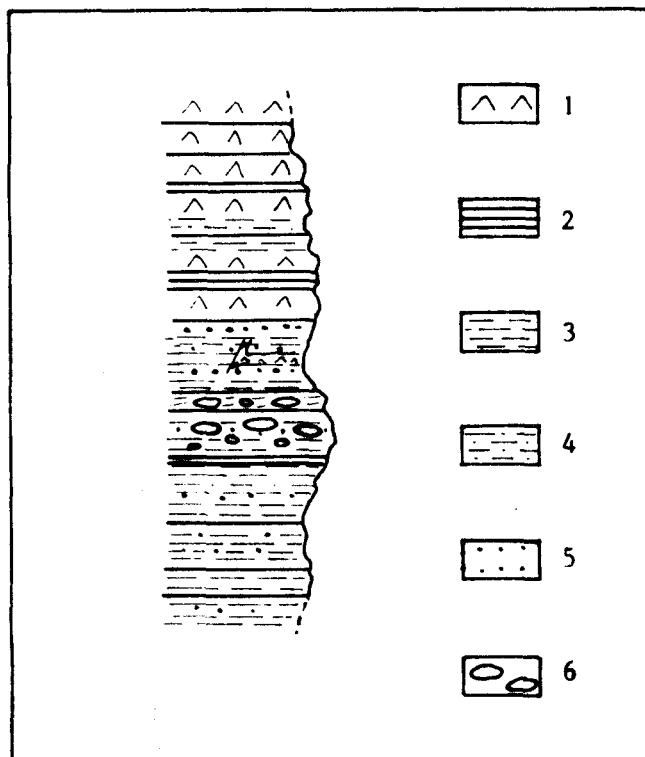


Fig. 35. - Reconstitution lithologique de la série de Kastri.

1. diabases, ophites et dolérites ; 2. radiolarites ; 3. schistes argileux ; 4. schistes gréseux ; 5. grès ; 6. conglomérats.

La partie médiane de la série est constituée de diabases à faciès variable où sont intercalés des sédiments schisteux et radiolaritiques.

La partie supérieure est composée de diabases, de diabases porphyriques, d'ophites et plus rarement de dolérites, où les intercalations sédimentaires semblent moins fréquentes.

12) Age de la série

Les constituants de la série de Kastri ne permettent pas d'associer cette série aux complexes ophiolitiques ainsi que G. MARINOS (1957) l'avait proposé. Le caractère métamorphique n'est pas limité à cette série et ne peut indiquer l'âge ancien (Premier proposé par K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) ; de plus, cette série est séparée tectoniquement des séries triasico-jurassiques. La présence d'éléments remaniés de calcaires néritiques à microfaciès rappelant le Trias supérieur ou le Jurassique inférieur impliquerait un âge jurassique moyen à supérieur au minimum.

13) Le métamorphisme

Le métamorphisme qui affecte la série de Kastri n'est pas limité à cette dernière mais affecte aussi les unités structurales sus-jacentes. En conséquence, ses effets les plus récents sont au moins synchrones de l'édification structurale. Il diminue d'intensité du Sud vers le Nord. Les faciès schisteux sont des chloritoschistes et des séricitoschistes ; il s'agit donc d'un métamorphisme de type épizonal schistes verts répondant à des conditions de température modérée et des pressions hydrostatiques relativement basses. Les caractéristiques texturales indiquent des pressions dirigées fortes.

2) Signification de la série de Kastri

Du point de vue bathymétrique, l'alternance schistes argileux, argilo-gréseux et grès évoque des dépôts de type flysch correspondant à une sédimentation de comblement. L'existence d'horizons à éléments ferrifères, de conglomérats et de grès indique des phénomènes de remaniements concernant un matériel issu d'une aire cratonique appartenant à un domaine paléogéographique voisin du lieu de sédimentation.

La présence et la signification de roches effusives à hypovolcaniques sont plus discutables. Un volcanisme contemporain de la sédimentation est indiqué par des sills et des dykes ainsi que par des coulées dont les surfaces montrent des ravine-ments par les dépôts sédimentaires sus-jacents qui s'insinuent dans les irrégularités et les fractures de bordures enrichies en fer.

Une telle interstratification de roches effusives, de radiolarites et de schistes pourrait être interprétée comme des éléments de grande dimension de roches effusives remaniées telle que la formation diabase-radiolarite en Yougoslavie (M.D. DIMITRIJEVIC et M.N. DIMITRIJEVIC, 1973 ; P. CELET et al., 1976). Dans le cas de la série de Kastri, la régularité des interstratifications effusif-sédimentaire, l'homogénéité des faciès et leur nombre restreint m'incitent plutôt à considérer cette formation comme des émissions volcaniques et des coulées s'effectuant au sein d'une sédimentation détritique et siliceuse.

L'existence d'un conglomérat dans les niveaux sédimentaires disposés à la base des roches effusives semble témoigner de phénomènes tectoniques qui ont précédé l'arrivée des roches effusives ; ces phénomènes tectoniques peuvent être d'ailleurs à l'origine des fractures facilitant les émissions volcaniques.

En résumé, la série de Kastri correspond à une formation volcano-détritique où interviennent des produits résultant de sédimentation biochimique (radiolarites, calcaires), de sédiments d'origine détritique (grès, argiles, quartz, minéraux mica-cés) et des produits d'activités volcaniques. Toutefois, on se doit de remarquer que les sédiments volcaniques ne se manifestent pas dès la base de la série mais paraissent annoncés par un conglomérat.

3) Comparaison avec d'autres séries

Dans le cadre du secteur étudié, le matériel initialement pélitique et pélitogréseux à la base de la série de Kastri peut être rapproché de la partie supérieure des séries triasico-jurassiques à tendance pélagique d'Othrys occidentale (cf. série du Katsichorachi et de Moschokarya).

Considérant l'âge jurassique possible de la série de Kastri, sa position structurale et le type de faciès, son interprétation ne peut être envisagée qu'en comparaison à d'autres séries.

31) Dans les Hellénides centrales

L'absence d'éléments originaires de complexes ophiolitiques n'autorise pas de comparaison avec les horizons flyschoides et de type "Mélange" disposés sur les calcaires jurassiques pélagoniens et sous les ophiolites dans le Kallidromon (P. CELET, 1962 ; H. LELUC, 1976). En Iti et en Othrys centrale et orientale, seules des formations chaotiques de type "Mélange" ont été signalées (J. FERRIERE, 1974 ; P. CELET, 1975 ; E. BLEHAUT, 1975 ; E. WIGNIOLLE, 1977 ; P. CELET et al., 1976).

Dans le Vourinos ou dans le Vermion, il existe bien, entre calcaires pélagoniens et ophiolites, des niveaux de schistes plus ou moins métamorphiques (J.F. PICHON, 1976 ; P. VERGELY, 1976) mais qui présentent peu de laves et généralement sous forme de pillow-lavas. L'ensemble sédimentaire anté-ophiolitique du Vourinos a été comparé à la formation diabase-radiolarite yougoslave (P. VERGELY, 1976).

32) Dans les Dinarides (s.l.)

La série de Kastri, de par ses caractères faciologiques, est comparable à la base de la formation diabase-radiolarite (B. CIRIC, 1954) des zones internes dinariques en Yougoslavie et notamment aux séries flyschoides infra-ophiolitiques de la sous-zone de Ceotina (J.P. RAMPNOUX, 1966, 1970) ou de celle de Tjentiste (J.P. CADET, 1966, 1970) mais se différencie de la partie supérieure où existent des éléments d'ultrabasites grenues (R. BLANCHET, 1970, 1975 ; J.P. CADET, 1970, 1976 ; J. CHARVET, 1970, 1978 ; J.P. RAMPNOUX, 1970, 1973 ; M.D. DIMITRIJEVIC et M.N. DIMITREJEVIC, 1973) de telle sorte que cette formation diabase-radiolarite est comparable au Mélange (P. CELET, 1976) et doit être mise en relation avec la tectonisation précoce des ophiolites.

Par ailleurs, la série de Kastri est comparable à la série diabase-radiolarite du Lias-Dogger de l'unité d'Aspro Vrissi en Macédoine interprétée par J. MERCIER (1966) comme une sédimentation clastique et siliceuse où s'effectuent des épanchements volcaniques.

4) Interprétation

La série de Kastri apparaît différente des formations jurassiques infra-ophiolitiques des Hellénides centrales considérées comme des "Mélanges". Sans vouloir tenter de comparaison lointaine, elle se rapproche de la base des séries diabases-radiolarites yougoslaves.

Par ailleurs, les termes détritiques de base sont comparables aux parties supérieures des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale.

Ces faits autorisent deux hypothèses qui peuvent être envisagées.

41) 1re hypothèse : origine orientale

La position structurale infra-ophiolitique et l'analogie de faciès entre les formations d'Othrys occidentale d'une part et certaines formations anté-ophiolitiques de Macédoine (J. MERCIER et P. VERGELY, 1972) d'autre part, permettent d'envisager une origine orientale de la série d'Othrys. Dans cette hypothèse, la série de Kastri peut être considérée comme du matériel oriental disposé en copeaux tectoniques à la base de l'édifice ophiolitique. Ces affinités de faciès conduisent à une comparaison avec des séries d'origine plus interne (unités orientales de la zone péonienne) que celle généralement admise pour les ophiolites vardariennes (J. FERRIERE et P. VERGELY, 1976 ; G. BOILLOT, 1977 ; J. MERCIER et al., 1977).

42) 2e hypothèse : signification occidentale

L'analogie de faciès entre la base de la série de Kastri et la partie supérieure des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale ainsi que la présence de calcaires remaniés dont l'origine peut être recherchée dans les séries d'Othrys occidentale conduisent à considérer la série de Kastri comme un équivalent latéral d'une partie de série triasico-jurassique d'Othrys. On remarque que dans cette hypothèse, la présence de roches effusives pourrait correspondre à des épanchements volcaniques liés au jeu précoce d'une paléofaille transformante évoquée précédemment.

II. LES COMPLEXES CHAOTIQUES A ELEMENTS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE

a) Considérations préliminaires

Lors de travaux antérieurs (B. COURTIN, 1977), j'ai signalé l'existence de complexes chaotiques à éléments ophiolitiques en bordure méridionale de la plaine de

Thessalie ; aucun complexe de ce type n'avait été décrit précédemment dans cette région ; toutefois, les résultats des études géologiques dans les régions voisines (J. FERRIERE, 1974 ; P. CELET, 1976 ; P. CELET et al., 1976) laissaient prévoir la présence de ce type de formation. Les caractéristiques détritiques et chaotiques et la richesse en matériel ophiolitique suggèrent une relation causale et un synchronisme avec la (les) tectonisation(s) précoce(s) des ophiolites. Cependant, situées d'une façon générale au Nord de la plaine de Xinias -c'est-à-dire dans un secteur marqué par les tectoniques tertiaires (B. COURTIN, 1977 et cet ouvrage)- il serait vain de décrire ces formations en dehors de leur contexte structural, une telle pratique risquerait en effet de rassembler, sous un même vocable lithologique, des formations de signification différente.

Ces formations comportent des éléments qui, par leur nature pétrographique, sont susceptibles d'être originaires du (des) complexe(s) ophiolitique(s). Il convient alors de distinguer clairement les corps d'affinités ophiolitiques contenus dans ces complexes chaotiques qui, pour des raisons sédimentologiques (remaniements) pétrologiques (assemblages incomplets) et structurales (dislocation des systèmes ophiolitiques et des séries qui leur sont associées de façon sédimentaire ou structurale) ne peuvent être intégrés aux édifices ophiolitiques caractérisés par une homogénéité pétrogénétique et structurale. Nous envisagerons ces différents complexes chaotiques à éléments ophiolitiques en fonction de leurs positions structurales par rapport aux principales unités tectoniques ophiolitiques.

b) Les descriptions

1) Le complexe chaotique infra-ophiolitique

Ce complexe est situé entre les séries sédimentaires disposées au front des zones internes et les unités ophiolitiques qui les surmontent. Il est bien observable dans la région de Dafnospilia d'une part au Sud du Karvouni et d'autre part, sur le versant septentrional du Prionion.

1) Coupe au Sud du Karvouni

Depuis la retombée septentrionale du Kasarma vers le Karvouni, des blocs de natures différentes émergent d'une matrice pélitique visible en de rares endroits. Entre le flysch éocène du Kasarma et les calcaires oolithiques et les radiolarites jurassiques du Karvouni, les blocs sont du SW vers NE (fig. 36) :

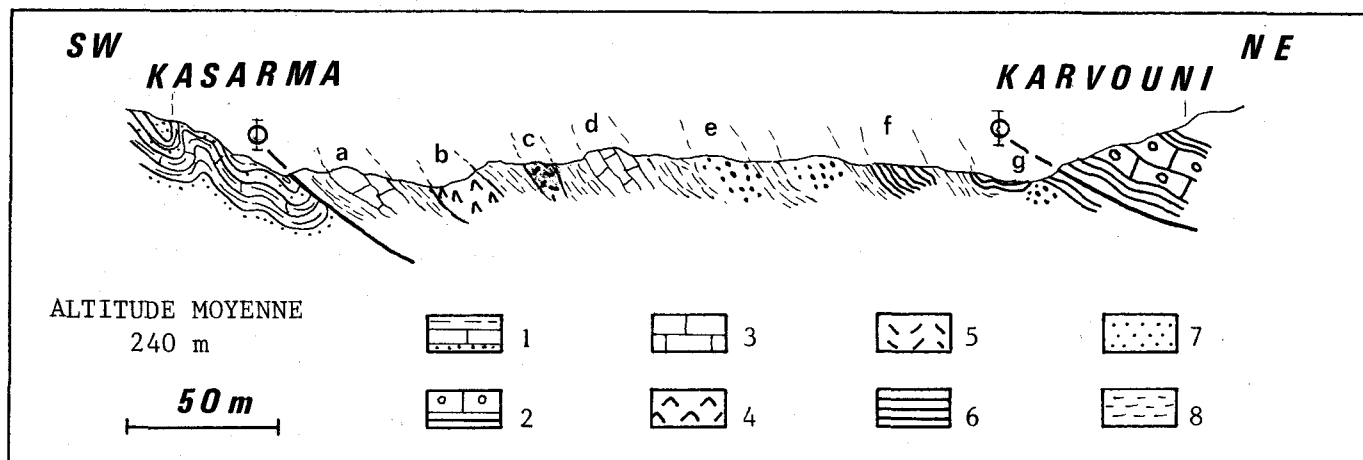


Fig. 36. - Coupe au Sud du Karvouni (19).

1. flysch éocène (série du Thimiama) ; 2. calcaires oolithiques et radiolarites jurassiques (série du Koziakas) ; 3. calcaires gris recristallisés ; 4. tectonites ultrabasiques ; 5. roches effusives ; 6. radiolarites ; 7. grès et microconglomérats gréseux ; 8. pélites.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- a : des calcaires gris-sombre, écrasés, qui au microscope apparaissent comme des micrites recristallisées en microsparite sans microfaune ;
- b : des roches éruptives basiques brunâtres altérées qui comportent en lame mince, des reliques de clinopyroxène altéré, de l'hématite et de la serpentine abondante ;
- c : des roches effusives basiques à faciès mandelstein constituées de phénocristaux de plagioclase de type labrador (An 60), de clinopyroxène et de fantômes automorphes d'olivine pseudomorphosée en opaques, calcite et chlorite, développés au sein d'une mésostase sombre à microlites de plagioclase, de pyroxène et d'opaques qui comporte de nombreuses amygdales calcitiques ;
- d : des calcaires gris microsparitiques parcourus de joints de calcite ;
- e : des grès jaunes très oxydés et écrasés. Un ciment ferrugineux réunit des grains de quartz usés et à extinction roulante, des plagioclases peu nombreux, des fragments de quartzite, des chlorites, des débris de calcaires et des ferromagnésiens altérés peu abondants. Au sens de R.L. FOLK (1968), il s'agit d'une quartz-arénite ;
- f : des radiolarites rouge-sombre, en bancs décimétriques et à géométrie complexe ;
- g : des grès microconglomératiques avec les mêmes composants que les grès du niveau (e).

Cette coupe montre la présence d'un complexe chaotique disposé tectoniquement entre le flysch éocénacé rattaché à la série carbonatée à faciès Thimiama et les calcaires et radiolarites jurassiques de la série du Koziakas.

12) La base septentrionale du Prionion

En cet endroit, au Sud-Est de Dafnosplia, on observe successivement du SSE vers le NNW (fig. 37) :

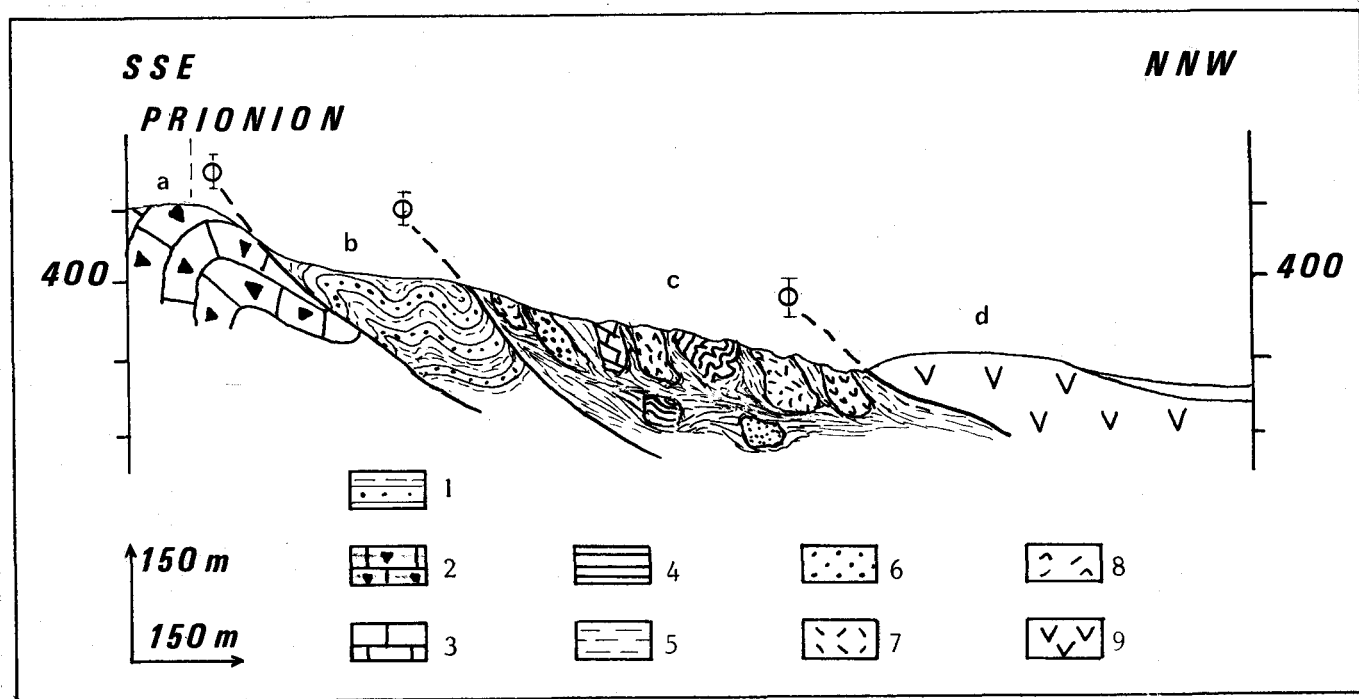


Fig. 37. - Coupe à la base septentrionale du Prionion (20).

1. flysch éocène ;
2. calcaires microbréchiques à faciès Thimiama (Crétacé supérieur)
3. calcaires micritiques gris, recristallisés ;
4. radiolarites ;
5. pélites ;
6. grès ;
7. roches effusives ;
8. dolérites et gabbros ;
9. péridotites serpentinisées et serpentinites.

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

- a : les calcaires microbréchiques à faciès Thimiama (J. AUBOUIN, 1959) ;
- b : une alternance pélito-gréseuse caractéristique d'un flysch tertiaire ;
- c : la formation chaotique où des pélites grises à rouges, parfois siliceuses ou à débit en pélites à blocs emballent des blocs de roches effusives (à faciès mandelstein, à débit en coussins ou encore d'allure massive), de serpentinites, de gabbros, de dolérites altérées ou d'amphibolites, des éléments radiolaritiques, gréseux ou calcaires totalement recristallisés (+) ;
- d : des serpentinites et des péridotites serpentinisées à reliques de pyroxènes bastitisés. Au Nord-Est, elles sont recouvertes en contact anormal par les radiolarites et les calcaires oolithiques jurassiques de la série du Koziakas (massif du Ierakovouni - carte hors-texte).

Malgré une tectonique tangentielle tertiaire, on observe ici un complexe chaotique situé à la base de l'unité péridotitique de Dafnospilia-Paliouri. Le contenu de ce complexe est analogue à celui décrit au Sud du Karvouni.

13) Le secteur de Loutra_Kaitsa

En cet endroit, un complexe à éléments ophiolitiques a déjà été signalé (B. COURTIN, 1977) ; il apparaît disposé tectoniquement entre ophiolites et calcaires jurassiques oolithiques à faciès Koziakas.

2) Le complexe chaotique intra-ophiolitique

Une telle position structurale d'un complexe chaotique est observable au Nord-Ouest de Kato Ktimeni, parallèlement au lit du Papitsa potamos.

21) Coupe au Nord de Kato Ktimeni

Le long du chemin permettant l'accès du village depuis le chemin Anavra-Makrir-rachi, j'ai pu lever la coupe suivante (fig. 38), du Nord vers le Sud : (++)

- a : des péridotites serpentinisées présentant encore quelques reliques d'orthopyroxènes ;
- b : des calcaires fins à silex d'où ont été extraits des débris de Conodontes indéterminables ;
- c : un bloc plurimétrique de micaschistes microplissés. En plaque mince, il s'agit d'une alternance de lits de quartz et de lits phylliteux comportant de la chlorite et de la muscovite. Certains cristaux de quartz sont orientés parallèlement à la trace de la stratification matérialisée par l'alternance quartz-phyllites, et traduisent une schistosité de flux parallèle à la stratification. D'autres cristaux de quartz sans orientation ni forme cristalline indiquent des phénomènes de recristallisation. Les différents lits sont affectés de plis pluricentimétriques eux-mêmes déformés par des microplis ; il existe donc vraisemblablement deux phases de plissements. A la base des plis, des microfractures affectent les niveaux phylliteux où l'orientation des minéraux souligne une schistosité de plis-fractures ;

(+) On observe également des blocs de calcaires microbréchiques à faciès Thimiama mais ils apparaissent nettement limitées par d'anciennes diaclases (stries) et correspondent à des blocs éboulés depuis les falaises abruptes de la face nord du Prionion.

(++) Cette coupe a été levée en 1976 ; en 1978, la rénovation complète du chemin a effacé toute trace de cette succession.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- d : une alternance peu épaisse de pélites siliceuses et de radiolarites ;
- e : des calcaires de teinte gris-jaune, à filaments, disposés selon des blocs métriques. Ils contiennent des Conodontes d'âge norien inférieur à moyen : *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) et *Metapolygnathus abneptis spatulatus* ;

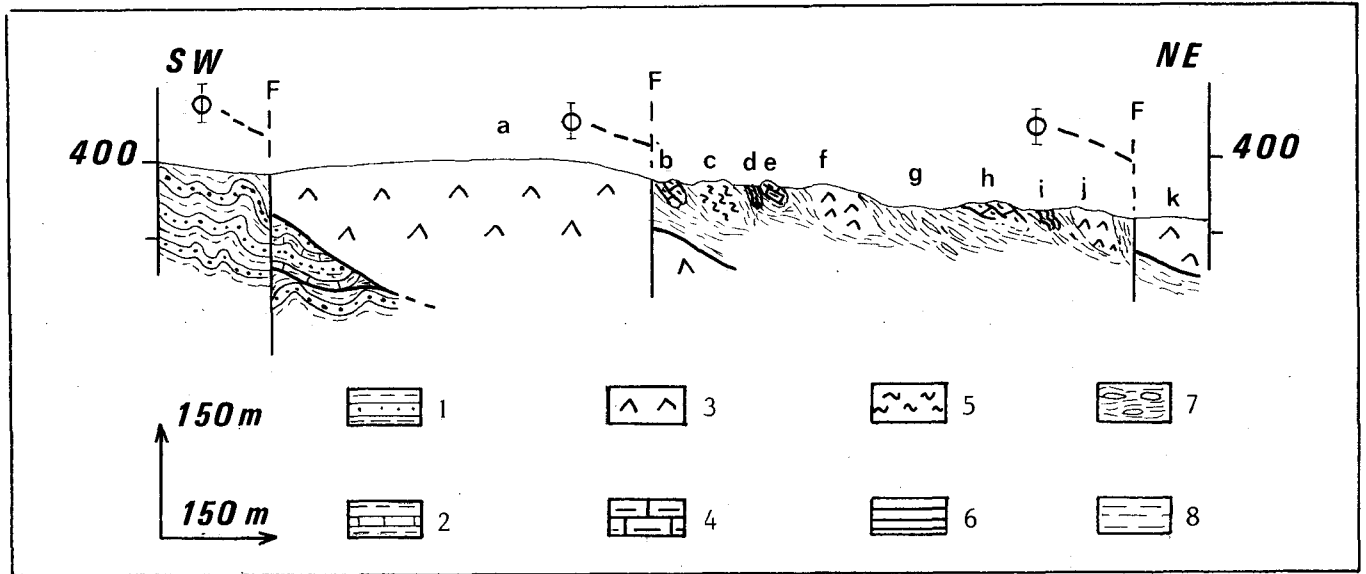


Fig. 38. - Coupe au Nord de Kato Ktimeni (21).

1. alternance pélites-grès (flysch tertiaire) ; 2. alternance pélites-grès-calcaires marneux ("flysch" tithonique-berriasien) ; 3. péridotites serpentinisées et serpentinites ; 4. calcaires à silex (Norien) ; 5. micaschistes ; 6. radiolarites ; 7. schistes à blocs ; 8. pélites grises et rouges.

- f : des péridotites serpentinisées ;
- g : des pélites grises ou brunes à surface lustrée à amandes phylliteuses indurées
- h : un bloc métrique de calcaire à filaments et à Conodontes triasiques dont l'état ne permet pas de déterminations plus précises ;
- i : des pélites et des radiolarites à géométrie complexe ;
- j : des péridotites serpentinisées sous forme de masses circonscrites par des pélites grises ;
- k : les péridotites serpentinisées de l'unité du Kranorema méridional.

22) Prolongation occidentale de l'unité

A l'Ouest de la coupe précédemment décrite, on peut reconnaître des roches effusives rapportées à l'effusif triasique (débit en pillow-lavas de teinte violacée et à amygdales de calcite), des radiolarites et des pélites siliceuses, des gabbros, des dolérites, des laves d'aspect massif, des calcaires triasiques et également des micaschistes à muscovite, grenat et tourmaline. Une faille de direction N 50 limite à l'Ouest cette unité ; elle est jalonnée par les blocs décamétriques de calcaires blancs, massifs recristallisés à débris de Rudistes dont le faciès évoque les calcaires du Crétacé transgressif des zones internes.

Ces affleurements montrent un complexe chaotique disposé tectoniquement entre deux masses péridotitiques, l'une méridionale constituant le Xerovouni Dranitsa et le Ieladaria, l'autre le versant méridional du Kranorema. La présence non ordonnée de matériel provenant de séries triasiques (pillow-lavas et calcaires), de matériel d'affinité ophiolitique (serpentinites, gabbros, dolérites, laves) et de roches métamorphiques (micaschistes) montre la nature hétérogène de ce complexe.

3) Le complexe chaotique supra-ophiolitique

La présence d'un complexe surmontant diverses unités ophiolitiques a été observée dans les secteurs du Platia Rachi Agoriani (fig. 39) et près de Makrirrachi.

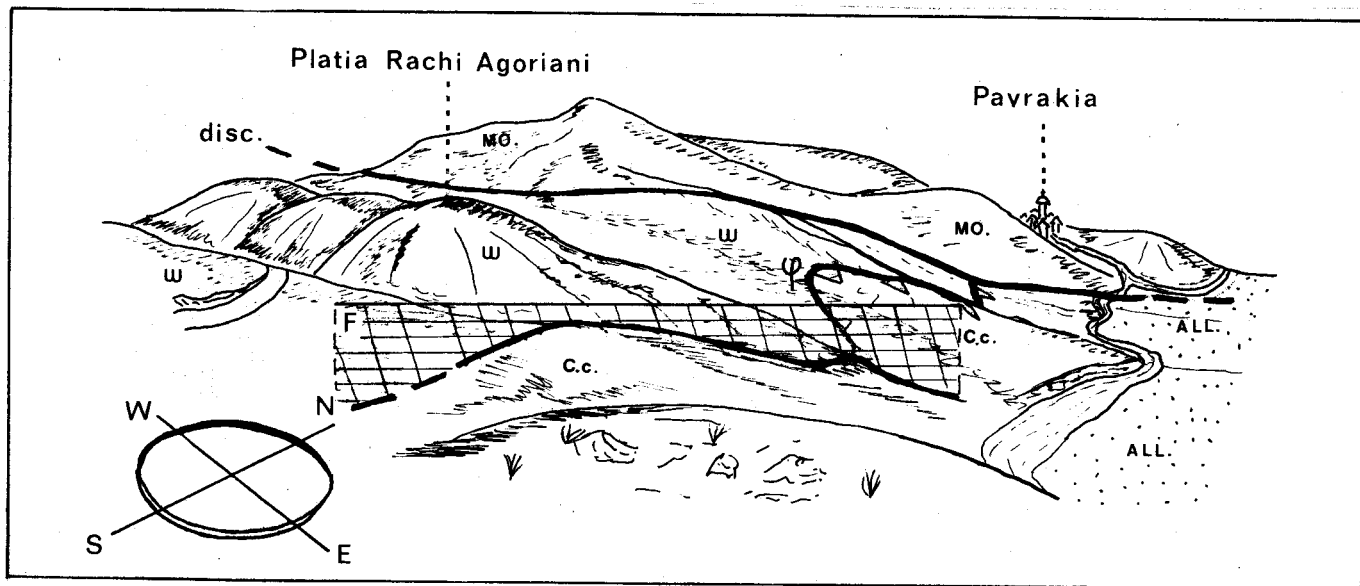


Fig. 39. - Panorama du versant septentrional du Platia Rachi Agoriani.

disc. discordance ; φ . contact anormal ; F. faille ; ALL. alluvions ; MO. molasse oligo-miocène ; C.c. complexe chaotique ; ω . unité ophiolitique.

31) Coupe du Sud de Kato Agoriani

Depuis un endroit situé non loin de la voie ferrée Athènes-Larissa et du sentier muletier conduisant d'Ano Agoriani vers le village de Kato Agoriani, les formations rencontrées sont (fig. 40) :

- a : des lherzolites à plagioclases serpentinisées (unité du Platia Rachi Agoriani) ;
- b : un bloc de calcaires massifs, blancs, cristallins, à texture fenestrée dont le microfaciès indique le Crétacé supérieur.

Les formations suivantes peuvent être séparées en deux ensembles ; l'ensemble I correspond à une série sédimentaire constituée :

- c : de greywackes gris-sombre, à éléments détritiques millimétriques, de roches effusives basiques à texture et grain variable, de serpentinites, de quartz peu usés, de feldspaths plagioclases, de chlorites, de pyroxènes (OPX et CPX altérés), d'amphiboles (hornblende verte), d'opales et de calcite. Au sens de R.L. FOLK (1968), il s'agit d'une litharenite et plus précisément d'une volcanic-arenite ;
- d : une alternance de radiolarites et de grès en bancs décimétriques plissée. Les grès présentent un granoclasement qui indique une polarité normale ;
- e : des radiolarites en bancs décimétriques légèrement ondulés mais à pendage général vers le Nord ;
- f : des pélites siliceuses grises à horizon jaspeux.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

L'ensemble II est constitué d'un ensemble pélitique à blocs de taille parfois pluri-décamétrique comprenant :

- g : une masse de pillow-lavas rouges, écrasés, dont les bordures figées montrent un aspect variolitique et des textures de refroidissement rapide. On y reconnaît des lattes de plagioclase sodiques, des phénocristaux de clinopyroxène parfois groupés, des phénocristaux pseudomorphosés en carbonates et en opaques dont les formes évoquent celles de sections automorphes d'olivine, de l'hématite développée au sein d'une mésostase enrichie en oxyde et comportant de nombreuses vésicules calcitiques. Le faciès de ces coussins évoque celui des coussins triasiques ;

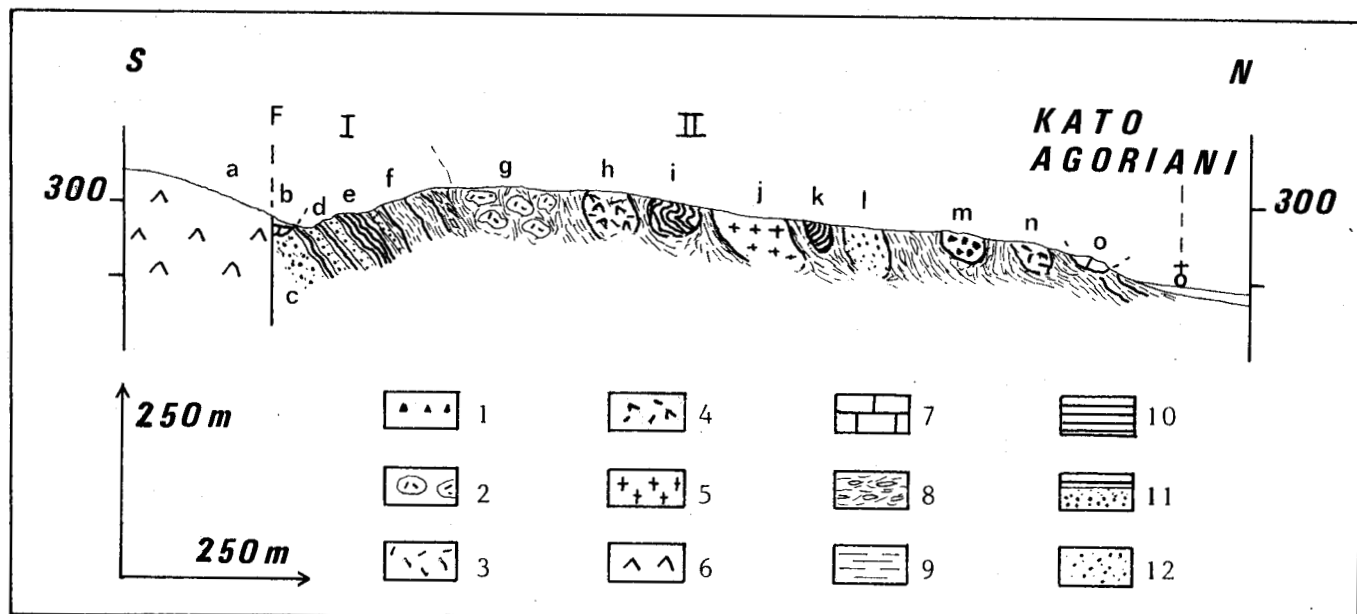


Fig. 40. - Coupe au Sud de Kato Agoriani (22).

1. brèches volcaniques ; 2. pillow-lavas hématitiques et à amygdales de calcite ; 3. roches effusives d'aspect massif ; 4. dolérites ; 5. gabbros ; 6. péridotites serpentinisées ; 7. calcaires cristallins (Crétacé supérieur) ; 8. pélites à amandes indurées ; 9. pélites ; 10. radiolarites ; 11. radiolarites et grès granoclassés ; 12. greywackes.

- h : des dolérites altérées (texture doléritique ophitique à plagioclase, clinopyroxène altéré et opaques) ;
- i : des radiolarites roses ou brunes en bancs décimétriques, affectées de plis métriques en chevrons ;
- j : des gabbros (texture grenue à plagioclase, clinopyroxène, opaques) ;
- k : des radiolarites plissées ;
- l : des grès jaunes, riches en débris quartzeux ;
- m : des brèches volcaniques où des éléments de lave, de taille décimétrique, sont unis par du matériel effusif ;
- n : des roches effusives d'aspect massif ;
- o : des calcaires blancs massifs à débris de Rudistes. Ces calcaires, ainsi que les calcaires (b), correspondent à des blocs éboulés depuis la couverture du Crétacé supérieur du Xerovouni.

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

Cette coupe montre l'existence de niveaux sédimentaires, détritiques et siliceux à la base de la formation chaotique à éléments ophiolitiques qui surmonte les unités péridotitiques du Platia Rachi Agoriani et du Fournos Kaitsa. Les blocs de calcaires crétacés jalonnent une faille de direction N 155.

32) Prolongation occidentale de l'unité du complexe chaotique d'Agoriani

Vers l'Ouest, on n'observe plus les séries sédimentaires de base ; le complexe chaotique repose en contact anormal sur les péridotites du Platia Rachi Agoriani et les gabbros-dolérites de Pavrakia (voir carte hors texte).

33) Coupe au SW de Makrirrachi

Dans la région de Makrirrachi, le complexe chaotique à éléments ophiolitiques surmonte également l'unité péridotitique du Fournos Kaitsa. Une coupe, effectuée du NE vers le SW, permet d'en préciser le contenu (fig. 41) :

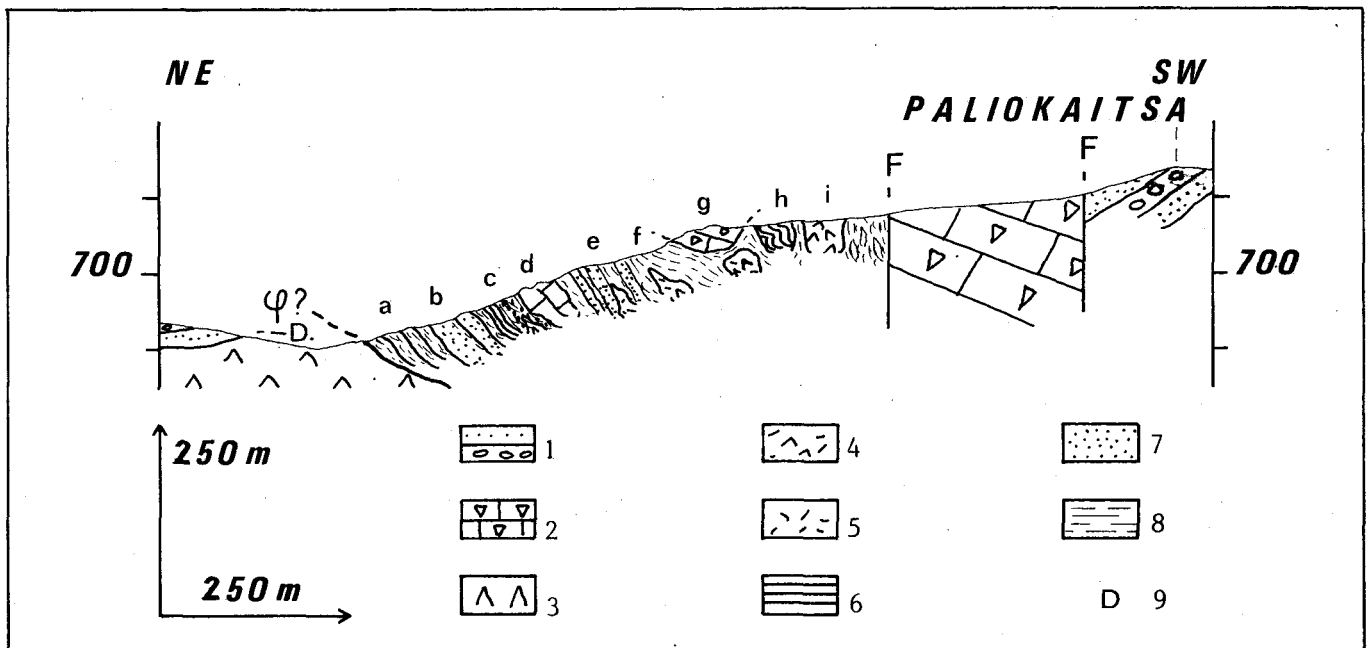


Fig. 41. - Coupe au SW de Makrirrachi (23).

1. grès et conglomérats molassiques (Oligo-miocène) ; 2. calcaires à débris de Rudistes (Crétacé supérieur) ; 3. péridotites serpentinisées ; 4. dolérites altérées ; 5. laves ; 6. radiolarites ; 7. grès ; 8. pélites ; D. discordance.

- a : un ensemble de pélites à banc de radiolarites rouges ;
- b : des grès en bancs décimétriques séparés de niveaux pélitiques et parfois radiolaritiques ;
- c : des greywackes et des pélites qui enveloppent des blocs de roches effusives ;
- d : des calcaires gris-sombre, cristallins, totalement recristallisés en sparite orientée selon une direction de schistosité ;
- e : des grès et des pélites à blocs de laves ;
- f : des pélites et des dolérites (texture doléritique-ophitique à clinopyroxène altéré et opaques) ;
- g : un bloc de calcaire blanc, massif, à débris de Rudistes. Il s'agit d'un bloc décimétrique éboulé depuis les calcaires du Paliokaitsa ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- h : des radiolarites ;
- i : des serpentinites à reliques de pyroxène.

Cette coupe montre que le contenu du complexe chaotique de Makrirrachi est analogue à celui d'Agoriani. La base est constituée de sédiments qui rappellent les formations grés-radiolaritiques d'Agoriani.

III. CONCLUSIONS

a) Synthèse des observations

Les complexes chaotiques sont constitués d'une association de roches de différentes natures : roches sédimentaires (calcaires triasiques, radiolarites, pélites, grès et greywackes), roches métamorphiques (amphibolites, micaschistes, micaschistes à grenat), de roches effusives à hypovolcaniques (pillow-lavas dont certains présentent les caractéristiques de pillow triasiques, spilites, dolérites) et de roches grenues (gabbros-péridotites serpentinisées). Ces complexes chaotiques se différencient des complexes effusifs, des formations volcano-sédimentaires triasiques et des complexes olistolitiques des séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale (des séries de Trilofon et de Grammeni) par la présence de roches grenues et notamment de péridotites et de gabbros. De nettes figures de resédimentation y ont été observées.

Par ailleurs, l'étude des structures intra-ophiolitiques permet d'interpréter les différents complexes chaotiques à éléments ophiolitiques comme un seul horizon lithologique dont la position infra-ophiolitique de Dafnospilia et intra-ophiolitique de Ktimeni résulte de structurations acquises lors des tectoniques tertiaires. Si la position structurale infra-ophiolitique de Loutra Kaitsa est sans doute d'âge anté-crétacé et semblable aux dispositifs de cet âge d'Othrys centrale, il n'est pas à exclure que la situation supra-ophiolitique d'Agoriani ne soit également anté-crétacée.

L'origine des éléments des complexes chaotiques doit être recherchée dans les séries triasico-jurassiques (calcaires à filaments et Conodontes, pillow-lavas violacés et à amygdales de calcite) et dans les différentes unités ophiolitiques. Une telle richesse en matériel ophiolitique et d'affinité maliaque suggère une relation de cause à effet entre ces complexes chaotiques et les phases tectoniques conduisant à la superposition tectonique des deux ensembles.

L'âge de la formation n'a pas été déterminé paléontologiquement, cependant, elle remanie des éléments de calcaires noriens. Près de la gare de Kaitsa, des laves et des radiolarites susceptibles d'appartenir au complexe d'Agoriani sont recouverts par la série d'âge jurassique terminal-crétacé inférieur possible de Kaitsa. L'âge de ce complexe apparaît donc post-norien et anté-jurassique terminal.

b) Comparaison avec d'autres régions

Diverses formations chaotiques ont été découvertes dans différentes positions structurales dans les régions immédiatement voisines du secteur étudié.

Au Nord de la région considérée, au Sud de Mouzaki, disposées tectoniquement entre la série du Koziakas et la série du Thimiamia, P. JAEGER (1978, 1979) signale des pélites à blocs constituées d'une matrice pélitique à passées radiolaritiques où sont remaniés des éléments ophiolitiques et les éléments de la série du Koziakas. L'auteur considère cette formation comme le terme le plus inférieur de la série béotienne. La position structurale de ces pélites à blocs est tout à fait comparable à celle du complexe chaotique infra-ophiolitique signalé entre Kasarma et Karvouni (fig. 36 - coupe 19). Du point de vue lithologique, les formations de Mouzaki et de Dafnospilia diffèrent par leur contenu et plus précisément dans le fait que celle de Mouzaki contient des éléments de calcaires originaires de la série du Koziakas. La

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE INTERNE

présence de calcaires à faciès Koziakas à Mouzaki et de grès à caractéristiques analogues à ceux des flyschs tertiaires externes à Dafnospilia peut être interprétée par des reprises de cette formation lors des tectoniques tertiaires dont résulte le dispositif de Dafnospilia.

Dans les Hellénides centrales, de nombreuses formations d'allure chaotique ont été signalées. Dans l'Iti, P. CELET (1976) et E. WIGNIOLLE (1977) montrent une superposition normale du Mélange sur les calcaires siliceux à chert et les calcaires néritiques jurassiques d'affinité pélagonienne. Le Mélange (P. CELET, 1976) débute par une séquence clastique (grès, greywackes, conglomérats) à granoclasement fruste et intercalation de shales et se poursuit par un système chaotique à olistostromes.

Dans le Kallidromon, H. LELUC (1976) décrit une formation comparable, encore que la répartition des termes d'affinités ophiolitiques apparaisse moins aléatoire.

En Othrys centrale et orientale et dans le Pelion, des complexes chaotiques comparables ont été signalés (J. FERRIERE, 1974 ; P. CELET et al., 1977 a et b ; P. CELET et al., 1979). En Othrys orientale, ils surmontent la série pélagonienne tandis qu'en Othrys centrale, ils reposent sur des séries triasico-jurassiques pélagiques maliaques dont la mise en place tectonique s'est effectuée avant le Crétacé supérieur (J. FERRIERE, 1974). En Eubée, P.O. BAUMGARTNER et al. (1976) montrent une formation de type Mélange dont la base du Jurassique terminal-Crétacé basal de nature radiolaritique précède une série détritique fine et se termine par un ensemble à olistostromes à éléments ophiolitiques. Ces formations chaotiques ont été dénommées Mélange par P. CELET (1976) et P. CELET et al. (1977) et considérées comme la conséquence d'un mécanisme destructeur (subduction-obduction) engendrant une accumulation de sédiments à olistolites et olistostromes où se déposent les corps ophiolitiques arrachés à la croûte océanique. Ils se distinguent des Mélanges au sens de E.B. BAILEY et MAC CALLIEN (1950) qui les interprètent comme le résultat d'un broyage tectonique de matériel ophiolitique. La formation chaotique à éléments ophiolitiques d'Othrys occidentale est également comparable à celle du Pinde septentrional associée aux ophiolites (J. TERRY, 1975).

Ces considérations nous permettent de remarquer l'analogie de faciès entre ces "Mélanges" et les formations chaotiques d'Othrys occidentale. La comparaison est d'autant plus évidente si l'on considère les niveaux clastiques associés à des pélites et les radiolarites observés à la base de l'ensemble chaotique près d'Agoriani et de Makrirrachi. Toutefois, il faut remarquer qu'excepté le dispositif de Loutra-Kaitsa, l'Othrys occidentale se distingue des autres régions par l'absence de complexe à éléments ophiolitiques entre ophiolites et séries triasico-jurassiques et l'absence de substratum de nature sédimentaire là où le complexe est observable.

c) Signification et interprétation

Les complexes chaotiques à éléments ophiolitiques d'Othrys occidentale s'avèrent très comparables aux divers "Mélanges" décrits dans les Hellénides centrales (P. CELET et al., 1979). Par la présence de matériel d'affinité ophiolitique (péridotites, gabbros, dolérites et roches effusives) et de matériel métamorphique (micaschistes et amphibolites), ces formations se distinguent des complexes olistolitiques des séries triasico-jurassiques tels que ceux de Trilofon et Grammeni ; en outre, elles remanient des éléments identiques aux divers termes des séries triasico-jurassiques (pillow-lavas, calcaires siliceux).

Du point de vue structural, en Othrys occidentale, les complexes chaotiques à éléments ophiolitiques sont toujours en relation directe avec les unités ophiolitiques mises en place au Jurassique supérieur (J. DERCOURT, 1970, 1972 ; D. BERNOULLI et

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

M. LAUBSCHER, 1972 ; J. DERCOURT et al., 1977) et plus particulièrement avec les systèmes tectoniques ophiolitiques conformes (+) d'Agoriani et d'Anavra (voir IIE et IIIe partie).

De par ces caractéristiques, ces complexes peuvent être interprétés comme une formation témoignant de (des) la tectonisation (s) des ophiolites (P. CELET et al., 1976) ; aussi devraient-ils constituer un marqueur du lieu d'origine des ophiolites.

La nature des éléments qu'ils remanient ne permet guère de préciser l'origine orientale (bassin vardarien cicatrisé ?) ou occidentale (à l'Ouest de la plateforme pélagonienne) des ophiolites (P. CELET et al., 1979).

L'analyse de la répartition des "Mélanges" au sein des différentes unités tectoniques d'Othrys permet également d'envisager plusieurs hypothèses. L'abondance de ces formations dans les unités d'Othrys centrale à l'inverse de ce qu'on peut observer dans les unités d'Othrys occidentale peut être expliquée de deux manières : soit une origine orientale des ophiolites avec piégeage des "Mélanges" dans des secteurs privilégiés, soit une origine occidentale des ophiolites. En effet, dans cette deuxième hypothèse, on peut admettre que la première structuration de la croûte océanique -dont témoignent les sédiments olistolitiques de la partie supérieure des séries de Trilofon et de Grammeni- n'a pas donné immédiatement naissance à d'abondants produits détritiques contrairement à ce qui aurait pu se produire dans un stade ultérieur de la structuration de ces ophiolites.

CHAPITRE III : LES TERRAINS DU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DES ZONES INTERNES

I. HISTORIQUE

Dans le cadre du secteur étudié, aucune formation de cet âge n'a été observée précédemment. Toutefois, dans les Kassidiaris, J. AUBOUIN (1959) interprète certaines radiolarites comme la couverture normale des ophiolites d'âge probablement jurassique. Dans la région de Trilofon, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) suggèrent la présence de terrains jurassiques à crétacés inférieurs composés de roches effusives associées à des sédiments radiolaritiques, pélitiques et gréseux. Dans le chapitre précédent, il a été montré qu'il s'agissait en fait de séries triasico-jurassiques.

II. LES OBSERVATIONS

L'observation de terrains d'âge jurassique à crétacé inférieur n'a été réalisée que près de la gare de Kaitsa, au Sud-Ouest du massif du Xerovouni (fig. 42). Une coupe effectuée de l'Ouest vers l'Est (fig. 43a) permet de reconnaître du bas vers le haut :

- a : des péridotites serpentinisées correspondant à l'unité de lherzolites à plagioclase du Koumaros et du Platia Rachi Agoriani ;
- b : un ensemble de radiolarites et de laves qui n'est indiqué, au niveau de la coupe, que par quelques débris sur le talus herbeux qui domine un captage d'eau. Cet ensemble, qui repose en contact anormal sur les péridotites précédentes, est beaucoup plus visible au Nord ;

(+) Conformes : c'est-à-dire que la superposition des unités tectoniques ophiolitiques s'effectue selon une succession conforme aux modèles de reconstitution pétrogénétique des ophiolites.

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INTERNE

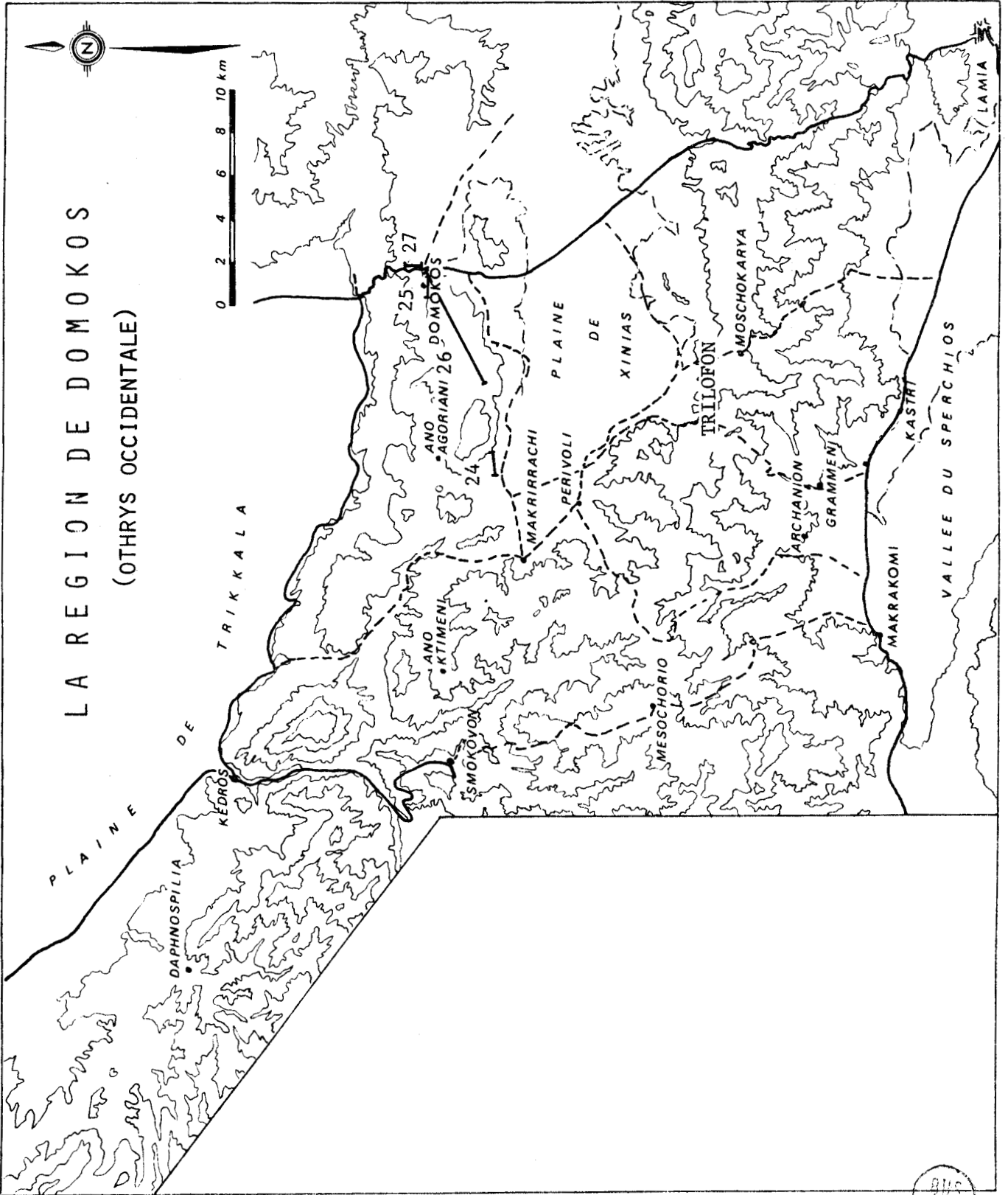


Fig. 42. - Localisation des coupes décrites dans les terrains Jurassique à Crétacé inférieur et Crétacé supérieur-Paléocène des zones internes.



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

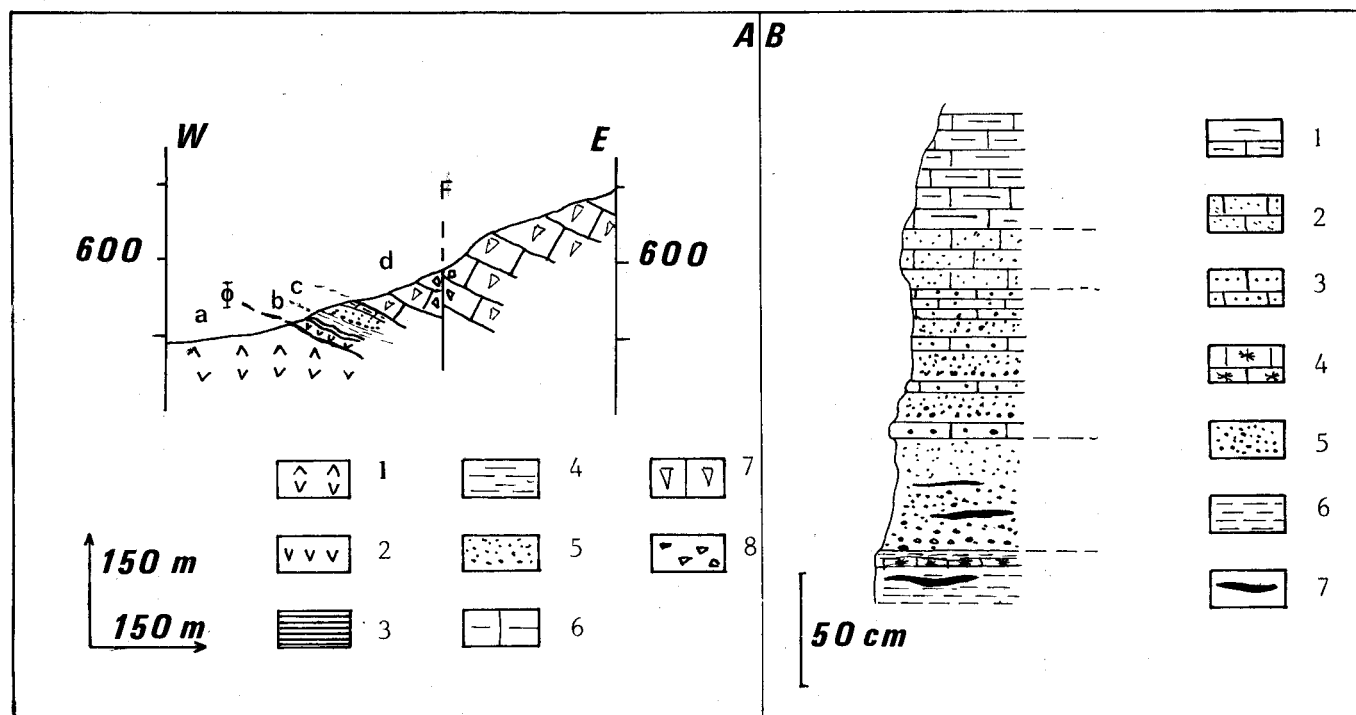


Fig. 43a. - Coupe de la gare de Kaitsa (coupe 24).

1. péridotites serpentinisées ; 2. laves ; 3. radiolarites ; 4. pélites ; 5. volcano-détritique ; 6. marno-calcaires ; 7. calcaires à débris de Rudistes ; 8. brèches tectonique.

43b. - Série de la gare de Kaitsa.

1. marno-calcaires ; 2. calcaires gréseux ; 3. calcaires microbréchiques ; 4. calcaires à Radiolaires ; 5. volcano-détritique ; 6. pélites ; 7. niveaux siliceux.

- c : la série sédimentaire de la gare de Kaitsa (pl. II, 1). Du bas vers le haut, on observe (fig. 43b) :

- une formation pélitique (supérieure à 30 cm d'épaisseur) qui comprend des niveaux grossiers à éléments de taille centimétrique à millimétrique de radiolarites et de roches effusives. Au sein de cette formation pélitique, s'individualisent des passées calcaro-siliceuses, d'épaisseur demi-décimétrique qui, en plaque mince, présentent une matrice calcaro-siliceuse où se disposent des passées détritiques de faible épaisseur (2 à 3 mm) et à granoclassement fruste ; les éléments remaniés, de taille millimétrique à demi-millimétrique, sont des grains de quartz souvent arrondis, des débris de ferro-magnésiens altérés, des débris chloriteux et des petits éléments de calcaire micritique et d'anciennes radiolarites. Entre ces passées détritiques, la matrice calcaro-siliceuse comporte des Radiolaires calcitisés ou silicifiés. L'extraction de cette microfane a livré des *Nassellariae* non identifiables ;
- un ensemble détritique à granoclassement normal (50 cm) constitué par un matériau friable légèrement calcaireux. A la base, on observe des éléments demi-centimétriques de radiolarites, de roches effusives, de serpentines, des petits quartz et des débris chloriteux. Au sommet, la taille des grains est plus petite (millimétrique) mais de même nature. Localement, on note des passées peu épaisses et discontinues de pélites siliceuses ;
- un ensemble (60 cm d'épaisseur) identique au précédent mais comportant plusieurs séquences granoclassées qui se terminent par des bancs pluricentimétriques de calcaire à patine blanche et gris à la cassure. Au

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR INTERNE

microscope, ces calcaires sont constitués d'une matrice microsparitique peu abondante qui unit des grains de quartz, de feldspath, des débris de roches effusives, de radiolarites ou de calcaires micritiques. Ces calcaires ne contiennent aucune microfaune caractéristique : des Lagénidés, de rares débris d'Echinodermes et *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). En partie supérieure, les bancs calcaires sont constitués d'un matériel plus fin identique au précédent où s'intercalent des horizons demi-centimétriques à débris de radiolarites (comportant encore quelques Radiolaires) remaniés ;

- une série (30 cm d'épaisseur) de calcaires gréseux à patine blanche et gris à la cassure. Une matrice microsparitique enveloppe des débris de radiolarites, des débris siliceux, des grains de quartz et des éléments de calcaires micritiques. On y observe quelques Radiolaires, des spicules et des loges de Lagénidés ;
 - une série peu épaisse (1 m) de marno-calcaires très fins de couleur lie-de-vin à traces gris-vert. Au microscope, il s'agit d'un ciment micritique à rares Radiolaires et Miliolidés. Localement, il s'enrichit en particules détritiques (quartz, feldspath, calcaire détritique radiolaritique) ou englobe des "galets" de calcaires détritiques identiques à ceux décrits précédemment. Ce faciès évoque une vase très fine où se sont déversées des turbidites à débris de calcaires détritiques ;
- d : des calcaires massifs, roses et blancs, à débris de Rudistes et traces algaires. Ces calcaires ne contiennent pas de foraminifères typiques mais on y observe des traces de Polypiers et *Tubifites morronensis* Crescenti. Le microfaciès et les débris de Rudistes indiquent le Crétacé supérieur. Le contact entre ces calcaires du Crétacé supérieur et la série sous-jacente ne semble pas de nature tectonique ; cependant, on n'observe pas de concordance étroite entre les séries et les calcaires crétacés supérieurs. Il pourrait s'agir là d'une faible discordance angulaire.

En résumé, cette coupe montre une série sédimentaire d'âge anté-crétacé supérieur vraisemblablement du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur. La série débute par des pélites siliceuses auxquelles succède un épisode détritique à caractère séquentiel qui, peu à peu, fait place à des niveaux carbonatés et se termine par des turbidites ou se déversent des particules détritiques.

III. CONCLUSIONS

L'existence d'une série située sur des radiolarites et des laves et sous les calcaires crétacés supérieurs conduit à s'interroger sur sa signification. Sa position permet d'envisager deux hypothèses : 1) la série correspond à une formation de base de la série crétacée transgressive ; 2) il s'agit d'un témoin de la couverture normale de l'ensemble effusif. Le fait que cette série n'ait pas été observée en d'autres endroits à la base du Crétacé supérieur transgressif incite plutôt à considérer la seconde hypothèse mais en l'absence de microfaune caractéristique, une comparaison de cette série et des séries d'âge et de position équivalents dans les régions voisines s'impose.

a) Comparaison avec les séries des régions voisines

En Othrys, J. FERRIERE (1974a) a montré la présence d'une formation détritique à la base des terrains crétacés qui consiste en grès, conglomérats et calcaires. Les calcaires sont riches en macrofossiles et contiennent : *Montcharmontia* sp., *Nezzazata* sp., *Biplanata* sp. d'âge cénomanien. Localement, certaines Nérinées sont d'âge aptien (J. AUBOUIN et al., 1970). En Othrys méridionale, les conglomérats sont riches en éléments de radiolarites et de Rudistes ; la microfaune des bancs calcaro-gréseux est turonienne.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Plusieurs séries d'âge jurassique à crétacé inférieur ont été décrites en Grèce septentrionale. Dès 1959, J. AUBOUIN signale, près de Theopetra, des galets de calcaires à Calpionelles. N.D. ALBANDAKIS et G.A. KALLERGIS (1971) montrent l'existence d'une série tithonique surmontant des roches effusives ; cette série est précisée par R. ARDAENS (1978) : sur un ensemble de radiolarites, de calcaires à Radiolaires et de calcaires détritiques d'âge jurassique terminal, repose un Ammonitico-Rosso d'âge tithonique recouvert par des calcaires à silex contenant des Calpionelles du Berriasien ; des brèches et des microbrèches du Barrémo-Aptien précèdent les calcaires à Rudistes du Campanien.

A l'énoncé de ces descriptions, il apparaît que la série de Kaitsa diffère des niveaux de base de la série du Crétacé supérieur d'Othrys mais se rapproche des premiers horizons de la série de Theopetra. Elle s'apparente également au niveau jurassique supérieur surmontant les ophiolites dans le Vermion (J.F. PICHON et M. LYS, 1976) et aux radiolarites et calcaires légèrement détritiques décrits en Macédoine dans le détroit de Kozani (J.H. BRUNN, L. FAUGERES et P. ROBERT, 1972).

b) Signification de la série de Kaitsa

La série de Kaitsa évoque une sédimentation pélitique et siliceuse associée à un détritique volcanique auquel succède une sédimentation carbonatée et turbiditique. Ces faciès se différencient de la base détritique du Crétacé supérieur d'Othrys et s'apparentent aux formations du Jurassique terminal supra-ophiolitiques de Grèce septentrionale. La série d'Othrys occidentale pourrait constituer un jalon méridional de la couverture des ophiolites.

CHAPITRE IV : LE CRETACE SUPERIEUR ET L'EOCENE DES ZONES INTERNES

I. HISTORIQUE

Depuis leur découverte en Péloponnèse (P. BOBLAYE, 1833 in A. BOUE, 1834 et A. BOUE et A. VISQUENEL, 1840-44), les calcaires à Rudistes ont été signalés par de nombreux auteurs (N. NEUMAYR, 1880 ; V. HILBER, 1896). Entrevu par A. PHILIPPSON (1895), le caractère transgressif de ces calcaires en Othrys fut ensuite signalé par C. RENZ (1927). Par ailleurs, ce dernier montra l'appartenance de ces calcaires au système crétacé. En 1955, cet auteur date la transgression du Campanien-Maestrichtien en Othrys moyenne et orientale grâce à une faune d'*Hippurites* et de *Vaccinites*. G. MARINOS (1960) évoque ensuite un âge cénomaniens.

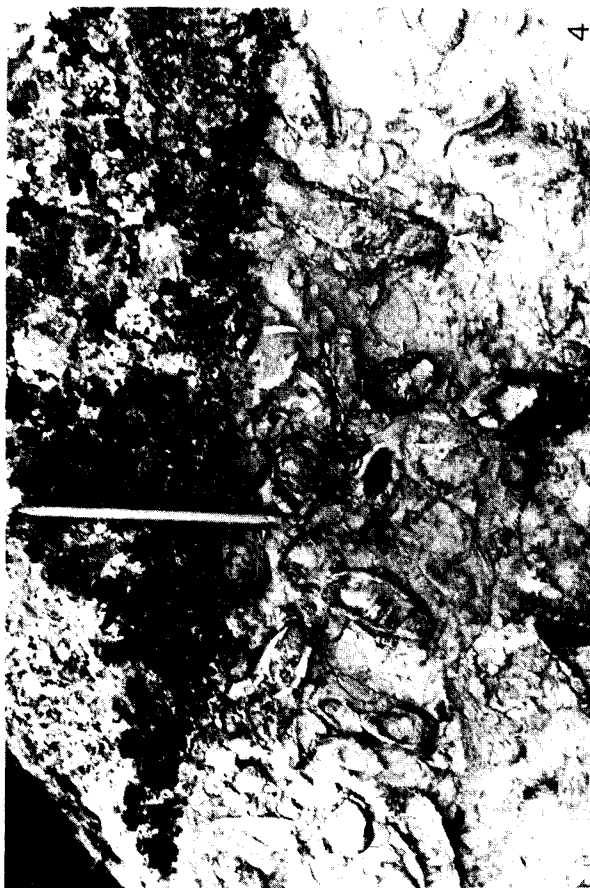
En Othrys occidentale, A. BOUE (1839) découvrit les premiers Rudistes mais les précisions paléontologiques furent apportées par H. DOUVILLE dans son mémoire sur les Rudistes (1890-1897) : d'après des échantillons récoltés lors des travaux de terrassement pour la voie ferrée Athènes-Larissa entre la plaine de Xiniás et la plaine de Thessalie, il créa les espèces *Hippurites chaperi* et *Hippurites graudryi*. Ultérieurement, J. AUBOUIN (1957-1959) donne un âge campanien inférieur à la base des calcaires transgressifs du Xerovouni et un âge santonien supérieur-campanien inférieur dans les Kassidiaris.

Planche II : LES SERIES D'AGE JURASSIQUE-EOCRETACE (?) ET CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE DES ZONES INTERNES.

Série du Jurassique-Eocrétacé (?) de Kaitsa (fig. 43). - 1. formation périto-calcaireuse de base et calcaires gréseux supérieurs.

Série du Crétacé supérieur-Paléocène des zones internes. - 2. calcaires noduleux bréchiformes à débris de Rudistes (fig. 44 - coupe 25f) ; 3. base de la transgression d'âge crétacé supérieur près d'Omvriaki (fig. 45). Les conglomérats crétacés à débris de Rudistes constituent la table d'érosion et le sommet de la butte témoin ; ils reposent sur des dolérites et des roches effusives ; 4. calcaires à Rudistes entiers peu remaniés (fig. 44h et 45a).

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-EOCENE INTERNE



II. LES OBSERVATIONS

Le Crétacé supérieur et l'Eocène des zones internes sont largement développés dans le massif du Xerouvouni, au Nord-Est du secteur étudié (fig. 42).

a) La base de la série du Crétacé supérieur

Elle a pu être observée, près de Domokos, près d'Omvriaki et sur le revers occidental du Profitis Ilias au Sud d'Ano Agoriani.

1) Coupe au Sud de Domokos

Une coupe effectuée de l'Est vers l'Ouest, le long de la route qui contourne au Sud le bourg de Domokos pour se diriger ensuite vers Kato Domokos a permis de reconnaître successivement du bas vers le haut (fig. 44) :

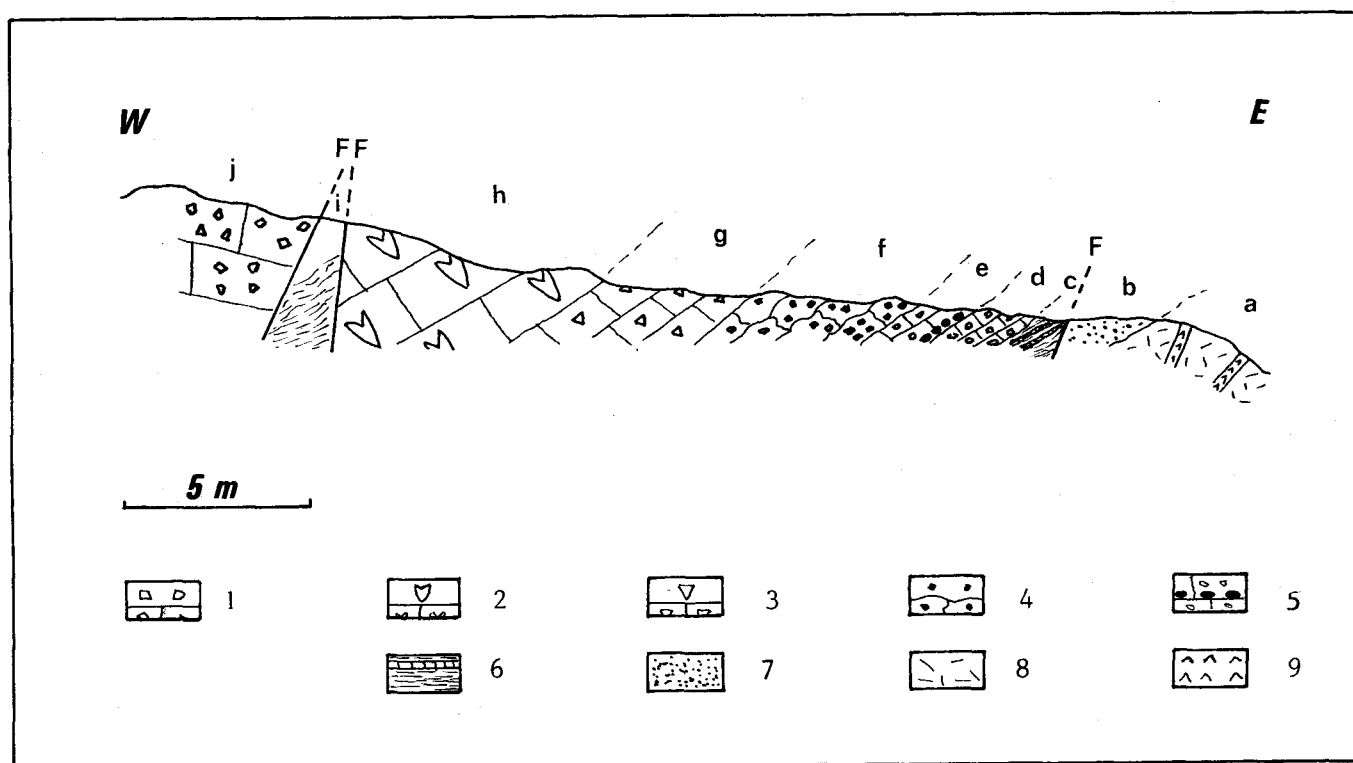


Fig. 44. - Coupe au Sud de Domokos (25).

1. calcaires massifs à débris de Rudistes ; 2. calcaires à Rudistes entiers ; 3. calcaires à débris de Rudistes ; 4. calcaires noduleux ; 5. calcaires noduleux conglomératiques à débris de radiolarites et de serpentinites ; 6. pélites et bancs de calcaires noduleux ; 7. greywackes ; 8. dolérites ; 9. diabases.

- a : un ensemble de gabbros, de dolérites et de diabases qui correspond à l'extrémité septentrionale du complexe filonien ophiolitique de Metalleion ;
- b : un complexe volcano-détritique non consolidé qui comprend des débris de laves, de diabases et de dolérites remaniées. Une faille de faible rejet sépare cette formation de la suivante ;
- c : un ensemble pélitique rouge où l'on remarque des débris roulés de radiolarites, de laves et de dolérites. A la partie supérieure, on note la présence de calcaires roses, d'aspect bréchiforme, de taille demi-centimétrique à centimétrique sous forme de blocs remaniés. Cet ensemble est coiffé par des bancs calcaires du même type dont le microfaciès est une biomicrite où le ciment enveloppe des Polypiers, des Algues et : *Litocodium* sp., *Tubifites morronensis* Crescenti, *Bacinella irregularis* Radoicic ;

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-EOCENE INTERNE

- d : une série de calcaires bréchiqes roses qui remanient des éléments centimétriques à millimétriques de calcaires micritiques, jaunes ou gris. Aucune microfaune caractéristique n'a été observée ;
- e : des calcaires analogues aux précédents mais contenant des débris de Rudistes. La base de cette formation est soulignée par des niveaux conglomératiques à éléments roulés demi-décimétriques de radiolarites, de serpentinites et de roches effusives. En plaque mince, ils contiennent une microfaune caractéristique d'un milieu néritique mais sans valeur stratigraphique : *Miliolidae* (de grande taille) *Valvulininae* et *Haplophragmium* sp. ;
- f : une série de calcaires à débris de Rudistes et d'aspect noduleux et bréchiforme (pl. II, 2). En lame mince, il s'agit d'une biosparite qui comporte de très petits et rares débris de radiolarites et de roches effusives et d'abondants débris de Rudistes. En outre, on observe des *Miliolidae* ainsi que *Vidalina* sp. et *Haplophragmium* sp.
- g : des calcaires d'aspect massif, de couleur blanche qui contiennent des débris de Rudistes abondants et la même microfaune que précédemment ;
- h : des calcaires gris, massifs, à Rudistes entiers peu remaniés. Leur abondance et leur état relativement bon expriment un transport limité et le démantèlement presque sur place d'un récif. Les individus récoltés permettent de reconnaître : *Caprina* sp. (?) du Cénomaniens (?) à côte de *Radiolites* sp. et de *Vaccinites archiaci* Mun. Chal. déjà signalés (J. AUBOUIN, 1959) et qui indiquent le Campanien inférieur. Une faille interrompt cette série ;
- i : des niveaux pélitiques rouges qui ressemblent à ceux décrits précédemment (c) ;
- j : des calcaires massifs blancs, à texture grumeleuse et contenant d'abondants débris de Rudistes. Au microscope, on remarque une structure fenestrée qui correspond à des dépôts de type infratidaux à supratidaux. Certains horizons sont riches en éléments algaires.

En résumé, cette coupe présente la base de la série du Crétacé supérieur qui repose sur l'unité ophiolitique gabbro-doléritique de Domokos par l'intermédiaire d'un horizon périto-conglomératique. Après quelques bancs d'aspect noduleux parfois conglomératiques, le Campanien est représenté par un calcaire récifal à Rudistes ; ce dernier est surmonté de calcaires à débris de Rudistes.

2) Le secteur d'Omvriaki

Près d'Omvriaki, se dresse un piton coiffé de calcaires (pl. II, 3) qui correspond à une butte témoin de la base du Crétacé supérieur du Psilorachi. Sur un ensemble composé de pélites, de radiolarites, de serpentines, d'éléments de complexe filonien, reposent des calcaires à Rudistes entiers (fig. 45, partie occidentale) (pl. II, 4).

3) Le revers occidental du Xerovouni

Les calcaires du Crétacé supérieur de la base ouest du Xerovouni ont déjà été signalés près de la gare de Kaitsa ; leur couleur rose et leur aspect parfois noduleux laissent penser, d'après la coupe précédente, qu'ils représentent la base de la série carbonatée d'âge crétacé supérieur.

4) Les blocs disposés sur les ophiolites

De nombreux "blocs" de calcaires à débris de Rudistes ont été observés sur les différentes unités tectoniques ophiolitiques. Ces calcaires sont toujours recristallisés ; aucun faciès analogue à ceux de la série de Domokos n'a été observé. Par conséquent, certains d'entre eux -sinon tous- pourraient correspondre à des blocs éboulés de la couverture crétacée, à la façon de blocs erratiques.

5) Le secteur de Makrirrachi

J'ai déjà eu l'occasion de signaler les calcaires crétacés de Makrirrachi (B. COURTIN, 1977). Des calcaires conglomératiques à éléments de radiolarites, de serpentinites et de roches effusives précèdent des calcaires blancs massifs recristallisés à structure fenestrée qui évoquent des dépôts intertidaux. Aucune microfane n'a pu être mise en évidence et ces calcaires reposent sur une formation chaotique où des blocs de grès, de radiolarites, d'amphibolites, de dolérites et de radiolarites sont emballés au sein d'une matrice pélitique grise.

b) La série carbonatée

Une coupe tracée à l'Est du Xerovouni (fig. 45) permet d'observer la série carbonatée d'âge crétacé supérieur. En allant de l'Est vers l'Ouest, au Sud de la forteresse de Domokos, on observe la base de la série crétacée déjà signalée précédemment reposant sur l'ensemble de dolérites et de roches effusives de Domokos. Puis, pincé au sein d'un couloir délimité par des failles verticales de direction N 110, on remarque le flysch tertiaire interne composé d'une alternance de grès, de pélites et de rares bancs calcaires à Globigérines.

Sur le versant NE du Psilorachi, vers l'ancienne forteresse, la série carbonatée du Crétacé supérieur comprend du bas vers le haut :

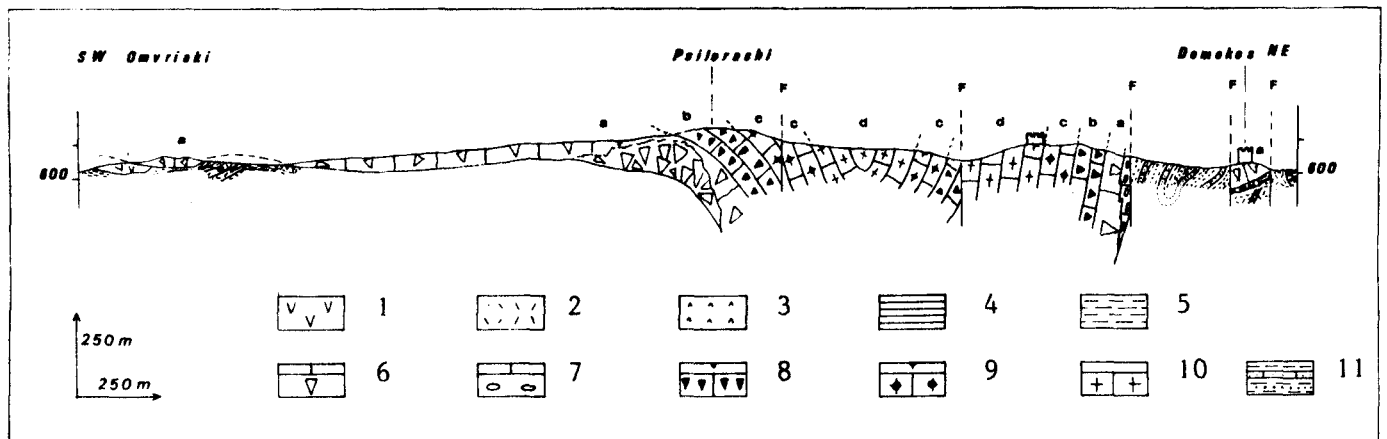


Fig. 45. - Coupe à l'Est du Xerovouni (26).

1. serpentinites ; 2. gabbros-dolérites ; 3. diabases et roches effusives ; 4. radiolarites ; 5. pélites ; 6. calcaires à Rudistes entiers ; 7. calcaires conglomératiques ; 8. calcaires à débris de Rudistes ; 9. calcaires algaires ; 10. calcaires cristallins ; 11. alternance pélito-gréseuse à bancs calcaires du flysch tertiaire interne.

- a : des calcaires massifs à Rudistes entiers et peu remaniés. Certains individus récoltés seraient peut-être d'âge cénomaniens : *Caprina* sp. (?). A la base de ces calcaires, on note la présence d'un conglomérat calcaire à galets décimétriques de radiolarites, de serpentinites et de roches effusives. Les recherches de microfaunes au sein du ciment sont restées vaines ;
- b : des calcaires à texture grumuleuse et à débris de Rudistes d'assez grande dimension. Certains horizons sont riches en radioles d'Oursins ou en Polypiers ;
- c : des calcaires gris, massifs, grumeleux à débris de Rudistes de petite taille. Certains niveaux sont particulièrement riches en Algues et en Polypiers ;
- d : des calcaires blancs, massifs, à débris de Rudistes de petite taille et dont certains niveaux présentent une microfaune du Maestrichtien : *Orbitoides media* D'Arch., *Siderolites calcitrapoides* Lamark, *Lepidorbitoides* sp. et *Globigerina* sp. Cette série est plissée en un synclinal d'axe N 110 et décalée par des failles verticales de direction N 160-170.

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-EOCENE INTERNE

L'ensemble de la série du Xerovouni correspond à des dépôts cénomaniens (?) à maestrichtiens. Il s'agit d'une série de calcaires d'aspect massif dont la base, transgressive sur les péridotites à l'Ouest et le complexe filonien à l'Est, débute par un petit conglomérat et se poursuit par un récif à Rudistes. Des calcaires à débris de Rudistes, d'Algues, de Polypiers, d'Echinodermes précèdent les niveaux à Orbitoïdes.

c) Le passage des calcaires du Crétacé supérieur au flysch tertiaire

L'observation des termes de passage entre les calcaires du Crétacé supérieur et le flysch tertiaire interne est assez délicate car en beaucoup de points, le flysch bute, par failles, contre les calcaires crétacés ; dans la région de Domokos, les affleurements correspondent, pour la plupart, à d'étroits fossés faillés, généralement de direction N 110. Cependant, le long de la route qui relie Domokos à Farsala, en se dirigeant vers le Nord, on peut observer la transition. Après de multiples petits "horsts" de calcaires crétacés recristallisés et des pincées de flysch, on observe du bas vers le haut (fig. 46) :

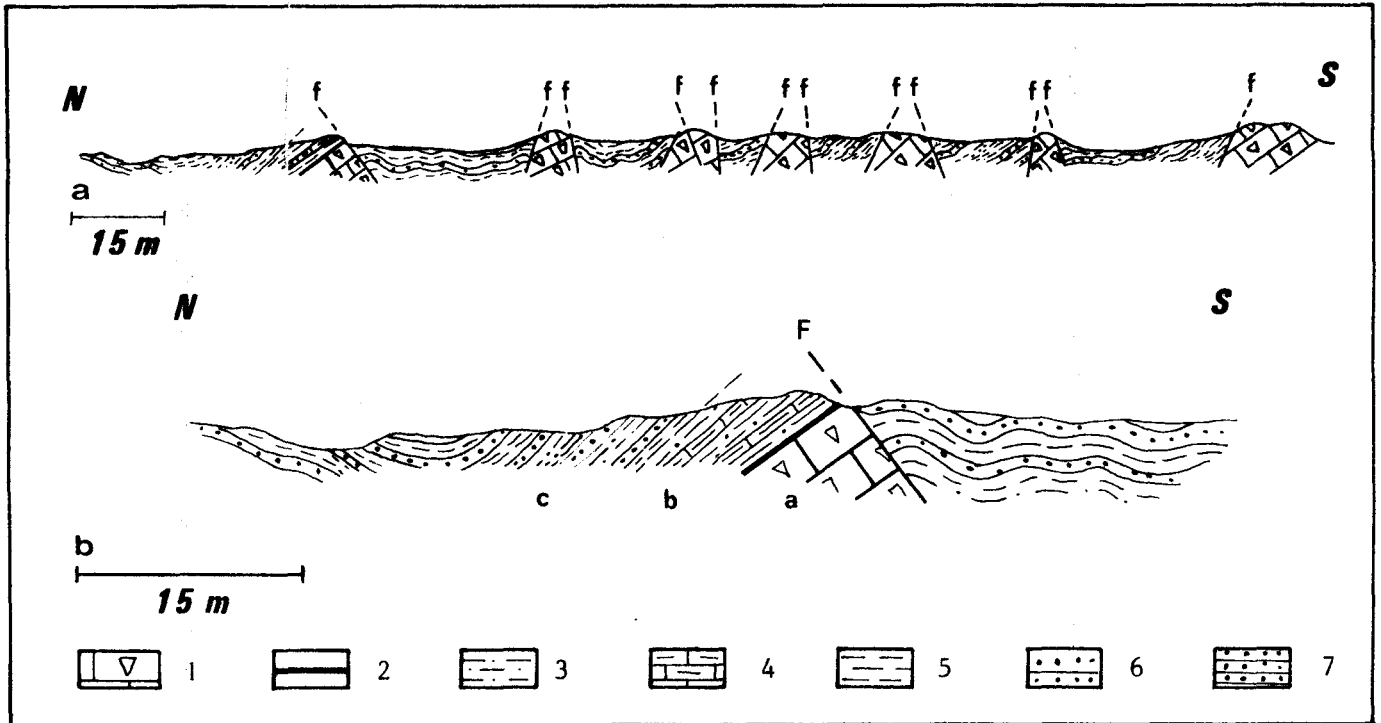


Fig. 46. - Coupe de la route Domokos-Farsala (27).

1. calcaires à débris de Rudistes ; 2. hard-ground millimétrique ; 3. pélites calcaro-gréseuses ; 4. calcaires marneux ; 5. pélites ; 6. grès ; 7. pélites gréseuses.

- a : les calcaires blancs, massifs, à texture grumuleuse du Crétacé supérieur. En plaque mince, une fine boue calcaire unit des éléments bioclastiques de Rudistes, de Polypiers, de débris algaires et de fragments d'Echinodermes et de Bryozoaires. Par ailleurs, ils contiennent : *Orbitoides media* D'Arch., *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitropoides* Lamark, *Globigerina* sp., *Clypeorbis* sp. ? et des débris de *Globotruncana* sp. qui indiquent un âge maestrichtien élevé. Après un petit hard-ground d'épaisseur millimétrique souligné par une importante oxydation, on passe à une boue calcaire plus fine, détritique, avec de petits quartz et : *Globigerina* sp., *Gümbelina* sp. qui évoque le Maestrichtien-Paléocène ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- b : une série peu épaisse (4 m) de pélites calcaires, parfois gréseuses, de couleur rose, qui comprend des bancs peu épais de calcaires détritiques. En lame mince, un ciment micritique et argileux unit des petits grains de quartz et contient une abondante microfaune composée de *Globigerina* sp., de rares organismes agglutinés (grains de quartz) et des débris de Rudistes peu nombreux ;
- c : une alternance de bancs gréseux décimétriques et de niveaux pélitiques moins épais où s'intercalent des bancs demi-décimétriques de calcaires détritiques. Ceux-ci contiennent des quartz abondants, de rares débris de Rudistes, de Bryozoaires, d'Echinodermes et des *Miliolidae*, des *Globigerinidae* qui évoquent le Paléocène.

Au niveau du col du Psilorachi de Domokos apparaissent encore les niveaux de flysch rouge paléocène. Toutefois, la transition entre les faciès calcaires du Crétacé supérieur et ces pélites calcaro-détritiques n'a pas été observée.

Cette coupe montre donc la continuité entre la série d'âge crétacé supérieur et le flysch tertiaire interne. La transition s'effectue par un hard-ground très peu épais et des pélites calcaro-détritiques.

III. CONCLUSIONS

a) Résumé des faits

Les coupes décrites dans le massif du Xerovouni de Domokos permettent de reconstituer la série du Crétacé supérieur-Paléocène. La base de la série repose à l'Ouest du Xerovouni sur une série d'affinité pélagique d'âge vraisemblablement jurassique supérieur-Crétacé inférieur et sur des péridotites serpentinisées tandis qu'à l'Est, près de Domokos, elle recouvre un complexe filonien (gabbros-dolérites-diabases) rapporté au complexe filonien de Metalleion (voir carte hors-texte). Près d'Omyriaki et de Makririachi, la série carbonatée d'âge Crétacé supérieur surmonte un complexe d'allure chaotique à blocs de serpentinites, de gabbros, de dolérites, d'amphibolites, de radiolarites, de roches effusives et de grès ; la série du Crétacé supérieur du Xerovouni est donc transgressive ainsi que l'ont exprimé C. RENZ (1927) et J. AUBOUIN (1959).

Les observations ont permis de reconstituer la colonne stratigraphique de la série carbonatée du Crétacé supérieur-Paléocène (fig. 47).

Après un horizon pélito-détritique rouge (a), la série débute avec des calcaires noduleux ou bréchiques parfois conglomératiques (b) ; quelques recurrences conglomératiques à éléments de radiolarites et de serpentinites sont encore observables dans les premiers bancs.

Ces calcaires noduleux sont surmontés de calcaires à Rudistes entiers (c) qui témoignent du démantèlement d'un récif réalisé presque sur place. Ces calcaires sub-récifaux sont recouverts par des calcaires à débris de Rudistes assez grossiers (d). En partie sommitale, la série comporte des niveaux riches en Polypiers, en radioles d'Oursins ou en Algues (e) qui passent ensuite à des calcaires cristallins blancs (f).

Des calcaires à Rosalines et Orbitoides (g) du Maestrichtien terminent la séquence carbonatée. Un mince hard-ground (h), souligné par des oxydes de fer, précède une série peu épaisse de pélites calcareuses roses et rouges à passées détritiques (i). De minces niveaux de calcaires à Globigérines du Paléocène s'intercalent dans la série. Vient ensuite l'alternance typique pélito-gréseuse du flysch tertiaire interne (j).

La limite supérieure du flysch n'est pas connue avec certitude, mais il est possible de lui fixer une limite supérieure maximale. En effet, près de Theopetra, le flysch tertiaire est recouvert localement par une série transgressive dont la base est d'âge lutétien supérieur (G. BIZON et al., 1968) et par la série détritique

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-EOCENE INTERNE

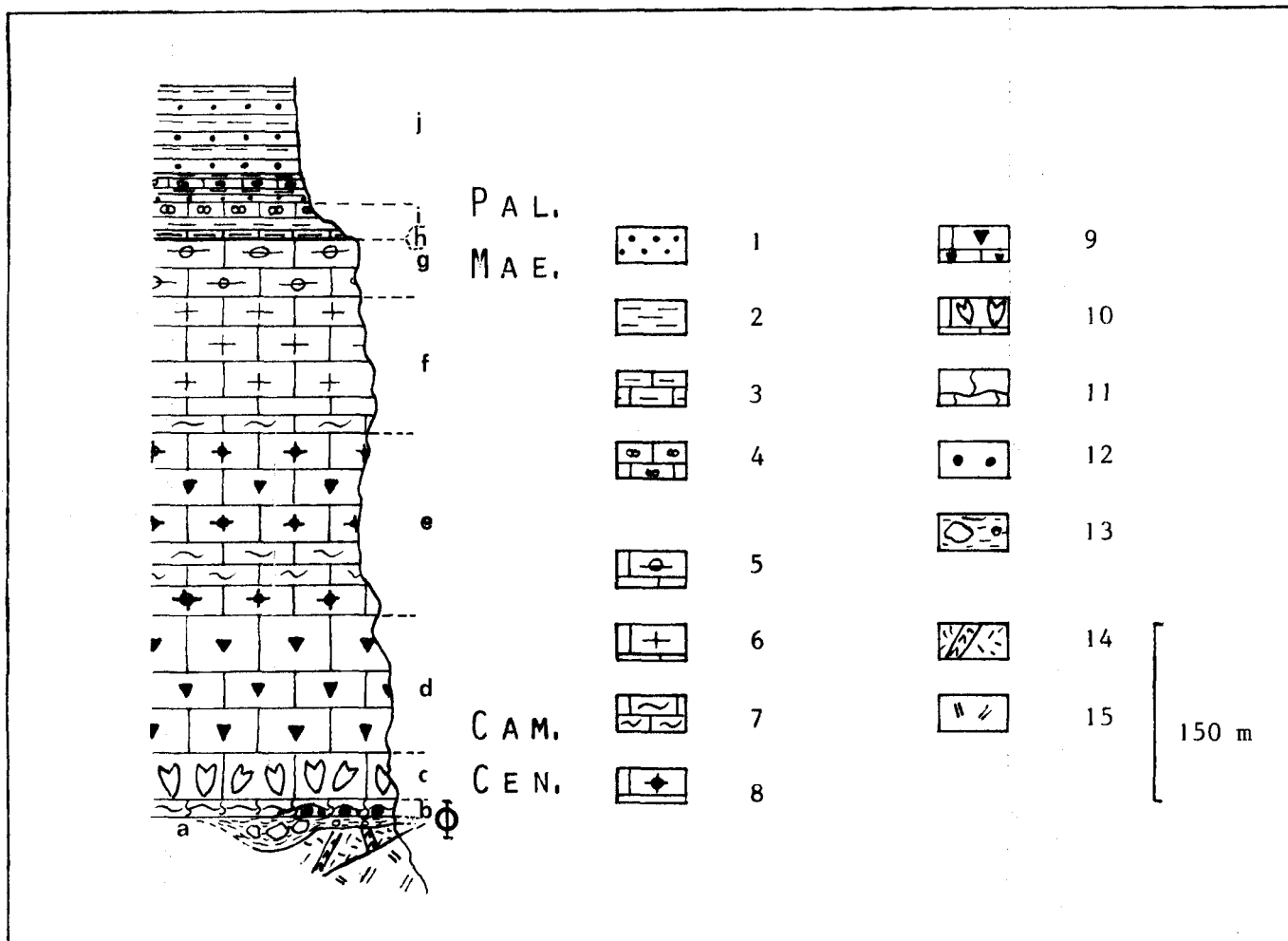


Fig. 47. - Reconstitution de colonne stratigraphique de la série d'âge crétacé-paléocène du Xerovouni.

1-2. flysch : 1. grès ; 2. pélites. 3-4. flysch rouge de base : 3. pélites calcaireuses ; 4. calcaires à Globigérines. 5-12. calcaires de la série du Crétacé supérieur : 5. à Orbitoides ; 6. cristallins massifs à petits débris de Rudistes ; 7. algaires ; 8. à Polypiers ; 9. microbréchiques à gros débris de Rudistes ; 10. à Rudistes entiers peu remaniés ; 11. noduleux à bréchiformes ; 12. conglomératiques à éléments de radiolarites et de serpentines. 13. pélites à éléments de radiolarites, serpentinites et roches effusives. 14-15. complexe ophiolitique : 14. complexe filonien ; 15. péridotites. PAL. Paléocène ; MAE. Maestrichtien ; CAM. Campanien ; CEN. Cénomaniens.

oligo-miocène d'Heptachorion dont les niveaux de base sont d'âge stampien (M. DALLONI, 1923 ; J.H. BRUNN, 1956 ; J.H. BRUNN et A. DESPRAIRIES, 1965 ; A. DESPRAIRIES, 1977 ; R. ARDAENS, 1978).

b) Signification structurale

En Othrys occidentale, la série carbonatée du Crétacé supérieur-Paléocène dont la base est d'âge campanien, repose simultanément sur :

- un complexe chaotique
- différentes unités du système tectonique ophiolitique
- une série d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur possible.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Par ailleurs, en Othrys occidentale et orientale, la série carbonatée du Crétacé supérieur recouvre les séries triasico-jurassiques et les ophiolites dont les rapports sont de nature tectonique. Il résulte donc de ces observations que la tectonisation des ophiolites et des séries triasico-jurassiques est d'âge anté-crétacé supérieur.

c) Signification paléogéographique

La série du Crétacé supérieur-Paléocène du Xerovouni est comparable à celle des Kassidiaris (J. AUBOUIN, 1959). En Othrys centrale et orientale, J. FERRIERE (1974) a montré l'existence d'une formation détritique de base débutant à l'Aptien ou au Cénoomanien et qui, bien représentée dans les secteurs orientaux, est peu épaisse ou absente à l'Ouest. Les pélites à éléments serpentineux, effusifs et radiolaritiques pourraient correspondre à des niveaux détritiques ou encore constituer un équivalent réduit des séries rythmiques rouges d'âge infra-crétacé supérieur observées dans le Vermion (J.F. PICHON, 1976).

Les faciès calcaires de faible profondeur d'Othrys occidentale se différencient des séries pélagiques et terrigènes d'Othrys centrale et orientale. Les données ici apportées confirment les schémas établis dans les Kassidiaris (J. AUBOUIN, 1959) et en Othrys (J. FERRIERE, 1974) qui montrent un approfondissement s'effectuant de l'Ouest vers l'Est.

Le passage de la série carbonatée au flysch semble s'effectuer de la même façon dans le massif du Xerovouni et en Othrys centrale, puisque en cet endroit les premiers niveaux marno-calcaires du Paléocène (*Miscellanea* sp. et *Globorotalia pseudomenardi* Bolli) succèdent aux calcaires microbréchiques maestrichtiens (C. BECK, 1972) ; toutefois, en Othrys occidentale, on se doit de remarquer l'existence d'un mince hard-ground entre les deux formations.

B. - LES SERIES SEDIMENTAIRES AU FRONT DES ZONES INTERNES

J. AUBOUIN (1957-1959) rattache l'ensemble des formations sédimentaires situées au Sud Ouest du chevauchement ophiolitique aux zones externes et en particulier aux zones isopiques pindique et ultrapindique. Malgré la complexité structurale et la difficulté de dresser des coupes de référence, cet auteur tente de reconstituer les séries à l'aide de séquences sédimentaires d'âges différents dissociées tectoniquement et se chevauchant les unes les autres. Il met ainsi en évidence une série pindique, qui n'est représentée dans le cadre du secteur considéré que par son flysch tertiaire, et une série ultrapindique comprenant la série d'âge jurassique-crétacé inférieur du Koziakas, la série du Crétacé supérieur du Thimiama et une alternance pélito-gréseuse d'âge éocène. Les termes de transition, bien qu'ils aient été pressentis, n'ont pas été décrits.

Depuis la découverte d'une série détritique tithonique-berriasienne (K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS, 1969 ; P. CELET et B. CLEMENT, 1971 ; J. TERRY et M. MERCIER, 1971), de nombreux affleurements, de même âge, ont été décrits à l'avant du chevauchement ophiolitique (P. CELET et al., 1976). L'homogénéité des faciès présentée par les séries d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur a conduit P. CELET et al. (1976) à les regrouper au sein d'une zone béotienne.

Lors de travaux antérieurs, j'ai montré (B. COURTIN, 1977, p. 155 ; P. CELET et al., 1978) l'existence d'une série continue depuis le Tithonique jusqu'au Paléocène comprenant la formation détritique d'affinité béotienne et une formation de type Thimiama. La découverte d'un flysch béotien disposé structurellement entre séries de type Koziakas et de type Thimiama (J. AUBOUIN et M. BONNEAU, 1977) et les travaux de P. JAEGER et P. CHOTIN (1978b) et P. JAEGER (1979) ont confirmé la continuité de cette série.

Ces différentes études ont conduit à reconsidérer les relations entre la série béotienne-Thimiama et la série du Koziakas. J. AUBOUIN et M. BONNEAU (1977) de même

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE AU FRONT DES ZONES INTERNES

que D. PAPANIKOLAOU et C. SIDERIS (1979) considèrent qu'il s'agit d'une série unique de signification ultrapindique. L'analogie de faciès entre la série de Koziakas et certaines séries d'Othrys centrale (J. FERRIERE, 1974b), la présence d'unités ophiolitiques disposées tectoniquement entre les séries du Koziakas et Thimiama béotiennes (B. COURTIN, 1977) et la possibilité de contacts tectoniques anté-crétacés (R. ARDAENS, 1978) conduisent P. CELET et al. (1978) à envisager que la série du Koziakas puisse appartenir à une zone interne. La découverte de terrains du Crétacé inférieur pincés tectoniquement dans la série du Koziakas (près du monastère d'Ayos Vissario) comparables à certains termes de la série béotienne amène P. JAEGER (1979a) et P. JAEGER et P. CHOTIN (1979b) à interpréter les séries du Koziakas et béotienne comme appartenant à une même aire de sédimentation ; ces auteurs maintiennent donc la signification ultrapindique de la série du Koziakas.

Dans le secteur d'étude, les différentes séries précédemment citées n'affleurent pas de façon continue au front des zones internes ; elles sont plissées et écaillées et leurs relations sont très souvent de nature tectonique. Une telle disposition ne permet de lever que des coupes fragmentaires dont certaines montrent cependant la transition stratigraphique entre les divers horizons des séries. Les coupes seront présentées par ordre chronologique de telle façon que la reconstitution des colonnes stratigraphiques puisse être réalisée ; en outre, elles permettront de considérer les relations structurales entre les diverses séries.

CHAPITRE I : LES SERIES CARBONATEES D'AGE JURASSIQUE

I. APERCU HISTORIQUE

Dans le massif du Koziakas, les premiers travaux sont dus à A. PHILIPPSON (1898) qui intègre la sous-zone du Koziakas au système plissé de Grèce orientale moyenne (fig. 5). C. RENZ (1930) note la présence de calcaires à Halobies dans la cluse du Portaïkos et distingue une unité occidentale à faciès pindique, d'une unité orientale interprétée comme une klippe de la nappe du Parnasse-Kiona. M. BLUMENTHAL (1931) envisage la possibilité que la série du Koziakas puisse représenter un passage de faciès à la série du Pinde. J. AUBOUIN (1959) montre que les radiolarites et les calcaires du Koziakas constituent une seule série d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur. J. FERRIERE (1974) puis P. SCANDONE et R. RADOICIC (1974) y décrivent des terrains d'âge triasique.

Au Nord du secteur considéré, près de Dafnospilia et de Sekklisa, J. AUBOUIN (1959) et E. SAVOYAT et N. LALECHOS (1969) signalent une alternance de calcaires et de radiolarites d'âge jurassique ; les calcaires sont graveleux et oolithiques et deviennent localement bréchiques avec des éléments de calcaires émoussés. Ils contiennent des débris d'Echinodermes, de Gastéropodes, de Polypiers et des Lagénidés, des Miliolidés, des Radiolaires et des Ostracodes.

Près du Sperchios, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) et J. FERRIERE (*in* P. CELET et al., 1976) interprètent les terrains de la colline Magoula comme le soubassement du flysch tithonique-berriasien d'Archanion ; l'âge jurassique est déduit par analogie de faciès.

II. DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES

Deux types de terrains jurassiques peuvent être distingués : les uns constituent la terminaison méridionale du Koziakas (calcaires oolithiques et radiolarites), les autres affleurent dans la colline de Magoula.

a) Les séries jurassiques à faciès Koziakas

Outre la série calcaire et radiolaritique du Kalojiros de Sekklisa et de Dafnospilia déjà connue, j'ai pu mettre en évidence l'existence d'une série de type Koziakas près de Loutro Kaitsa (fig. 48).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

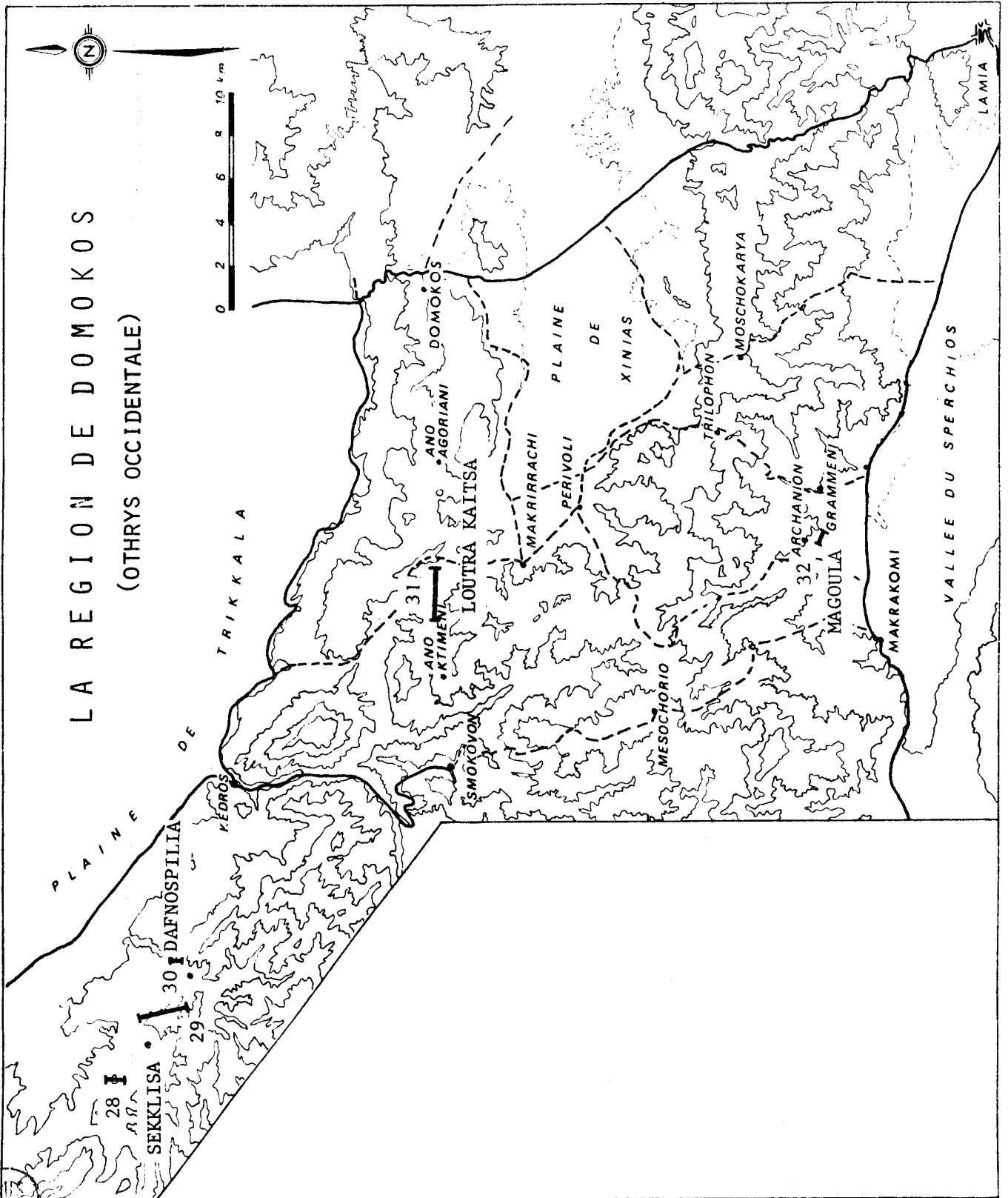


Fig. 48. - Localisation des coupes effectuées dans les séries Jurassiques au front des zones internes

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE AU FRONT DES ZONES INTERNES

1) Secteur de Sekklisa et Dafnospilia

Les massifs du Tuva, du Kalojiros et du Ierakovouni constituent la limite SW de la plaine de Trikkala.

11) Coupe du Tuva

Le massif du Tuva est constitué par une série plissée qui comprend, du Sud vers le Nord (fig. 49) :

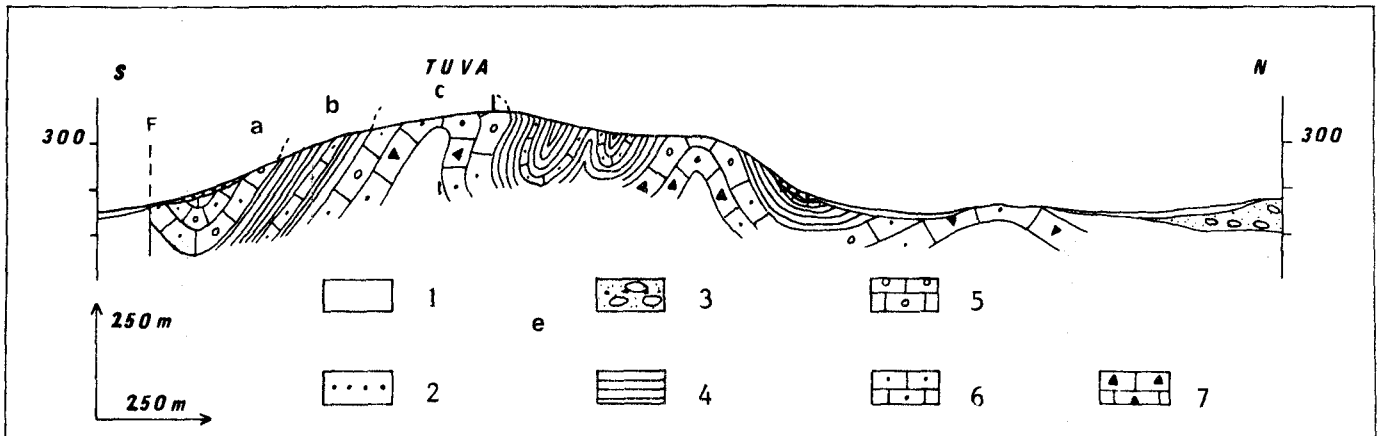


Fig. 49. - Coupe du massif du Tuva (28).

1. alluvions ; 2. éboulis ; 3. molasse oligo-miocène ; 4. radiolarites ; 5. calcaires oolithiques ; 6. calcaires graveleux ; 7. calcaires microbréchiques.

- a : des calcaires oolithiques et graveleux contenant des Lituolidés, des Texulariidés et *Trocholina* sp., *Protopenneroplis striata* Weynschenk du Dogger-Malm ;
- b : des radiolarites rouges comportant quelques bancs de calcaires graveleux ;
- c : des calcaires graveleux et oolithiques à silex brun-rouge, arrondis et alignés. Au sein d'un ciment sparitique à micro-sparitique, on distingue des gravelles sombres, cryptocristallines souvent de petite taille, des cristaux de calcite remaniés, des oolithes à structures rayonnantes ou concentriques dont les nuclei sont constitués d'éléments micrograveleux ou d'organismes. Localement, les faciès deviennent bréchiques avec des débris calcaires aux angles émoussés de taille variable, entre 1 et 5 cm.

Cette coupe montre l'existence d'une série à faciès Koziakas et en précise la lithologie.

12) Coupe du Kalojiros

Au Nord de Dafnospilia, en se dirigeant depuis le SE vers le NW, on observe (fig. 50A) tout d'abord un complexe à éléments ophiolitiques précédemment décrit (cf. fig. 36) puis la série jurassique plissée et faillée qui comprend :

- a : des calcaires microbréchiques, bréchiques, graveleux et sublithographiques, de couleur grise, à taches vertes ou jaunes de chlorite, qui comportent des amandes silexoïdes rouge-brun résistant davantage à l'érosion. Les calcaires bréchiques ou microbréchiques sont composés de débris de calcaires aux angles émoussés dont la taille varie entre 1 et 5 cm, disposés au sein d'une matrice microsparitique. Les calcaires fins sont constitués d'une micrite à fins débris de microfaune non identifiable ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- b : des calcaires graveleux et oolithiques également à amandes silexoïdes brunes. Au microscope, un ciment microsparitique unit des gravelles parfois enveloppées d'une écorce sphérolitique, des oolithes à structure sphérolitique totale ou limitée aux enveloppes périphériques. Les nuclei consistent en petites gravelles ou en débris d'organismes. On y observe des débris d'Echinodermes, des Textulariidés, des Lituolidés, des Miliolidés et des Verneuillidés associés à des éléments algaires. Certains échantillons renferment *Protopeneroptis striata* Weynschenk du Dogger-Malm ;

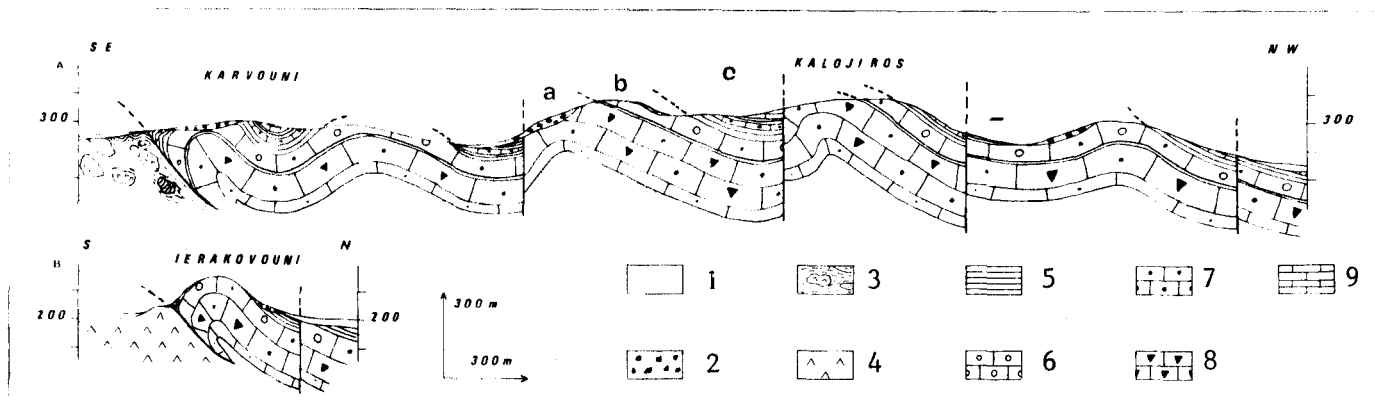


Fig. 50. - Coupe du Kalojiros (A : coupe 29) et coupe du Ierakovouni (B : coupe 30).

1. alluvions ; 2. éboulis ; 3. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; 4. péridotites serpentinisées ; 5. radiolarites ; 6. calcaires oolithiques ; 7. calcaires graveleux ; 8. calcaires bréchiq. et microbréchiq.

- c : des radiolarites de couleur rouge en bancs décimétriques et à débit en blocs parallélépipédiques aux arêtes coupantes. Au sein de ces radiolarites existent des passées de calcaires siliceux roses, finement lités et à grain fin.

Cette coupe précise la lithologie de la série jurassique et la position structurale de la série.

13) Coupe du Ierakovouni

Cette colline, sise à l'Est du massif précédent, est constituée de la même série présentant le même contenu paléontologique. Cette coupe (fig. 50B) se distingue par le fait que la série carbonatée repose cette fois sur des péridotites serpentinisées (unité harzburgitique de Dafnospilia-Paliouri). Le contact tectonique est indiqué par des calcaires écrasés et un faciès serpentinite à calcite de recristallisation de l'unité péridotitique.

2) Secteur de Loutra-Kaitsa

Une coupe effectuée depuis la vallée du Papitsa vers l'Est permet d'observer (fig. 51) :

- a : des ultramafites grenues serpentinisées où les pyroxènes à reflets gris-verts sont encore visibles. A la base du versant occidental de la vallée, des roches sont plus serpentinisées tandis que vers la cote 450, il s'agit de serpentinites typiques. Les péridotites correspondent à l'unité harzburgitique du Fournos Kaitsa ;
- b : la série sédimentaire jurassique composée de :
 - b₁ : radiolarites de couleur rouge, à passées de calcaires fins à Radiolaires mal conservés. Au sein de ces radiolarites se disposent parfois des bancs de calcaires oolithiques ;

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- b_2 : des calcaires oolithiques et graveleux à horizon radiolaritique. D'aspect massif, ils comportent des amandes de silex rouge-brun. Au microscope, un ciment sparitique à microsparitique unit des cristaux de calcite remaniés, des gravelles sombres cryptocristallines, des oolithes à structure rayonnante et concentrique dont les nuclei sont composés d'éléments micrograveleux ou de petits Textulariidés. On y reconnaît des débris de microfossiles dont des Lituolidés, des Textulariidés, des Miliolidés, des Algues ainsi que *Trocholina* sp. et *Protopenneroplis striata* Weynschenk qui indiquent le Dogger-Malm ;

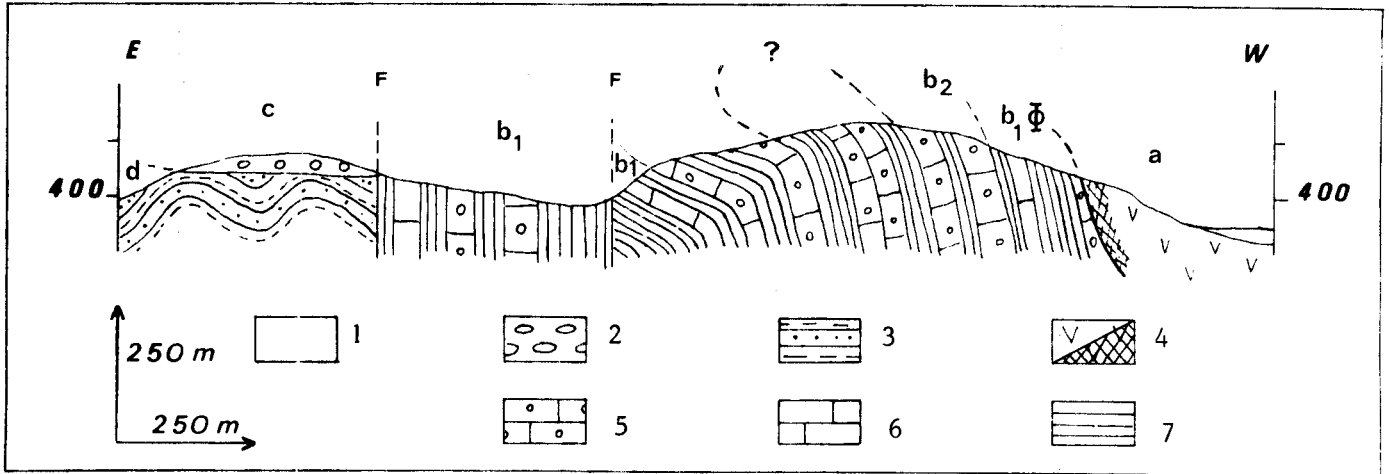


Fig. 51. - Coupe au Nord de Loutra-Kaitsa (31).

1. alluvions ; 2. molasse oligo-miocène ; 3. flysch éocène ; 4. péridotites et serpentinites ; 5. calcaires oolithiques ; 6. calcaires rouges à Radiolaires ; 7. radiolarites.

- c : des grès calcaireux jaunes et des conglomérats à ciment gréseux rapportés à la molasse oligo-miocène ;
- d : une alternance de pélites et de grès attribuée à un flysch tertiaire.

Cette coupe montre l'existence d'une série jurassique carbonatée et radiolaritique disposée structurellement sous les unités ophiolitiques.

b) La série de Magoula

Les pointements rocheux répartis sur la colline Magoula, près du Sperchios permettent d'en reconstituer la coupe (fig. 52) qui comprend :

- a : un ensemble de calcaires bioclastiques et microbréchiques. En plaque mince, on observe une matrice microsparitique à sparitique où se disposent des éléments variables de 1/2 à 1 cm de débris serpentinisés et radiolaritiques, de débris de calcaires micritiques, des intraclastes, de rares oncolites, des débris algaires, des débris d'organismes (Lituolidés, Textulariidés, Foraminifères) ainsi que *Trocholina* sp. (remaniée), *Pseudocyclamina* sp. ? et *Lenticulina* sp. ;
- b : des calcaires gréseux et des calcaires graveleux et bioclastiques fins. Ces derniers comportent des gravelles, de rares oolithes et des débris bioclastiques. On y reconnaît des Lituolidés, des Textulariidés et des débris algaires ainsi que *Protopenneroplis striata* Weynschenk et *Nautiloculina oolithica* Mohler. Les calcaires gréseux sont composés de particules détritiques (cristaux de calcite remaniés, débris serpentinisés, débris de ferromagnésiens altérés, petits quartz, opaques) disposées au sein d'une matrice microsparitique qui présentent quelques plages siliceuses.

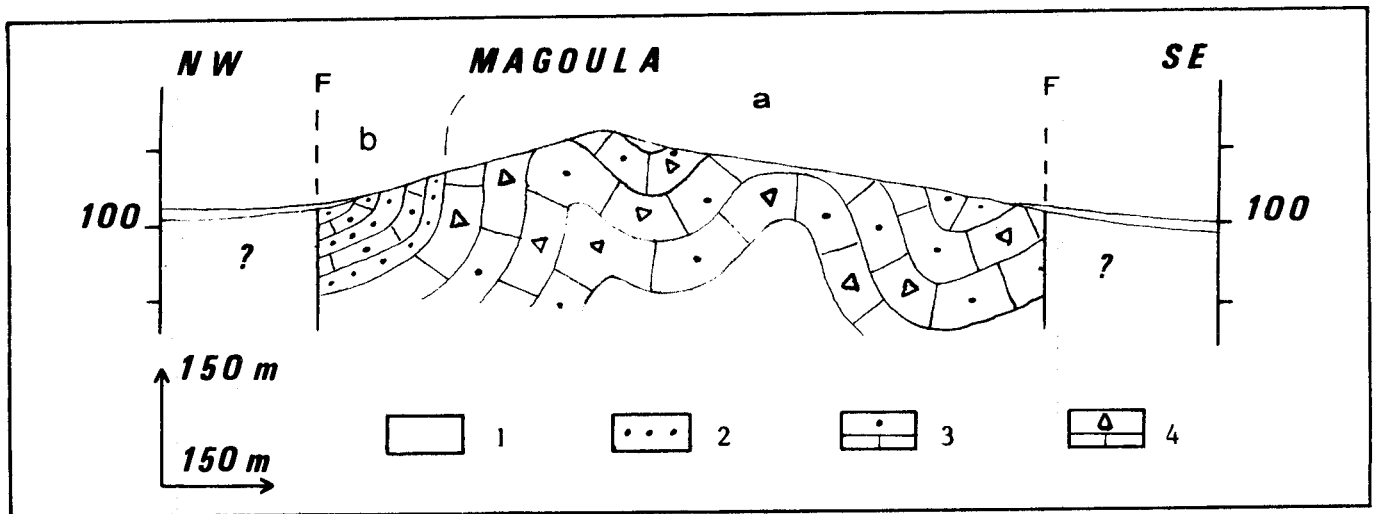


Fig. 52. - Coupe de la colline de Magoula (32).

1. alluvions ; 2. grès verts ; 4. calcaires bioclastiques ; 4. calcaires microbréchiques.

Les affleurements de la colline de Magoula montrent l'existence d'une série jurassique dont les faciès se distinguent de ceux de la série du Koziakas. On remarque la présence de débris serpentinisés et radiolaritiques et de grès calcaireux en partie supérieure.

III. CONCLUSIONS

a) Rappel des faits

Les coupes précédemment décrites permettent de reconstituer les séries jurassiques au front des zones internes (fig. 53).

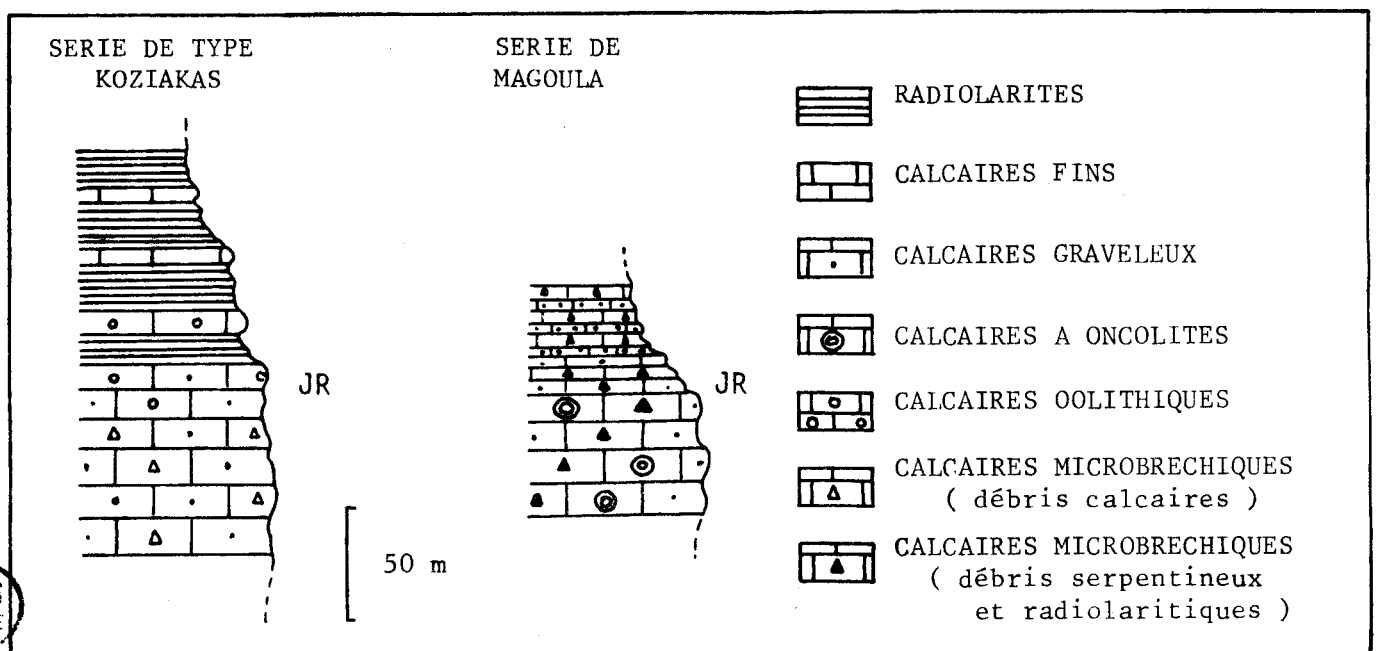


Fig. 53. - Reconstitution lithostratigraphique des séries jurassiques au front des zones internes.

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE AU FRONT DES ZONES INTERNES

Les séries de type Koziakas se différencient de la série de Magoula par la prédominance de calcaires oolithiques et de radiolarites ; les calcaires de Magoula comportent des éléments détritiques de radiolarites et de serpentinites et que la série comprend des calcaires gréseux et des grès verts friables, en partie supérieure.

b) Signification bathymétrique des séries jurassiques

Les faciès carbonatés (calcaires oolithiques et microbréchiques) correspondent à des faciès de haute énergie qui pourraient indiquer la proximité d'une plate-forme. La coexistence de radiolarites et de calcaires oolithiques dans les séries de type Koziakas peut sembler difficile à interpréter. Cette association des faciès néritiques avec des radiolarites est assez fréquente. Certains auteurs ont conclu que les radiolarites n'avaient aucun sens bathymétrique, E.F. DAVIS, 1918 et L. CAYEUX (1924) résolvait ce problème en admettant une grande instabilité du fond sous-marin soumis à des oscillations de grande amplitude. J. AUBOUIN (1959) évoque une origine allochtone des sédiments carbonatés sous l'effet de courants de turbidité sur le flanc des hauts-fonds. La signification bathymétrique des radiolarites a déjà été évoquée précédemment lors de l'étude des séries triasico-jurassiques des zones internes. Leur présence au sein des séries du Koziakas peut s'éclairer avec les conclusions de M. STEINBERG et al. (1977) : le développement de faciès siliceux ne nécessite ni un éloignement des côtes très important, ni une bathymétrie considérable.

La série de Magoula comporte des calcaires microbréchiques à débris serpentiniens et radiolaritiques ; la présence de ces derniers dans des faciès néritiques (calcaires à oncolites, oolithes, gravelles) conduit à penser que des débris, issus d'une tectonisation précoce de l'ensemble ophiolitique, parviennent au sein d'une aire de sédimentation voisine d'une plate-forme.

c) Affinités paléogéographiques

La comparaison des faciès des séries du Koziakas et de Magoula conduit à les séparer, ces séries devant être au moins spatialement distantes au sein d'une même aire paléogéographique.

1) Significations paléogéographiques des séries de type Koziakas

Compte tenu de l'extension géographique restreinte et de l'intervalle de temps limité que représente la série type reconstituée, il apparaît illusoire, en l'absence de considérations structurales, d'envisager une appartenance paléogéographique des séries de type Koziakas. Les arguments stratigraphiques permettent d'envisager deux hypothèses.

11) 1^{re} hypothèse : signification externe

Les travaux récents (B. COURTIN, 1977 ; P. JAEGER et P. CHOTIN, 1978a ; P. JAEGER, 1979a) montrent que les séries du Koziakas et les séries du Thimiama doivent être séparées de telle sorte que la notion de série ultrapindique, telle que J. AUBOUIN (1959) l'a définie, doit être nuancée. La découverte de niveaux crétacés inférieurs dans le massif du Koziakas incite P. JAEGER (1979a) à envisager une signification externe. Toutefois, cet auteur admet la possibilité d'une tectonique d'âge anté-crétacé supérieur alors que depuis J.H. BRUNN (1956), les zones externes helléniques sont distinguées des zones internes par l'existence, au sein de ces dernières, d'une orogénèse d'âge anté-crétacé supérieur. Cette hypothèse ne repose donc que sur une comparaison de faciès des termes du Crétacé inférieur des séries du Koziakas et de la série béotienne. Si les calcaires microbréchiques post-valanginiens sont directement associés aux radiolarites et aux calcaires oolithiques du Koziakas, cette série ne peut donc représenter le soubassement du flysch béotien et donc sa signification ne peut être que plus interne par rapport à la série béotienne.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

12) 2e hypothèse : signification interne

Cette affinité paléogéographique a été évoquée par P. CELET et al. (1978) lors d'une comparaison entre série de type Koziakas et série du Vardoussia. Militent en faveur de cette hypothèse des arguments faciologiques et structuraux ; toutefois, la découverte de brèches du Crétacé inférieur dans cette série du Koziakas (P. JAEGER, 1979) remet en cause certains de ces arguments structuraux.

2) La série de Magoula

Compte tenu de la lithologie décrite, on peut penser, comme K.E. KOCH et H.J. NICOLAUX (1969) et J. FERRIERE (*in* P. CELET et al., 1976) que la série de Magoula constitue une partie du soubassement du "flysch" tithonique-berriasien d'Archanion mais on peut également envisager une signification interne de ces niveaux puisqu'ils sont très comparables aux horizons carbonatés détritiques des séries de Grammeni et même de Profitis Ilias (cf. supra). La position structurale de cette série et l'analogie entre les grès verts de Magoula et ceux du "flysch" tithonique-berriasien d'Archanion conduisent à considérer cette série comme le terrain d'une zone où s'est individualisé le sillon béotien à partir du Tithonique. Peut-être s'agit-il là d'un secteur distal du domaine paléogéographique correspondant aux séries de type Koziakas.

d) Conclusion

Les descriptions lithostratigraphiques effectuées ici ne permettent pas de montrer une appartenance définitive de ces séries à l'une des zones isopiques helléniques. Le domaine paléogéographique dont elles témoignent pourrait être en relation avec la zone du Pinde à l'Ouest et la zone maliaque à l'Est.

CHAPITRE II : LES SERIES DU JURASSIQUE SUPERIEUR-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

I. HISTORIQUE

La découverte de terrains du Tithonique-Berriasien au front des zones internes a déjà été évoquée précédemment ; dans les limites géographiques du secteur considéré, des séries de cet âge ont été décrites, notamment près d'Archanion où K.E. KOCH et H.J. NICOLAUX (1969) et J. FERRIERE (*in* P. CELET et al., 1976) signalent l'existence d'une alternance de calcaires marneux et de grès d'âge tithonique (traces d'animaux fouisseurs, *Aptychus* et *Calpionelles*) ; près de ce même village, ils évoquent l'âge crétacé inférieur des terrains du Stathmos sans toutefois le préciser paléontologiquement.

J. FERRIERE (*in* P. CELET et al., 1976) montre l'âge berriasien de l'alternance calcaires marneux-grès d'Archanion par des *Calpionelles* et envisage un âge crétacé inférieur à cénomaniens pour les terrains de Stathmos. Près de Perivoli (Dereli), ce même auteur décrit une nouvelle série d'âge berriasien et signale l'existence de calcaires à débris d'*Orbitolines* ; toutefois, "leur appartenance aux zones subpélagonienne ou béotienne n'a pu être déterminée".

Lors de travaux antérieurs (B. COURTIN, 1977), j'ai montré la présence de terrains d'âge tithonique-berriasien près de Kato Ktimeni et albo-aptien près de Smokovon qui seront repris en détail.

II. LES OBSERVATIONS

Les séries ne seront pas décrites par horizons chronostratigraphiques mais par affinités d'affleurement en raison des associations structurales et en vue de la constitution des séries lithostratigraphiques.

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

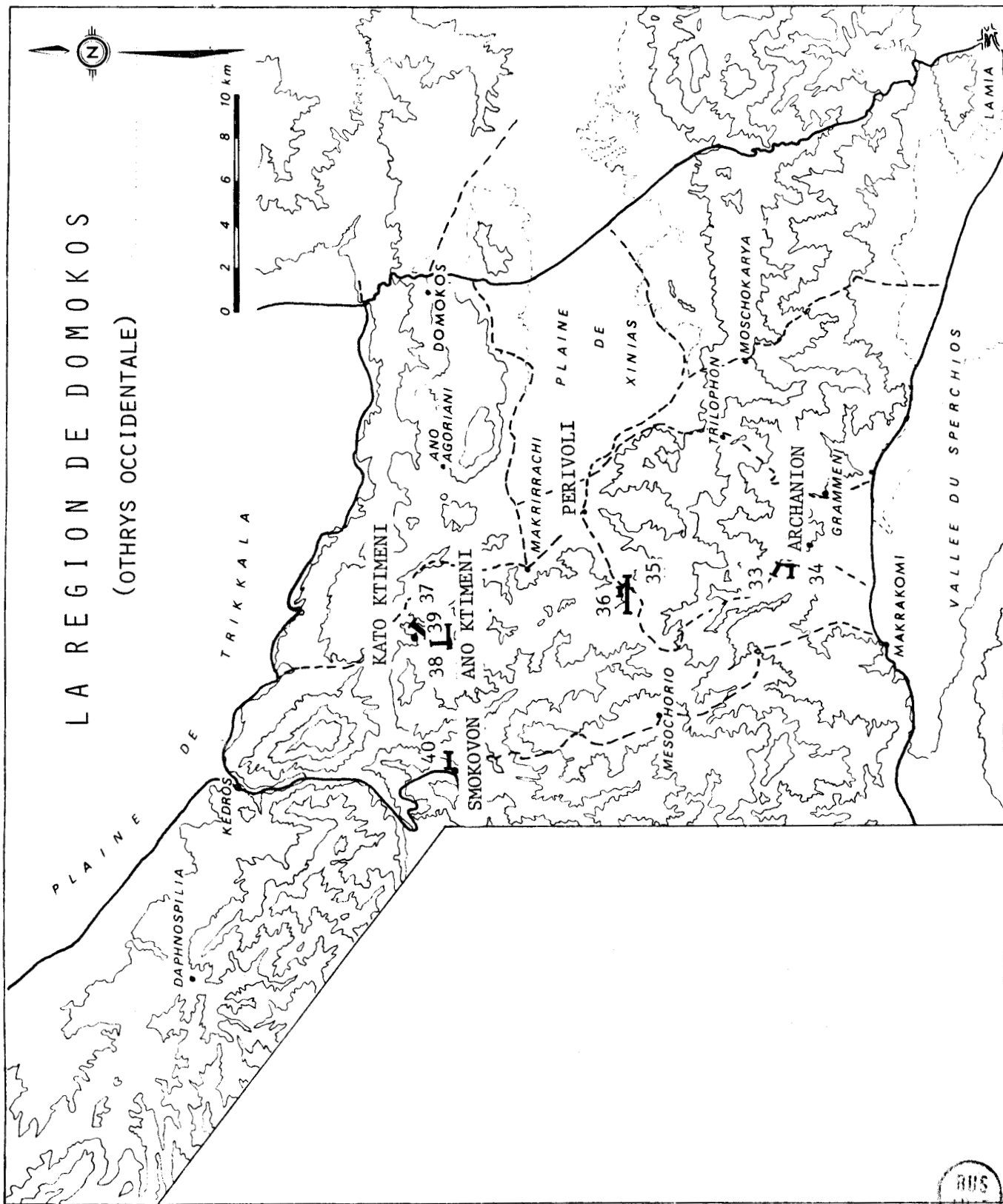


Fig. 54. - Localisation géographique des coupes effectuées dans les séries Jurassique à Cénomaniennes au front des zones internes.

a) Le secteur d'Archanion

Les coupes effectuées (fig. 54) ont pour but de préciser les différents horizons chronostratigraphiques et présenter les structures.

1) Coupe dans la vallée de Rouza Réma

En suivant le lit de la rivière depuis le SE vers le NW, on rencontre successivement (fig. 55) :

- un ensemble de péridotites serpentinisées qui repose en contact anormal sur la formation suivante ;
- une série sédimentaire plissée qui comprend, de l'Est vers l'Ouest :

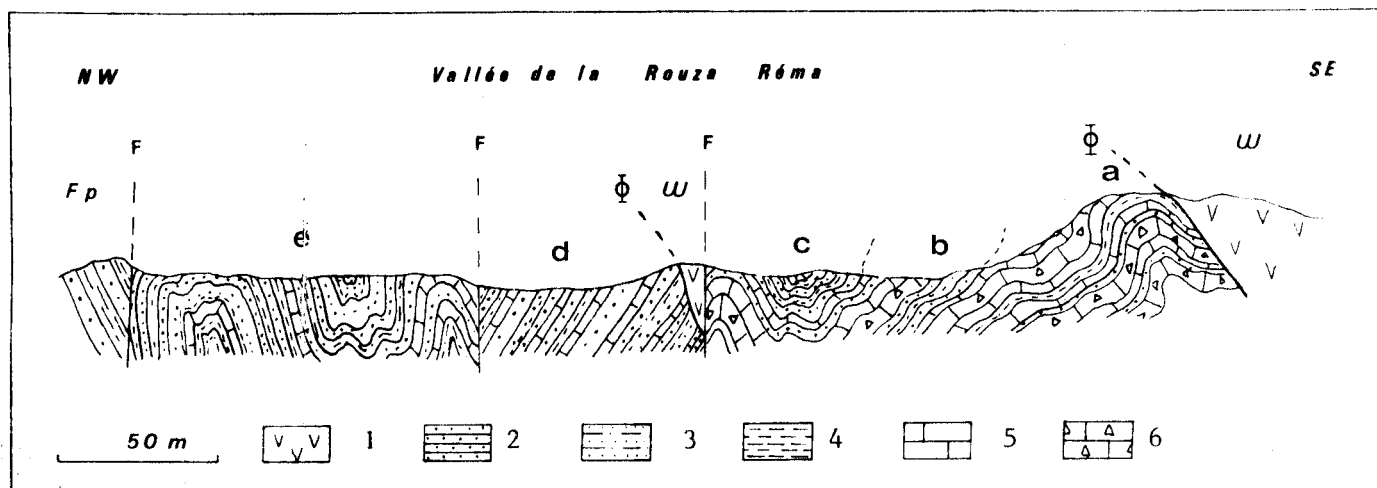


Fig. 55. - Coupe dans la vallée de la Rouza Réma (33).

1. péridotites serpentinisées ; 2. grès ; 3. pélites gréseuses ; 4. pélites ; 5. calcaires marneux ; 6. calcaires microbréchiqes.

- a : une alternance de grès, de pélites, de calcaires marneux et de calcaires microbréchiqes. Les grès, de teinte brune, jaune ou verte, se présentent en bancs de 10 à 40 cm d'épaisseur ; ils sont constitués d'un ciment très fin qui enveloppe d'abondants grains de quartz anguleux, des débris de radiolarites, de serpentinites et de roches effusives, des débris calcitiques et micritiques et des opaques. Certains bancs sont plus grossiers et comportent généralement davantage de débris radiolaritiques et de roches effusives, il s'agit alors de greywackes ; d'autres où la dimension des grains est plus petite, sont plus riches en grains de quartz ; on y observe parfois des grenats et des minéraux micacés peu abondants. Les pélites sont de teinte brune ou grise et remanient parfois des éléments de quartz, de radiolarites et de roches éruptives. Les calcaires microbréchiqes se présentent souvent en bancs pluri-décimétriques ; une matrice microsparitique unit des éléments remaniés : calcaires fins parfois à Calpionelles, roches éruptives (serpentes) et roches effusives, grains de quartz anguleux et débris de radiolarites en proportion assez variable. Les calcaires marneux sont de teinte grise, rose ou lie-de-vin et se présentent en bancs souvent peu épais (5 cm) dont certains comportent des zones silicifiées. En plaque mince, il s'agit de micrites parfois à Radiolaires mais le plus souvent à Calpionelles. Les échantillons prélevés ont livré (détermination personnelle) *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella* gr. *elliptica* Cadish et *Crossicolaria parvula* (Remane) qui indiquent un âge tithonique supérieur-berriasien inférieur ;

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- b : une alternance de grès, de pélites et de calcaires marneux qui contiennent, dans la partie inférieure *Calpionella alpina* Lorenz (petite forme), *Calpionella elliptica* Cadish, *Globochaete alpina* Lombard et *Nannoconus* sp. et dans la partie supérieure, *Lorenziella hungarica* (Knauer et Magy), *Lorenziella pseudoserrata* Col., *Calpionellopsis oblonga* (Cadish), *Tintinopsella longa* (Col.) et *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.) qui indiquent le Berriasien moyen et supérieur ;
- c : une alternance analogue à celle signalée auparavant (a). A la surface des bancs de calcaires marneux, on observe parfois des traces d'animaux fousisseurs déjà signalés par K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) (*Muensteria*, *Lorenzina*, *Protopaleodictyon*) ;
- d : une faille verticale répète la superposition péridotites serpentinisées sur l'alternance de calcaires marneux, grès, pélites gréseuses. Les calcaires comportent *C. alpina* (petite forme) et *C. elliptica*. Plus à l'Ouest, à la surface des bancs gréseux, on trouve, en position normale, des *Aptychus* déjà décrits par K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS : *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel, Trauth), *Lamellaptychus lamellosus* (Park, Trauth), *Lamellaptychus kaumbergensis* Trauth et *Lamellaptychus inflexicostata* Trauth d'âge tithonique-berriasien basal ;
- e : une alternance de grès, calcaires marneux, pélites, analogue à *Aptychus* et à calcaires marneux à Calpionelles. Elle est limitée à l'Ouest par une faille.

- Vient ensuite l'alternance de bancs décimétriques de grès micacés et de pélites grises à faciès flysch tertiaire.

Cette coupe montre l'existence de niveaux d'âge tithonique à berriasien supérieur, disposés tectoniquement entre des unités ophiolitiques à l'Est et de flysch tertiaire à l'Ouest. La polarité de la série paraît normale.

2) Coupe du mont Stathmos



Au niveau du mont Stathmos, les terrains éocrétaqués sont disposés structurellement sous les roches effusives triasiques et l'ensemble ophiolitique et sur le flysch tertiaire ; les contacts tectoniques sont oblitérés par des failles verticales. La série d'âge éocrétaquée est elle-même divisée en deux unités tectoniques superposées où l'on peut reconnaître (fig. 56) :

- a : une alternance de grès, de pélites, de calcaires microbréchiques et de calcaires marneux. Le plus souvent, ces derniers sont désagrégés en surface jusqu'à 1 m de profondeur en une sorte de matériel crayeux qui a d'ailleurs été exploité par les habitants d'Archanion pour blanchir les maisons. Certains échantillons plus frais ont livré *C. alpina* (petite à long col), *C. elliptica* et *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy d'âge berriasien moyen ;
- b : une alternance de grès, de calcaires microbréchiques et de calcaires marneux gris. Ces derniers comportent des petits quartz ou des débris centimétriques de calcaires microbréchiques à débris de radiolarites, de roches effusives et de serpentinites. La pâte micritique enveloppe des Calpionelles (dét. personnelle) : *T. carpathica*, *T. longa*, *Remaniella cadishiana* (Col.) et *Amphorellina subacuta* (?) (Col.) qui sembleraient indiquer un âge berriasien supérieur-valanginien (?) ;
- c : une série de grès, de calcaires microbréchiques et de calcaires marneux qui se distingue de l'alternance précédente par une proportion plus importante de grès, de grès grossiers et la richesse en particules détritiques des calcaires marneux. Certaines microbrèches calcaires comportent des éléments de radiolarites, de serpentines, de roches effusives et de calcaires micritiques à Calpionelles avec notamment *R. cadishiana*, *Calpionellites darderi* (Col.) et *Calpionellopsis oblonga* (Cadish). Cette microbrèche apparaît donc d'âge post-berriasien supérieur-Valanginien.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

D'autres microbrèches contiennent également des galets à Calpionelles et *Tubiphytes morronensis* Crescenti. Au sommet de la série, on note des microbrèches à débris de Rudistes et *Orbitolina* sp. à cachet albien supérieur-cénomannien (d'après E. Fourcade) qui passent ensuite à des conglomérats (débris de radiolarites et de serpentinites) qui contiennent des Rudistes roulés et des Orbitolinidés qui, d'après E. Fourcade, évoquent le Vracono-Cénomannien.

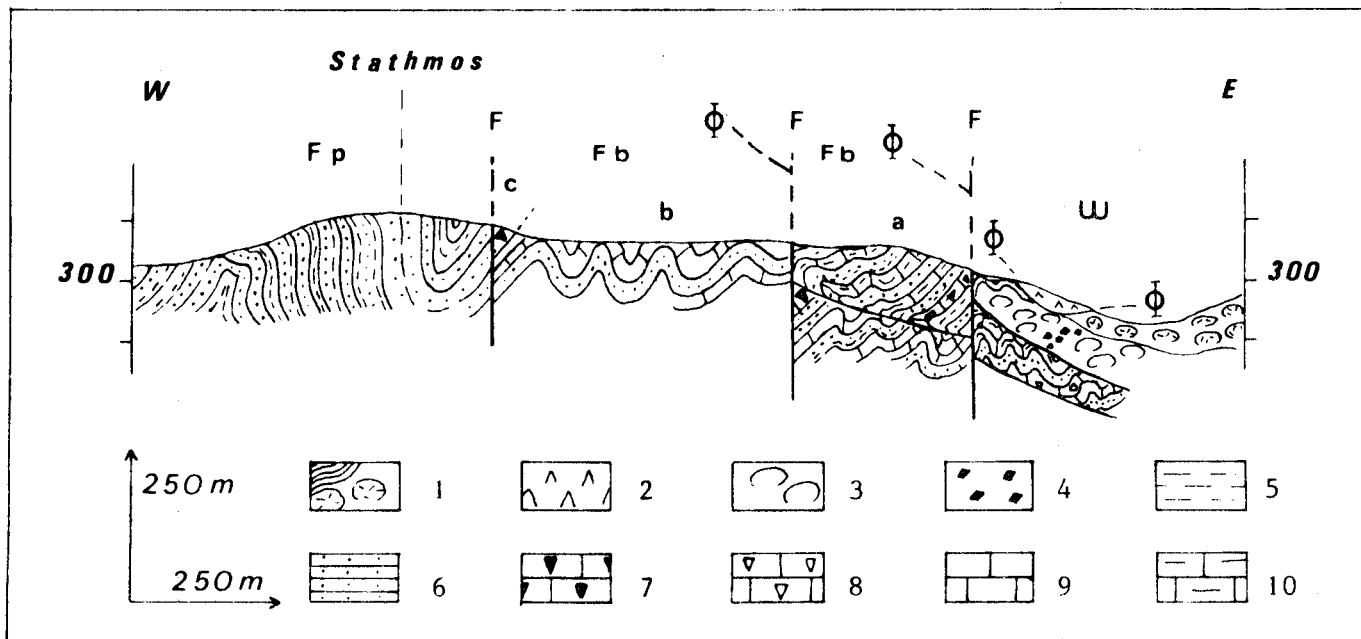


Fig. 56. - Coupe du mont Stathmos (34).

1-2. ophiolites : 1. pillow-lavas et radiolarites (unité ophiolitique de Fourca) ; 2. péridotites serpentinisées. 3-4. pillow-lavas triasiques de Tourla : 3. pillow-lavas ; 4. brèches de pillow. 5-10. "Flysch" tithonique éocrétacé : 5. pélites ; 6. grès ; 7. calcaires conglomératiques à débris de Rudistes ; 8. calcaires microbréchiques à débris de radiolarites et de Roches Vertes ; 9. calcaires micritiques ; 10. calcaires marneux. Fp. flysch du Pinde ; Fb. "flysch béotien" ; ω . ophiolites.

Malgré une tectonique tangentielle et une tectonique cassante, cette coupe permet d'identifier divers horizons ou intervalles chronostratigraphiques, à savoir, par ordre chronologique : le Tithonique supérieur-Berriasien inférieur, le Berriasien moyen, le Berriasien supérieur-Valanginien, l'Albien supérieur-Cénomannien et le Vracono-Cénomannien.

b) Le secteur de Perivoli (Dereli dans l'ancienne appellation)

Progressant de l'Est vers l'Ouest et le Psilo Kotroni, on observe un système d'écaillés développé au front du chevauchement ophiolitique (fig. 57).

Il s'agit successivement :

- a : des péridotites et de serpentinites (unité du Mega Isoma) ;
- b : des calcaires oolithiques et graveleux à oncolites qui contiennent des Lituolidés et des Textulariidés ; le microfaciès évoque le Jurassique ;
- c : des dolérites (texture subophitique à plagioclases, amphiboles, clinopyroxènes, opaques) ;
- d : une alternance de pélites, de grès, de calcaires microbréchiques à éléments de radiolarites et de serpentinites et des calcaires marneux (fig. 58). Les différents faciès sont analogues à ceux décrits dans les coupes précédentes. Les

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

calcaires marneux contiennent *C. alpina*, *C. elliptica*, *T. carpathica*, *Remaniella dadayi* (Knauer), *R. cadishiana*, *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiosphaera moluccana* Wanner et *Nannoconus* sp. qui indiquent le Berriasien moyen et supérieur ;

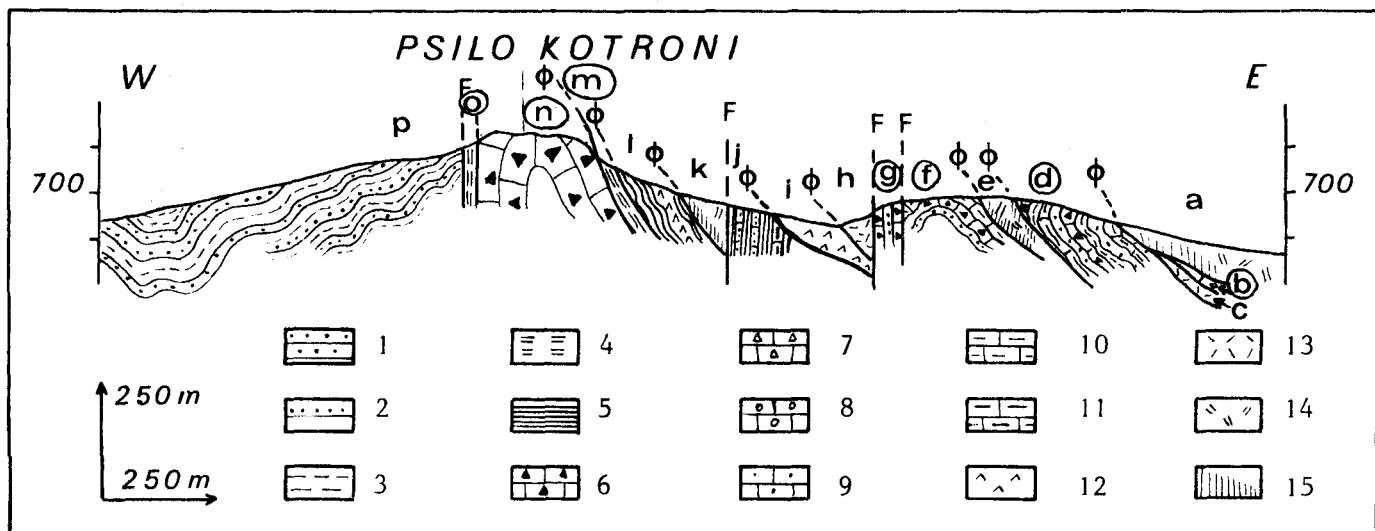


Fig. 57. - Coupe du Psilo Kotroni (Perivoli - 35).

1. grès ; 2. pélites gréseuses ; 3. pélites ; 4. shales ; 5. radiolarites ; 6. calcaires bréchiques (débris de Rudistes) ; 7. calcaires microbréchiques (débris de radiolarites et de serpentinites) ; 8. calcaires oolithiques ; 9. calcaires graveleux ; 10. calcaires marneux ; 11. calcaires à silex ; 12. roches effusives ; 13. dolérites ; 14. péridotites ; 15. serpentinites.

(Les termes concernant la série berriasienne-éocrétacée ont été entourés).

- e : des serpentinites ;
- f : une alternance de grès, de calcaires microbréchiques et de calcaires marneux gris. Les affleurements ne permettent pas une description lithologique détaillée. Les calcaires marneux contiennent *Hedbergella* sp. qui indiquerait un âge aptien-albien ;
- g : des grès jaunes et des calcaires beiges microbréchiques à débris de Rudistes. Au microscope, E. Fourcade et J.M. Vila ont reconnu : *Orbitolina* sp., *Favusella washitensis* Carsey, *Rotalipora* gr. *appennica* et *Pithonella* sp. qui indiquent un âge vraconien à cénomaniens inférieur ;
- h : des dolérites ;
- i : des roches effusives ;
- j : des calcaires à filaments et contenant des Conodontes parfois à passées graveleuses. Vers l'Ouest, ils passent à des calcaires graveleux ;
- k : des serpentinites ;
- l : des roches effusives et des radiolarites ;
- m : des calcaires lie-de-vin, associés à des grès calcaires ; les calcaires contiennent (détermination E. Fourcade) : *Colomiella recta* Bonnet, *Colomiella mexicana* Bonnet et *Lithocodium* sp. qui indiquent un âge aptien supérieur à Vraconien ;
- n : des calcaires microbréchiques à débris de radiolarites et de Roches Vertes. Ils constituent le sommet du Psilo Rachi. En lame mince, ils contiennent (détermination E. Fourcade) : *Orbitolina* sp. et *Pithonella* sp. et des débris de Rudistes qui indiquent un âge vracono-cénomaniens ;

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DOMOKOS

- o : à nouveau, des niveaux semblables à (m) qui semblent affectés par une faille verticale ;
- p : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire.

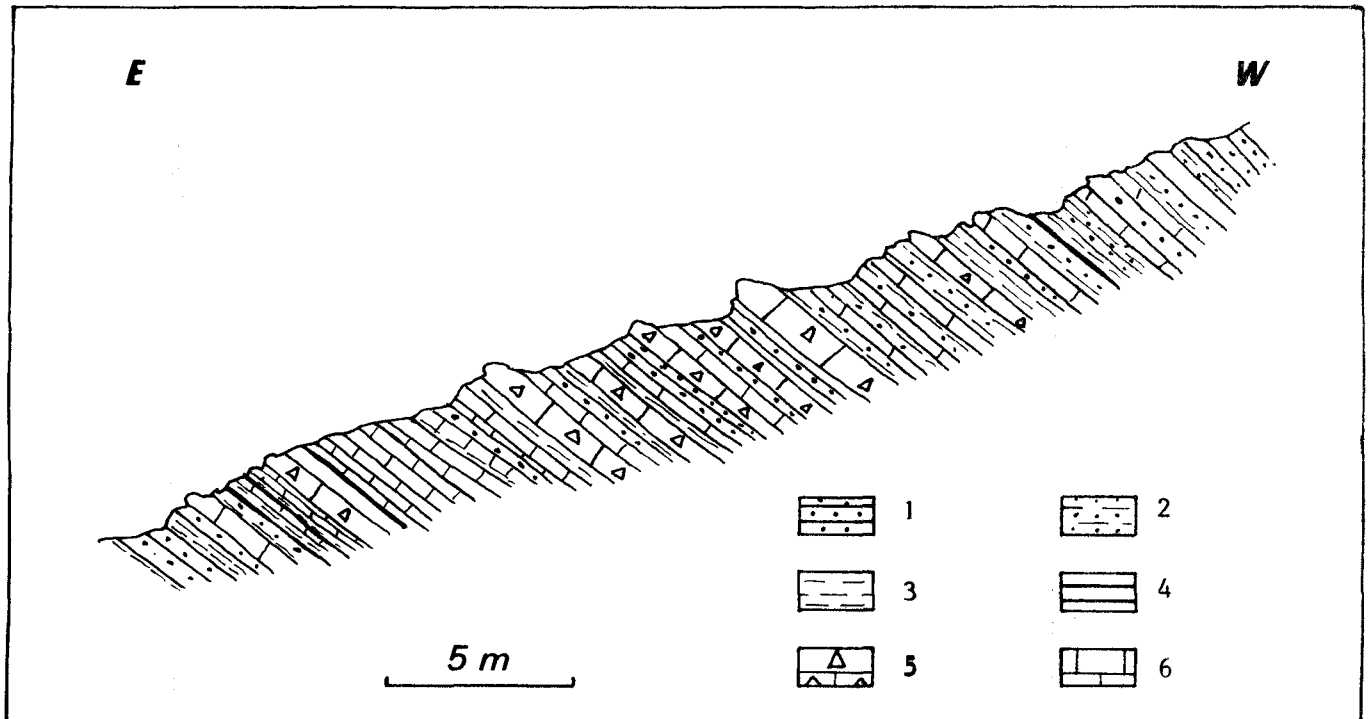


Fig. 58. - Coupe lithologique des terrains berriasiens de Perivoli (36).

1. grès ; 2. pélites gréseuses ; 3. pélites ; 4. niveaux siliceux ; 5. calcaires microbréchiques ; 6. calcaires marneux.

Cette coupe montre un dispositif en écaillés développé à l'avant du chevauchement ophiolitique où sont impliqués des termes de l'édifice ophiolitique, des terrains triasico-jurassiques et différents horizons chronostratigraphiques d'une série d'âge berriasien à cénomanien où ont été reconnus : le Berriasien moyen et supérieur, l'Ap-tien-Albien, l'Albien supérieur-Vraconien et le Vracono-Cénomaniens.

c) Le secteur de Kato Ktimeni et de Ano Ktimeni

1) Coupe au Nord de Kato Ktimeni

Au front du chevauchement ophiolitique, près de Kato Ktimeni, les formations rencontrées du NE vers le SW sont (fig. 59) :

- a : des péridotites serpentinisées et des serpentinites. Légèrement plus à l'Est, on doit remarquer l'existence d'une écaillé à matériel carbonaté oolithique et graveleux comportant des Lituolidés, des Textulariidés et *Protopeneroptis striata* Weynschenk du Dogger-Malm ;
- b : des roches effusives et des radiolarites ;
- c : des brèches tectoniques à éléments ophiolitiques (laves, serpentinites, radiolarites) ;
- d : des serpentinites ;
- e : une série sédimentaire composée :
 - de pélites et de grès ;

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- d'une alternance de pélites, de grès et de calcaires marneux beiges à : *Crassicolaria parvula* Remane, *C. massutiniana* (Col.) et *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.) du Tithonique supérieur ;
- d'une alternance de calcaires gréseux beiges et de calcaires marneux roses. Ces micrites comportent : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish, *Calpionellopsis ferasini* (Catalano), *T. carpathica* (Murg. et Fil.) et *Stomiosphaera* gr. *moluccana* du Berriasien moyen ;
- f : une alternance pélites-grès à faciès flysch tertiaire.

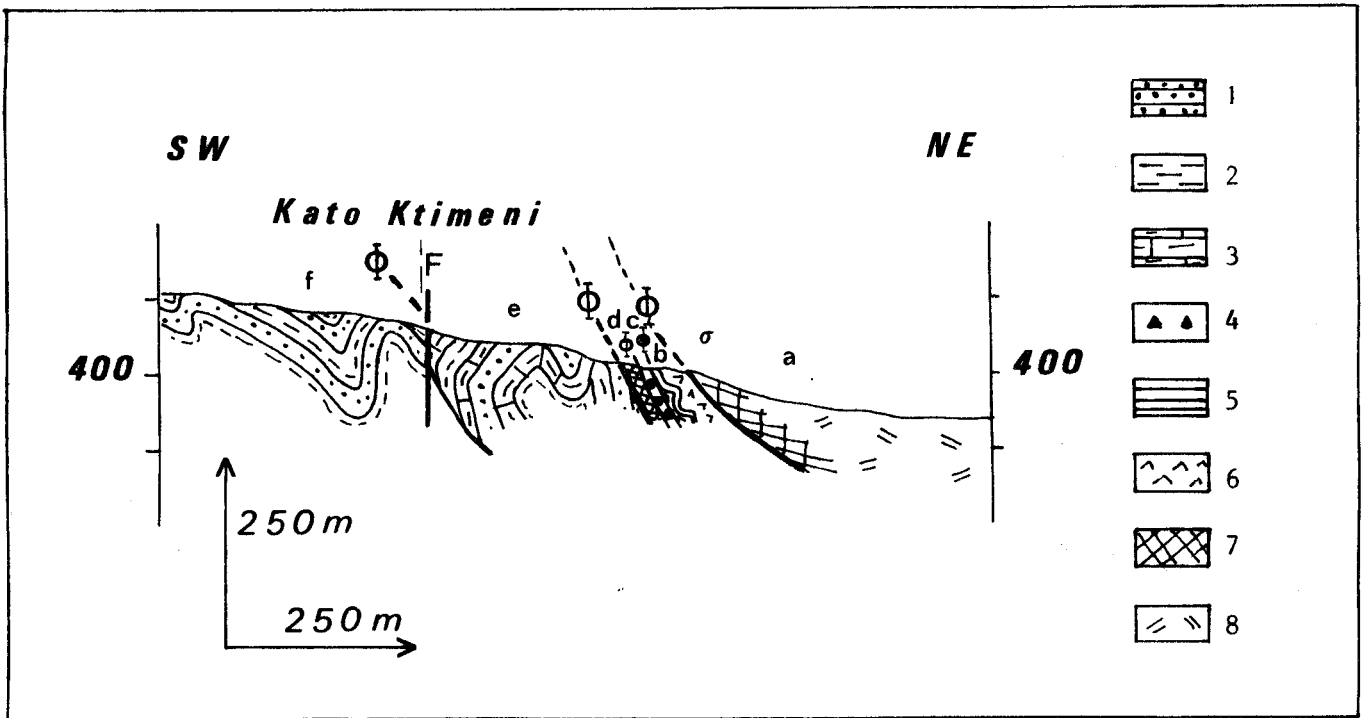


Fig. 59. - Coupe au Nord de Kato Ktimeni (37).

1. grès ; 2. pélites ; 3. calcaires marneux ; 4. brèches tectoniques ; 5. radiolarites ; 6. roches effusives ; 7. serpentinites ; 8. péridotites.

Cette série du Tithonique-Berriasien moyen est disposée tectoniquement entre ophiolites et flysch tertiaire ; les faciès décrits sont analogues à ceux décrits près de Perivoli et d'Archanion.

2) Coupe à l'Ouest d'Ano Ktimeni

A l'Ouest du village d'Ano Ktimeni, depuis la base du Xerovouni Dranitsa vers le Sud, les formations rencontrées sont (fig. 60) :

- a : des péridotites et des serpentinites (unité harzburgitique du Xerovouni Dranitsa) ;
- b : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire ;
- c : une alternance de grès, de pélites, de calcaires microbréchiques et de calcaires micritiques pauvres en microfaune ; toutefois, certains niveaux ont fourni : *Colomiella recta* Bonnet et *Colomiella mexicana* Bonnet qui indiqueraient le Barremo-Aptien ;
- d : une alternance de même faciès où les calcaires microbréchiques sont rares et les grès et les calcaires marneux plus fréquents. Certains niveaux ont livré :

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Hedbergella washitensis (Carsey) et *Rotalipora* gr. *apennica* qui indiquent un âge vracono-cénomannien (détermination J.J. Fleury et E. Fourcade) ;

- e : des calcaires conglomératiques à galets roulés de serpentinites et de radiolaires de taille demi-décimétrique et à débris de Rudistes. Le ciment microbréchiq ue contient des débris de Rudistes, *Orbitolina* sp. et *Pithonella* sp. d'âge céno mano-turonien.

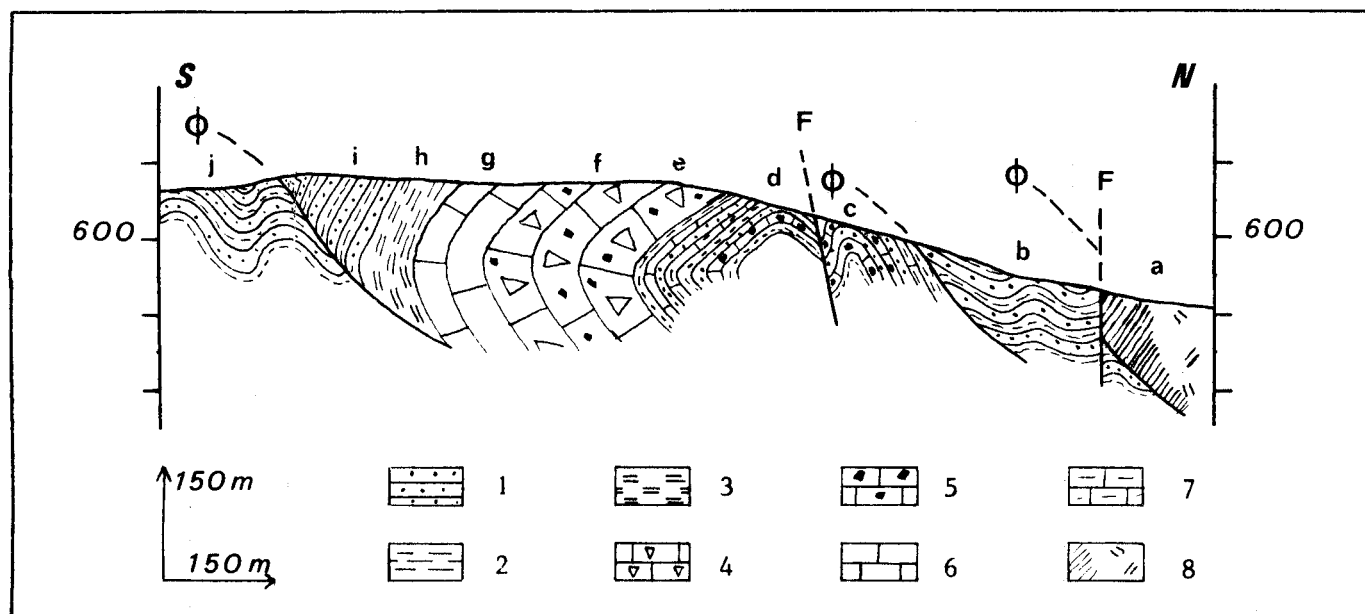


Fig. 60. - Coupe à l'Ouest d'Ano Ktimeni (38).

- 1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcareuses rouges ; 4. calcaires à débris de Rudistes ; 5. calcaires bréchiq ues et microbréchiq ues ; 6. calcaires micritiq ues gris ; 7. calcaires fins, roses ; 8. péridotites, serpentinites.

La série se poursuit jusqu'au Paléocène et l'Eocène par des calcaires microbréchiq ues (f) puis micritiq ues (g) et des pélites calcareuses (h) ; elle sera décrite ultérieurement lors de l'étude des terrains du Crétacé supérieur. En progressant vers le Sud, on remarque que ces terrains éocrétacés-crétacés reposent, en contact anormal, sur un flysch tertiaire (j).

Cette coupe montre l'existence de terrains d'âge crétacé inférieur et crétacé supérieur basal disposés tectoniquement entre deux unités de flysch tertiaire.

3) Coupe Est-Ouest d'Ano Ktimeni

Parallèlement à une direction Est-Ouest en partant vers Ano Ktimeni, on observe successivement (fig. 61) :

- a : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire ;
- b : une superposition de calcaires microbréchiq ues sur une alternance grès-pélites-calcaires, décalée par une faille verticale et mieux visible à l'Ouest ;
- c : une alternance de grès, de pélites et de calcaires marneux gris ou roses. Les niveaux inférieurs (critère de polarité donné par les granoclassements dans les grès) sont moins riches en calcaires microbréchiq ues et contiennent *Hedbergella* sp. qui indiquerait un âge albien supérieur. Les calcaires marneux de la partie supérieure montre (détermination J.J. Fleury et E. Sigal) : *Planomalina burxtorfi* (Gandolfi), *Hedbergella washitensis* (Carsey), *Hedbergella* sp. (forme épineuse),

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

Rotalipora appenninica (Renz), *Rotalipora balernaensis* Sigal, *Globotruncana* gr. *stephani* Gandolfi et *Pithonella* sp. Cette association donne un âge vracorien à cénomanién basal ;

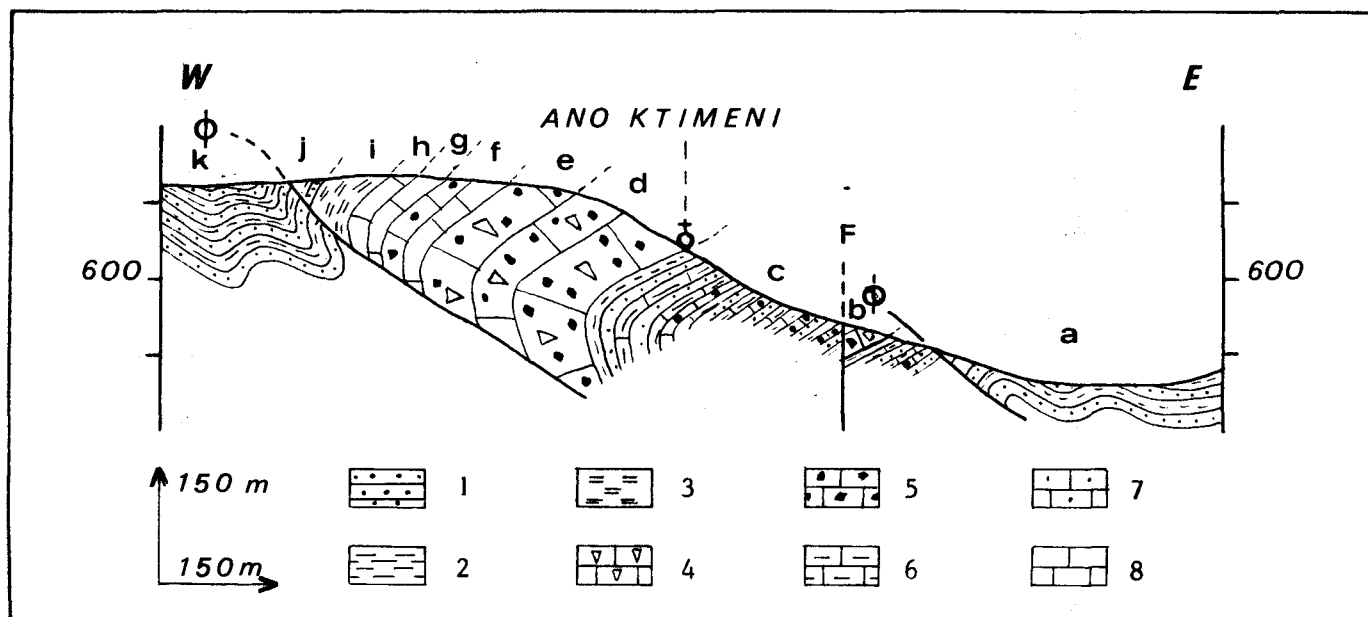


Fig. 61. - Coupe E-W près d'Ano Ktimeni (39).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcareuses rouges ; 4. calcaires à débris de Rudistes ; 5. calcaires microbréchiqes à débris de radiolarites et d'ophiolites ; 6. calcaires marneux ; 7. calcaires gréseux ; 8. calcaires micritiques gris.

- d : des calcaires conglomératiques à galets demi-décimétriques de radiolarites et de roches d'affinité ophiolitique. Le ciment contient des débris de Rudistes et *Orbitolina* sp., *Pithonella* sp. du Cénomanién (détermination E. Fourcade).

La série se poursuit comme la coupe précédente et sera décrite ultérieurement.

Les associations faunistiques permettent ici de préciser l'âge vracorien-cénomanién du passage aux calcaires conglomératiques.

d) Secteur de Smokovon

Depuis la vallée du Papitsa potamos vers Smokovon, on note successivement de l'Est vers l'Ouest (fig. 62A) :

- a : une alternance pélito-gréseuse à faciès flysch tertiaire ;
- b : des calcaires microbréchiqes à débris de radiolarites et de roches d'affinité ophiolitique dont le ciment comporte *Globotruncana arca* Cushman qui montre un âge crétacé supérieur ;
- c : une alternance de grès brun-rouge, de calcaires marneux bruns, de pélites, de pélites gréseuses et de calcaires microbréchiqes (fig. 62B) contenant *Globotruncana arca* Cushman et *Globotruncana convexa* qui, d'après J. Sigal, indiquent un âge turonien-sénonien ;
- d : une alternance de grès, de pélites, de calcaires microbréchiqes, de calcaires fins, roses, et de micrites à Radiolaires. Les calcaires fins contiennent des spicules et *Hedbergella* sp., *Pithonella* sp., *Gimbelina* sp. Cette association s'étend de l'Albien au Crétacé supérieur (détermination J. Sigal) ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- e : une alternance analogue à (c) dont les calcaires fins, bruns, comportant soit *Globotruncana* de type *inflata*, soit *Globigerinoides* sp. qui montreraient d'après J. Sigal, un âge turonien-sénonien ;

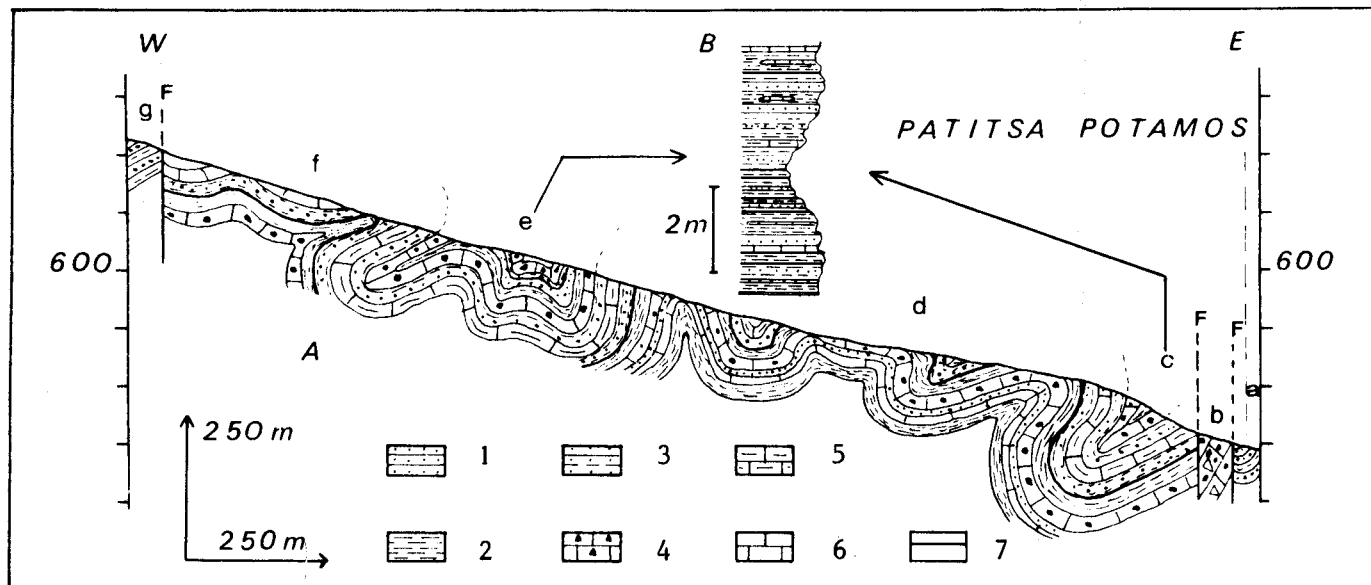


Fig. 62A. - Coupe à l'Ouest de Smokovon (40 - Lithologie simplifiée).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites gréseuses ; 4. calcaires microbréchiqes ; 5. calcaires marneux ; 6. calcaires micritiques ; 7. lamine siliceuse.

62B. - Détail lithologique partiel de la base des ensembles (c) et (e).

- f : une alternance de grès, de calcaires microbréchiqes, de calcaires marneux et micritiques où J. Sigal a reconnu : *Hedbergella* sp., *Gümbelina* sp. et *Pithonella* sp. ; l'association s'étend de l'Albien au Crétacé supérieur ;
- g : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire.

Cette coupe montre l'existence, dans la région de Smokovon, d'une série de type flyschöide d'âge albien à turonien-sénonien qui s'enrichit au sommet en calcaires microbréchiqes.

e) Autres secteurs

Des niveaux constitués de grès rougeâtres, de pélites et de calcaires brun-gris ont été observés sans qu'il soit possible d'obtenir une datation par la microfaune ; c'est le cas de formations disposées structuralement entre ophiolites et calcaires du crétacé supérieur sur la route de Kedros à Smokovon ou encore sur la route de Kedros à Thrapsimiu. On retiendra toutefois que les faciès sont comparables à la partie supérieure de la série de Smokovon.

III. CONCLUSIONS

a) Résumé des faits

Les coupes décrites montrent l'existence de terrains d'âge jurassique supérieur à crétacé supérieur basal qui sont impliqués dans un système d'écailles situé à l'avant du chevauchement ophiolitique. L'étude micropaléontologique a permis la reconstitution des séries chronostratigraphiques à l'aide des différents niveaux datés (fig. 63). L'examen de cette reconstitution permet de séparer la série de Smokovon des autres séries.

STRATIGRAPHIE : JURASSIQUE-EOCRETACE AU FRONT DES ZONES INTERNES

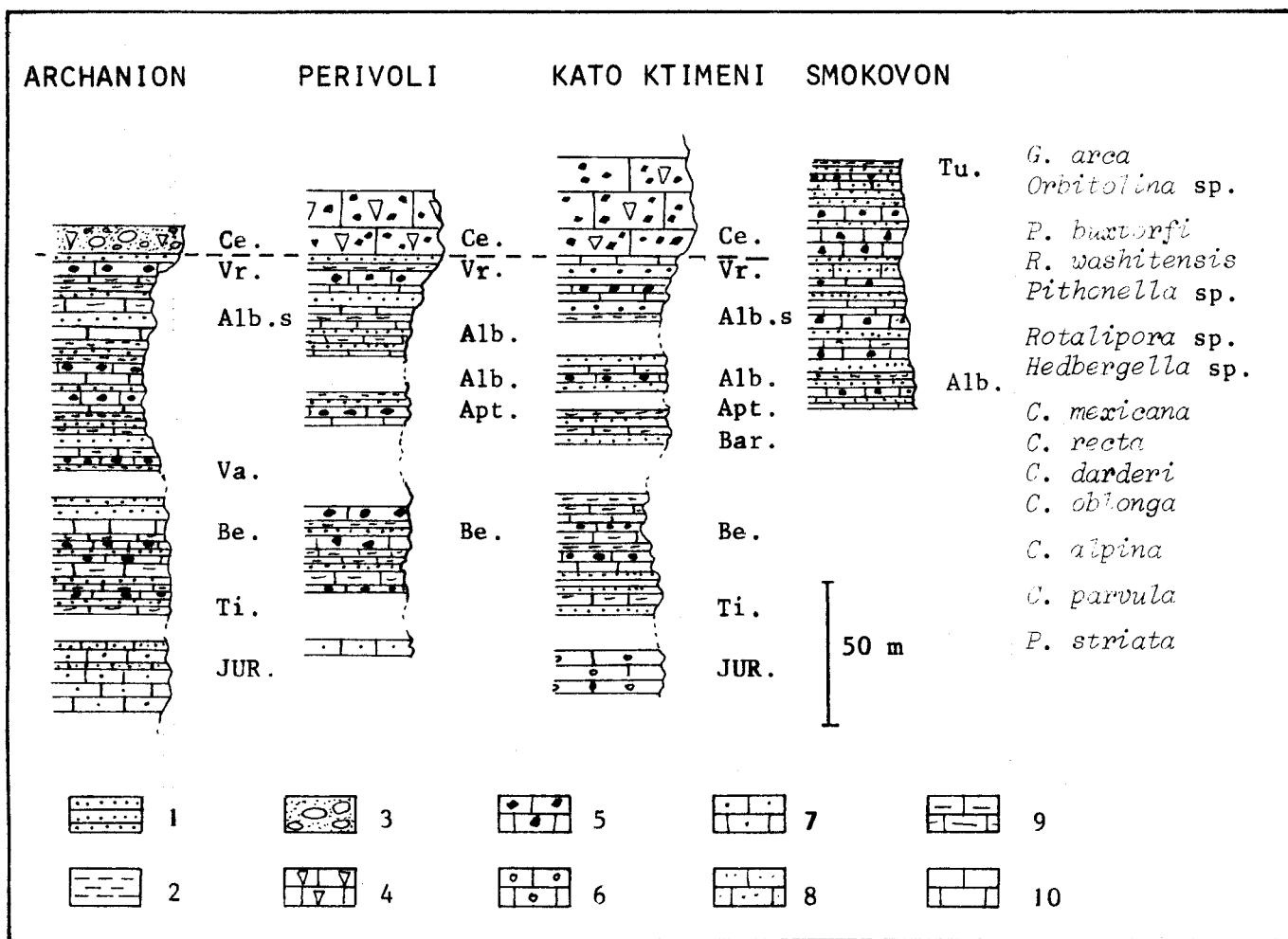


Fig. 63. - Reconstitution des séries chronostratigraphiques du Jurassique supérieur à Cénomanien au front des zones internes.

1. grès ; 2. pélites ; 3. conglomérats gréseux ; 4. calcaires à débris de Rudistes ; 5. calcaires bréchiqes à microbréchiqes ; 6. calcaires oolithiques ; 7. calcaires graveleux ; 8. calcaires gréseux ; 9. calcaires marneux ; 10. calcaires micritiques gris.

1) Les séries d'Archanion, de Perivoli et de Kato Ktimeni

L'évolution lithologique des séries permet de distinguer trois périodes.

11) Le Jurassique supérieur

Aux trois endroits cités, des terrains jurassiques ont été observés ; il s'agit de calcaires oolithiques à graveleux qui passent au sommet (série de Magoula) à des calcaires gréseux et des grès verts tout à fait comparables à ceux des termes sus-jacents.

12) La période d'âge tithonique à albien

Dans tous les cas, il s'agit d'alternances rythmiques à séquences détritiques gréseuses granoclassées ou calcaires à grains de quartz anguleux, débris de radiolaires et d'ophiolites. Les séries sont riches en organismes planctoniques et montrent sporadiquement des passées à Radiolaires.

13) La base du Crétacé supérieur

Au Vracono-Cénomaniens, on note des conglomérats gréseux à Rudistes roulés et des calcaires conglomératiques à éléments décimétriques de radiolarites et de roches d'affinité ophiolitique (péridotites, gabbros, dolérites) et des débris de Rudistes. Entre la série d'Archanion et les séries de Perivoli et de Kato Ktimeni, on peut envisager un passage latéral de faciès depuis des conglomérats gréseux à des faciès carbonatés.

2) La série de Smokovon

La non-observation de terrains jurassiques à albiens nuit à toute comparaison avec les autres séries. On peut toutefois remarquer la similitude lithologique entre la série observée et les terrains d'âge éocrétaqué supérieur des autres séries bien que dans la région de Smokovon, le matériel détritique gréseux semble plus abondant.

La caractéristique essentielle de cette série qui doit être retenue est que l'alternance décrite s'étend depuis l'Albien (Gümbelina) jusqu'au Sénonien inférieur (à *Globotruncana*).

b) Signification bathymétrique

Les terrains du Jurassique supérieur observés correspondent à des faciès de haute énergie ; on doit remarquer que les faciès ne se différencient pas totalement des niveaux d'âge jurassique possible décrits dans les zones internes (voir chapitre zones internes, série d'Archanion et série de Profitis Ilias in J. FERRIERE, 1977). L'abondance de matériel détritique au Jurassique supérieur-Tithonique jusqu'à l'Albien suggère des faciès de comblement d'une dépression individualisée précédemment ; la présence d'éléments ophiolitiques et radiolaritiques permet de mettre ces dépôts en relation avec des phases précoces d'une orogène affectant les ophiolites. Les séries d'Archanion, Perivoli et Kato Ktimeni montrent, au Vracono-Cénomaniens, un changement dans la sédimentation ; la taille et l'abondance du matériel détritique à cette époque permettent d'envisager ces dépôts comme consécutifs à une phase tectonique affectant un domaine plus interne ; ces mouvements ont été signalés par plusieurs auteurs (J. MERCIER, 1966 ; B. CLEMENT et J. FERRIERE, 1973).

L'apparition de produits détritiques grossiers et de sédiments carbonatés succédant à la série éocrétaquée marquerait l'amortissement des mouvements tectoniques. Près de Smokovon, le faciès de comblement se poursuit jusqu'au Turonien-Sénonien ; ceci peut être dû à une arrivée plus tardive du matériel détritique grossier, c'est-à-dire que cette série pourrait témoigner d'un lieu paléogéographique à signification plus externe que celui correspondant aux séries d'Archanion, Perivoli et Ktimeni.

c) Interprétation paléogéographique

L'âge, la lithologie et la position structurale des séries (entre ophiolites et flysch tertiaire du Pinde) autorisent les interprétations suivantes.

- Signification pindique ou "ultra-pindique" (?)

Les comparaisons entre les séries reconstituées et les séries du Pinde (J. AUBOUIN, 1959 ; J.J. FLEURY, 1975, 1977 in J. DERCOURT et al., 1977 ; C. MPODOZIS MARIN, 1977 ; N. LYBERIS, 1978 ; P. JAEGER, 1979) montrent un certain nombre de différences. Tout d'abord, dans le soubassement possible des séries tithoniques-berriasiennes, aucun niveau équivalent aux pélites de Kasteli (J. DERCOURT et al., 1973) et aux radiolarites n'a été observé. Au Tithonique, les calcaires à Calpionelles du Pinde sont plus massifs et ne présentent pas de passées détritiques importantes.

L'Eocrétaqué des séries reconstituées d'Archanion, de Perivoli et de Ktimeni présente une abondance de calcaires marneux et microbréchiques que ne montrent pas les

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

marnes rouges et le premier flysch du Pinde dans les régions immédiatement voisines du secteur étudié. Le premier flysch du Pinde par contre est plus comparable à la série de Smokovon, que ce soit par les faciès ou l'extension au cours des temps géologiques. Aucun niveau conglomératique ou calcaire bréchiqne n'est signalé au Vraconocénomanien dans les séries du Pinde.

- Signification béotienne (?)

La comparaison des séries tithoniques-berriasiennes relevées près d'Archanion, de Kato Ktimeni et de Perivoli présente une grande analogie avec les séries béotiennes au Sud du Sperchios (P. CELET et B. CLEMENT, 1971 ; P. CELET et al., 1976 ; E. WIGNIOLLE, 1977), au front du chevauchement ophiolitique en Grèce septentrionale (J. TERRY et M. MERCIER, 1971) ou à l'avant du chevauchement du Koziakas (J. AUBOUIN et M. BONNEAU, 1977 ; P. JAEGER et P. CHOTIN, 1978 ; P. JAEGER, 1979). Les affleurements d'Archanion et de Perivoli (Dereli) ont du reste été attribués à la zone béotienne par P. CELET et al. (1976).

Les terrains (Crétacé inférieur) sont comparables à ceux observés par E. WIGNIOLLE, 1977 en Iti et à ceux suggérés par P. JAEGER, 1977. L'abondance de grès rouges à l'époque éocrétacée et la présence de Colomielles sont comparables à certaines séries détritiques d'Argolide susceptibles d'être rattachées à la zone béotienne (G.M. BACHMANN et M. RISCH, 1976) et à certains niveaux récemment décrits dans le Parnasse occidental (B. CLEMENT et al., 1979) ; toutefois, on doit remarquer qu'aucun niveau latéritique n'a été observé. En revanche, l'installation d'une sédimentation néritique au Crétacé supérieur permet de souligner certaines analogies avec les séries d'Iti (E. WIGNIOLLE, 1977) et de Kefali et Ambelos (B. CLEMENT et al., 1979). Il faut cependant remarquer la précocité de ces calcaires par rapport aux séries d'Iti et du Parnasse.

c) Conclusions

Si les considérations précédentes permettent d'envisager une signification différente de type couverture ophiolitique, il n'en subsiste pas moins que la série de Smokovon se rapproche du premier flysch du Pinde et que les autres séries se rapprochent des séries béotiennes connues au Sud du Sperchios. Le matériel détritique du flysch éocrétacé représente un écho sédimentaire des tectoniques d'âge anté-crétacé supérieur ayant affecté les zones internes. Du point de vue paléogéographique, ceci montre un sillon à comblement détritique développé au front des paléonappes finijurasiques. Les rapports entre les séries béotiennes et celles de la zone du Pinde impliqueraient donc l'absence d'une plateforme parnassienne au Nord du Sperchios, à partir du Tithonique. Compte tenu de la position de la zone béotienne par rapport au Parnasse au Sud du Sperchios, les considérations précédentes conduisent à évoquer l'obliquité du sillon béotien par rapport à la paléogéographie antérieure susceptible d'être l'indice d'une avancée différentielle du front des paléonappes, peut-être conditionnée par des structures transverses moyennes (paléofaille du Sperchios).

CHAPITRE III : LES SERIES DU CRETACE SUPERIEUR A PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

I. APERCU HISTORIQUE

Dans les limites de la région étudiée, à l'Ouest du chevauchement ophiolitique, J. AUBOUIN (1959) signale une série carbonatée d'âge crétacé inférieur à maestrichtien constituée, depuis le bas vers le haut :

- a) de calcaires microbréchiqnes à débris de Roches Vertes et de radiolarites d'âge barrémien à aptien ;
- b) d'une association de calcaires pélagiques, de calcaires cristallins à débris de Rudistes et de calcaires microbréchiqnes à éléments de radiolarites et de Roches Vertes d'âge crétacé terminal ;
- c) de calcaires marneux en plaquettes à microfaune du Maestrichtien.

Les terrains de cet âge sont représentés dans les écaillés à l'avant du chevauchement ophiolitique ; leur position structurale et les faciès sont comparables à ceux de la série du Thimiama, massif situé à l'Ouest du massif du Koziakas. Cette série à faciès Thimiama est interprétée par J. AUBOUIN comme la couverture décollée des calcaires à faciès Koziakas ; ce décollement se serait opéré dans des niveaux flyschoides éocrétaçés qui n'ont pu être observés par cet auteur.

II. ETUDE DES AFFLEUREMENTS

Dans le cadre du secteur parcouru, les affleurements de terrains d'âge crétacé supérieur à paléocène constituent deux alignements (voir carte géologique hors texte). Le premier, de direction N-S depuis Ano Ktimeni jusqu'au versant oriental du massif du Paliokaïtsa et le Psilokotroni ; l'autre, plus occidental, de Dafnospilia jusque Mesochorion (fig. 64).

a) L'alignement oriental

1) Le secteur d'Ano Ktimeni

La coupe d'Ano Ktimeni (cf. fig. 61 - coupe 39) permet d'observer la continuité sur les conglomérats du Vracono-Cénomaniens (fig. 65, d) ; la série comporte :

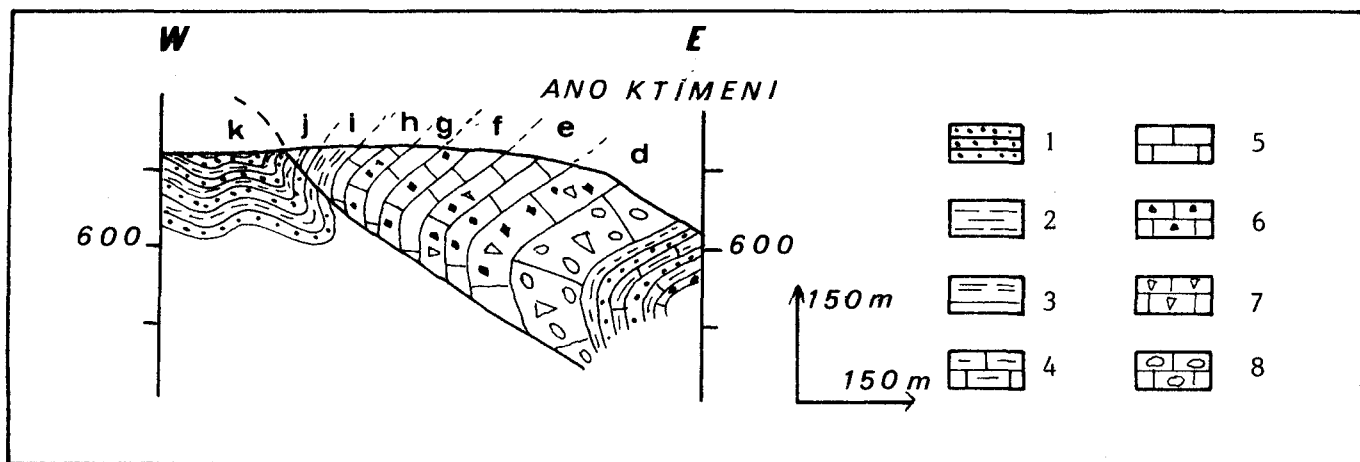


Fig. 65. - Coupe à l'Ouest d'Ano Ktimeni (41).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcareuses ; 4. calcaires marneux ; 5. calcaires micritiques ; 6. calcaires microbréchiques ; 7. calcaires à débris de Rudistes ; 8. calcaires conglomératiques.

- e : une association de calcaires microbréchiques à débris de radiolarites et de roches d'affinité ophiolitique. En plaque mince, ils contiennent (dét. J.J. FLEURY) des débris de Rudistes, *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp., *Globotruncana* sp. et *Lepidorbitoïdes* sp. qui évoquent le Campano-Maestrichtien ;
- f : des micrites et des microbrèches à *Orbitoïdes media* d'Arch., *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel du Maestrichtien ;
- g : des micrites où l'association *Globotruncana arca* Cushman, *Globotruncana stuarti* De Lapparent, *Globotruncana mayaroensis* Bolli, *Globotruncana contusa* Cushman et *S. calcitrapoïdes* indique le Maestrichtien supérieur ;
- h : des micrites et des calcaires bioclastiques à *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp. du Paléocène ;
- i : des pélites calcareuses et détritiques rouges associées à des calcaires marneux bruns. La présence de *Globorotalia* sp. et *Globigerina* sp. permet d'attribuer un âge paléocène ;

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

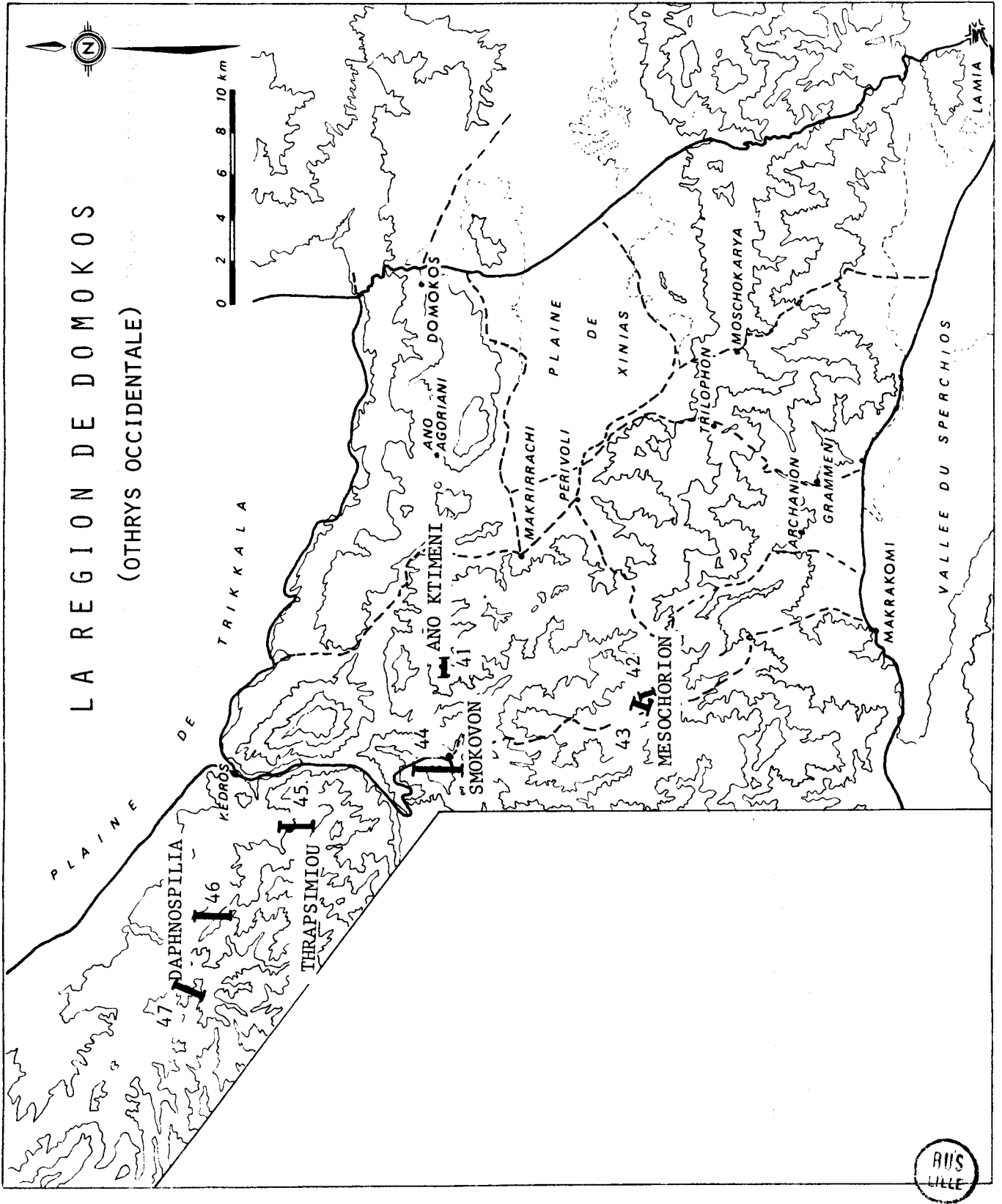


Fig. 64. - Situation géographique des coupes effectuées dans les terrains d'âge crétacé supérieur à paléocène des séries du front des zones internes.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- j : une alternance de pélites et de grès apparemment en continuité stratigraphique sur la formation précédente. Les faciès indiquent l'Eocène.

Cette coupe permet l'observation d'une série continue depuis le Vracono-cénomarien jusqu'au Paléocène-Eocène. Le Crétacé supérieur est représenté par une série carbonatée ; des pélites calcareuses rouges d'âge paléocène assurent la continuité entre les calcaires du Crétacé supérieur et un flysch tertiaire analogue à celui du Pinde.

2) Autres affleurements

D'autres calcaires d'âge maestrichtien (versant oriental du Skarto Isoma) d'âge paléocène (Paliokastro de Ktímeni) ont été observés le long de cet alignement oriental. Le cachetage par la molasse oligo-miocène et la végétation importante nuisent à tous relevés de détail.

b) L'alignement occidental

Les affleurements sont décrits du Sud vers le Nord.

1) Le secteur de Mesochorion

11) Coupe à l'Est de Mesochorion

Le long du chemin conduisant de ce village à la vallée du Papitsa Potamos, on rencontre successivement du SE vers le NW (fig. 66) :

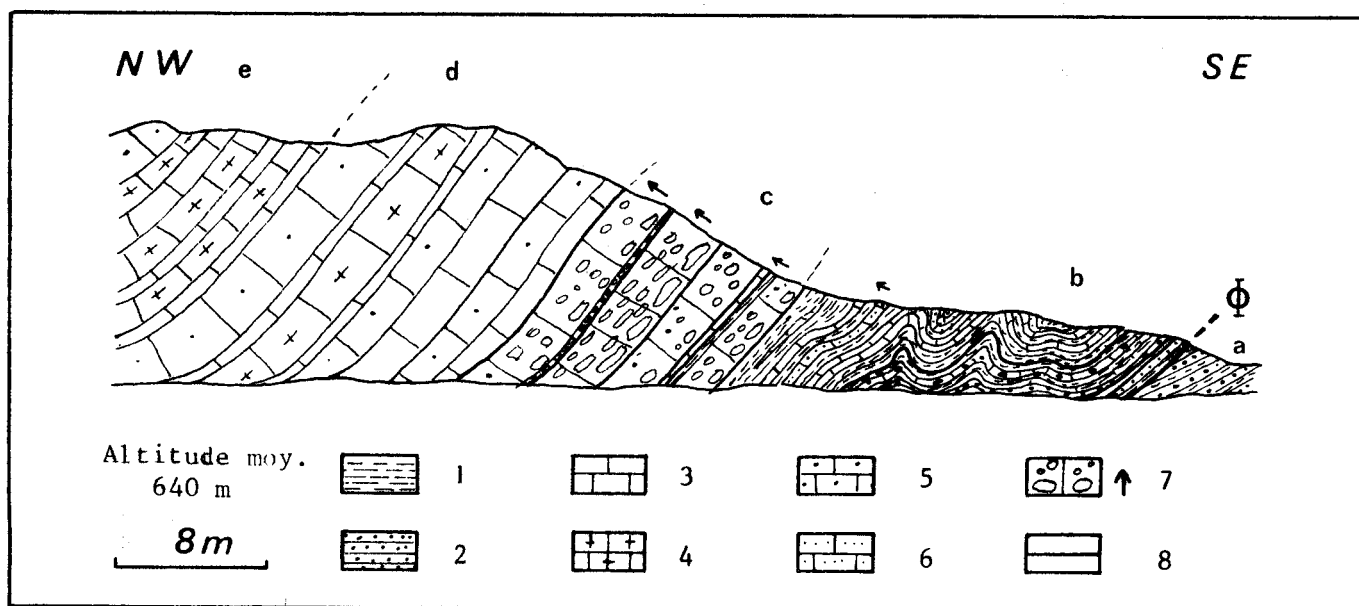


Fig. 66. - Coupe à l'Est de Mesochorion (42).

1. pélites ; 2. grès ; 3. calcaires micritiques ; 4. calcaires massifs gris ; 5. calcaires bioclastiques ; 6. calcaires gréseux ; 7. calcaires conglomératiques (flèche : granoclassement normal) ; 8. laminées siliceuses.

- a : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire ;
- b : une association de calcaires marneux, de calcaires gréseux, de grès et de pélites. Les plaques minces taillées dans les micrites ont montré une microfaune peu abondante composée de Radiolaires, de *Hedbergella* sp. et de *Rotalipora* sp. dont l'association s'étend de l'Albien au Crétacé supérieur ;

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- c : des conglomérats à ciment calcaire gris présentent des séquences rythmiques granoclassées dont la base montre des éléments remaniés de 20 cm de diamètre et la partie supérieure des débris de 10 à 5 cm. Ces éléments consistent en débris de radiolarites, de roches d'affinité ophiolitique, de débris de Rudistes et de galets à matériel analogue à celui des séries sous-jacentes (micrites à Radiolaires, calcaires fins et gréseux, grès) ainsi que les micrites à Calpionelles. Certains niveaux sont très riches en débris radiolaritiques. La microfaune remaniée (dét. J. Sigal) la plus récente indique le Vracono-Céno-manien (*Pithonella* sp., *Orbitolina* sp. et *Pseudocyclammina* sp.). Les ciments contiennent des *Globotruncana* bicarénés qui, d'après J.J. Fleury, montrent un âge turonien-sénonien ;
- d : une série carbonatée à calcaires micritiques, bioclastiques ou cristallins massifs. Les micrites comportent quelques *Globotruncana* qui évoquent le Sénonien inférieur ;
- e : des niveaux analogues aux précédents mais où les calcaires bioclastiques sont plus rares. *Globotruncana arca* et *G. gr. stuarti* indiquent le Campano-Maestrichtien.

Le granoclassement dans les séquences détritiques et la microfaune montrent que la série est normale. On y observe une transition entre une formation détritique et calcareuse d'âge albien à turonien et une série carbonatée du Crétacé supérieur qui s'effectue par des conglomérats. Il existe une disharmonie tectonique entre ces formations.

12) Coupe au Nord de Mesochorion

Partant de la dépression topographique située à l'Est du village vers le Nord, on observe successivement du SW vers le NE (fig. 67) :

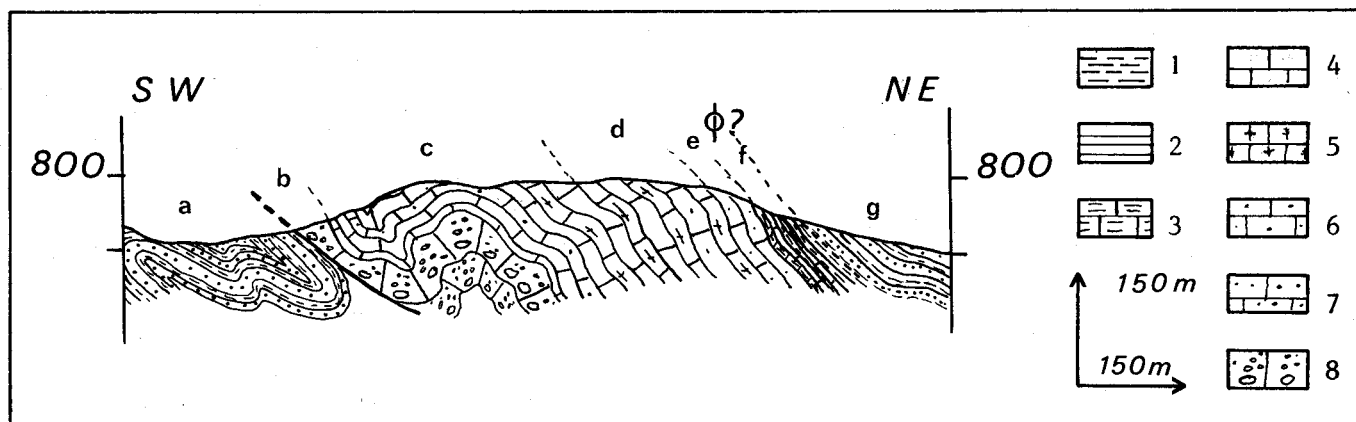


Fig. 67. - Coupe au Nord de Mesochorion (43).

1. pélites ; 2. grès ; 3. pélites calcareuses ; 4. calcaires micritiques ; 5. calcaires massifs cristallins ; 6. calcaires bioclastiques ; 7. calcaires gréseux ; 8. calcaires conglomératiques.

- a : une alternance de pélites, de grès jaunes micacés et de conglomérats gréseux à faciès flysch tertiaire. Latéralement, les conglomérats gréseux contiennent des Nummulites. A. BLONDEAU a reconnu *Nummulites burdigalensis* ou *galensis*, *Assilina* gr. *exponens* et d'autres Nummulites corrodées à piliers mais difficilement identifiables. Ces Nummulites à piliers indiquent un âge post-yprésien ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- b : des conglomérats granoclassés riches en débris radiolaritiques et à matrice carbonatée. On y observe des blocs remaniés de calcaires à Calpionelles, de micrites à Radiolaires, des débris de Rudistes et des éléments carbonatés à *Pithonella* sp. et *Orbitolina* sp. du Vracono-Cénomaniens (dét. E. Fourcade). Des débris de *Globotruncana* bicarénés suggèrent, d'après J.J. Fleury, un âge au moins turonien-sénonien ;
- c : une association de calcaires bioclastiques, microbréchiqes et micritiques. Ces derniers contiennent une microfaune qui indique le Campano-Maestrichtien (dét. J.J. Fleury) : *Globotruncana* sp., *G. arca*, *G. stuarti*, *Globotruncana fornicata* Plummer et autres *Globotruncana* sp. non identifiables ;
- d : la suite de l'association précédente où les calcaires massifs cristallins sont les plus abondants. Les micrites comportent *G. gr. stuarti*, *G. stuarti*, *Globotruncana conica* White et *Globotruncana mayaroensis* Bolli du Maestrichtien élevé ;
- e : des calcaires microbréchiqes gréseux, micritiques et cristallins. Les microbrèches contiennent des Dasycladacées, *Baccinella* sp., *Orbitolina* sp. remaniées, mais les micrites comportent *G. contusa*, *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp. qui montrent un âge paléocène ;
- f : un ensemble peu épais composé de pélites calcareuses et détritiques rouges à débit en plaquettes et de calcaires marneux gris. Au sommet, la série s'enrichit en particules détritiques. On y observe *Globorotalia* sp. et *Globigerina* sp. du Paléocène ;
- g : des pélites et des grès jaunes à faciès flysch tertiaire. Les directions et pendages sont conformes à celles et ceux des formations paléocènes précédentes : les granoclassements frustes montrent une position normale. Plus au Nord, ils reposent parfois directement sur les calcaires de la série carbonatée ; au moins localement, il existe un contact anormal entre cette alternance et son soubassement.

La coupe au Nord de Mesochorion permet d'observer la suite de la série. Au Campano-Maestrichtien-Paléocène, succèdent les couches de passage au flysch représentées par des pélites calcareuses détritiques rouges et des calcaires marneux d'âge paléocène. Les faciès du flysch sont comparables à ceux du flysch du Pinde.

2) La région de Smokovon

Afin d'éviter les répétitions dans les descriptions stratigraphiques lors des commentaires d'un certain nombre d'affleurements dispersés géographiquement, une seule coupe structurale détaillée où figureront les différents horizons chronostratigraphiques identifiés illustrera cette région. En outre, cette coupe facilitera l'interprétation structurale ultérieure. Du SSW vers le NNE, on distingue cinq unités structurales séparées par des contacts anormaux tangentiels (fig. 68) :

L'unité I est composée d'une alternance de pélites et de grès jaunes ou bruns micacés et de pélites gréseuses à faciès flysch tertiaire.

L'unité II comprend du bas vers le haut :

- a : des grès et des pélites à faciès flysch tertiaire ;
- b : des grès et pélites calcareuses détritiques rouges à débit en plaquettes qui comportent *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp. du Paléocène ;
- c : une association de micrites à débit en plaquettes, de calcaires bioclastiques et de calcaires microbréchiqes à débris de radiolarites et d'ophiolites. Dans les micrites, J.J. Fleury a identifié *Globigerina* sp., *Globotruncana* sp., *Orbitoides media* D'Arch., *Siderolites calcitraporides* Lamarck et *Hedbergella beotica* Reichel remaniée qui montrent un âge paléocène ;

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- d : une série composée d'une association de calcaires identiques à la précédente. *Globotruncana contusa*, *G. arca*, *G. gr. stuarti*, *Globotruncana linnei* D'Orbigny, *Globotruncana* cf. *aegyptiaca* Nakkady, *Racemigumbelina fructicosa* Egger, *S. calcitropoïdes* Lamarck et *Orbitoïdes media* (dét. J.J. Fleury) indiquent un âge maestrichtien.

L'unité III est composée des mêmes termes (a à d).

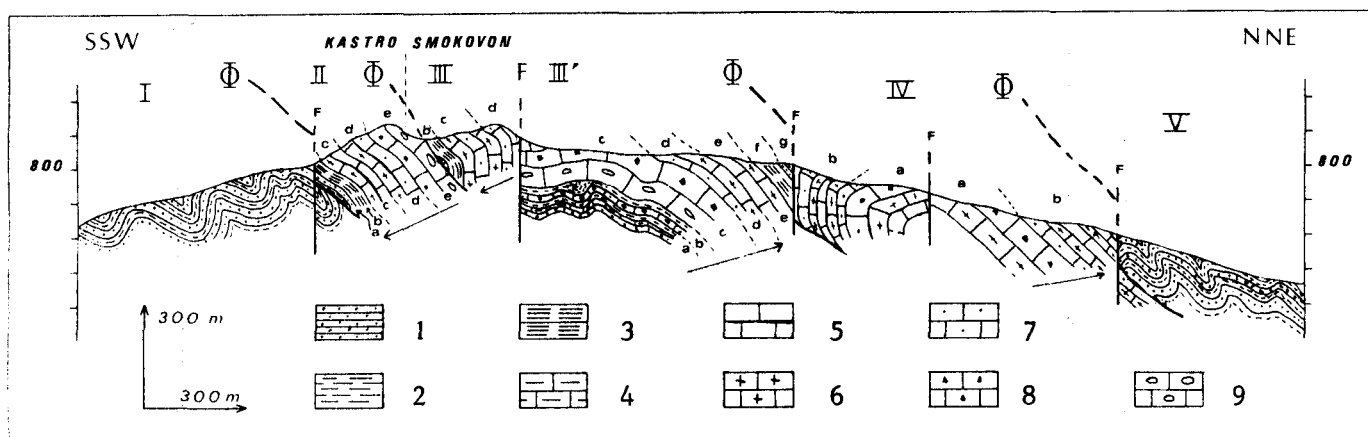


Fig. 68. - Coupe du Kastro Smokovon (44).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcareuses rouges ; 4. calcaires marneux ; 5. calcaires micritiques ; 6. calcaires massifs cristallins ; 7. calcaires bioclastiques ; 8. calcaires microbréchiques ; 9. calcaires conglomératiques. (Les flèches représentent les polarités des séries).

L'unité III' est décalée de la précédente par une faille verticale. On y observe du bas vers le haut :

- a : une succession de grès, de pélites et de calcaires marneux. Ces derniers contiennent en lames minces (dét. J. Sigal) *Hedbergella* sp., *Pithonella* sp., *Gumbelina* sp., des Radiolaires et des spicules dont l'association s'étend entre l'Albien et le Crétacé supérieur ;
- b : une association analogue à (a), des microbrèches calcaires à débris de radiolaires et de Roches Vertes dont le ciment contient *Orbitolina* sp. (remaniée), *Gaupillaudina* sp., *Globotruncana* cf. *G. tricarinata* (Gandolfi), *G. arca*, *G. convexa* Sandidge, *G. cf. G. inflata* (?) Bolli ou *Globigerinoïdes* sp. qui, d'après J. Sigal, montrent le Sénonien ;
- c : des calcaires conglomératiques à microbréchiques ; les calcaires conglomératiques contiennent des débris de Rudistes et des débris décimétriques de radiolaires et de Roches Vertes. Des débris de *Globotruncana* bicarénés (dét. J.J. Fleury) indiquent un âge post-sénonien ;
- d : des calcaires micritiques, à interlits siliceux, des calcaires bioclastiques, des calcaires microbréchiques où *G. arca*, *G. contusa* et *G. stuarti* permettent d'identifier le Maestrichtien ;
- e : un ensemble de calcaires analogues aux précédents mais où abondent les calcaires micritiques ; on y observe *Orbitoïdes media* et *Sidérolites calcitropoïdes* du Paléocène ;
- f : des pélites calcareuses détritiques (à grains de quartz) à passées de calcaires marneux brun-gris qui, en plaque mince, révèlent *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp. du Paléocène ;
- g : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

L'unité IV est constituée de deux horizons lithologiques :

- a : une association de calcaires micritiques bioclastiques, microbréchiques et cristallins où la microfaune indique le Maestrichtien (microfaune identique à III', a) ;
- b : des calcaires micritiques à amandes siliceuses, des calcaires bioclastiques et microbréchiques à faune du Paléocène (cf. III', e).

L'unité V n'est composée que d'une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire.

Cette coupe montre la série d'âge crétacé de Smokovon ; l'unité III' est constituée d'une série continue (en position normale) du Turonien au Paléocène-Eocène, bien qu'une forte disharmonie existe entre l'ensemble calcaro-détritique (a, b) et la série carbonatée du Crétacé supérieur (c, d, e).

3) Le secteur de Thrapsimiou

Près de Thrapsimiou, du NW au SE, on observe successivement (fig. 69) :

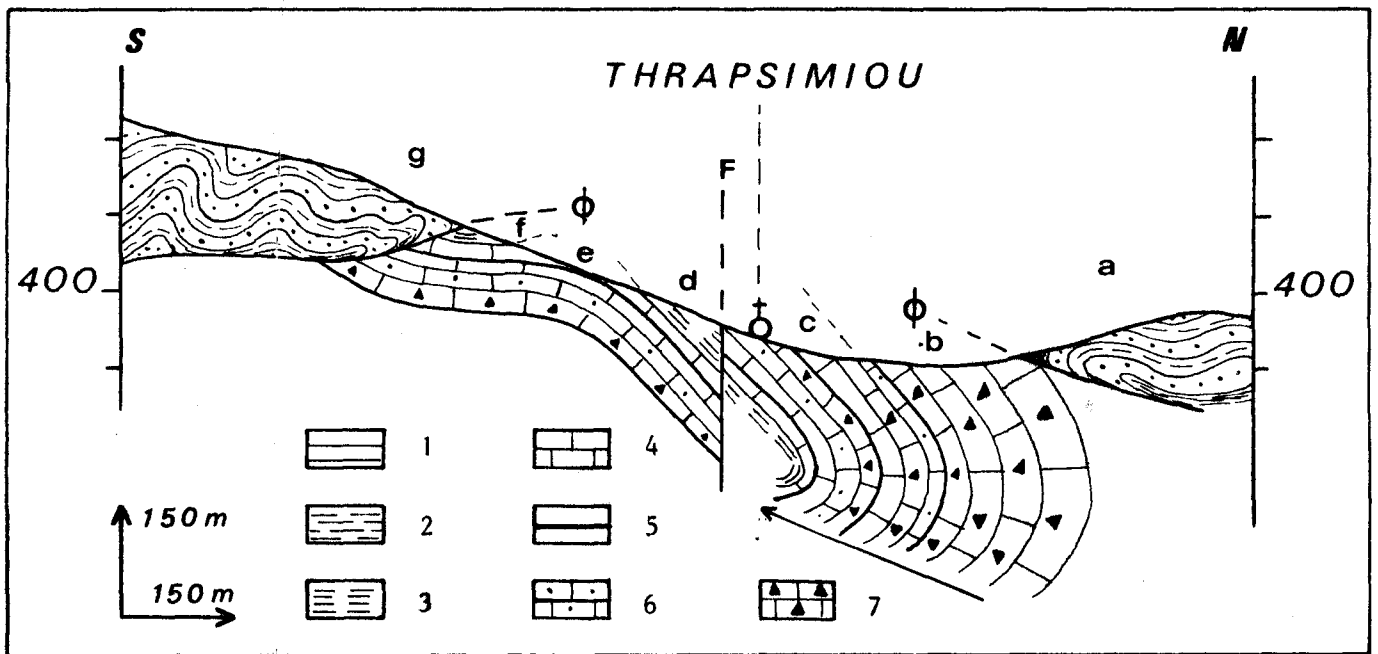


Fig. 69. - Coupe de Thrapsimiou (45).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcareuses ; 4. calcaires micritiques ; 5. laminiées siliceuses ; 6. calcaires bioclastiques ; 7. calcaires microbréchiques ; (flèche : polarité normale).

- a : une alternance de conglomérats gréseux, grès, pélites gréseuses et pélites à faciès flysch tertiaire ;
- b : des calcaires microbréchiques et des calcaires bioclastiques. Les ciments des microbrèches contiennent *Globigerina* sp. (de petite taille), *Globotruncana conica* et *G. contusa* Cushman du Maestrichtien supérieur (dét. J.J. Fleury) ;
- c : une association de micrites, de calcaires microbréchiques et bioclastiques à *G. contusa*, *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp. du Paléocène ;
- d : des pélites calcareuses et détritiques à *Globorotalia* sp. du Paléocène ;
- e : des micrites et des calcaires bioclastiques analogues à (c) ;

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- f : des pélites calcareuses et débris à grains de quartz identiques à (d) ;
- g : une alternance de pélites et de grès jaunes ou bruns micacés à faciès flysch tertiaire.

Cette coupe met en évidence l'existence du Crétacé supérieur-Paléocène dans la région de Thrapsimou.

4) Le secteur de Dafnospilia

41) Coupe du Prionion

Dans la région de Dafnospilia, une coupe Nord-Sud à travers le massif du Prionion (fig. 70) permet d'observer l'Eocrétacé-Paléocène disposé structuralement entre péridotites serpentinisées (unité harzburgitique de Dafnospilia-Paliouri) et flysch tertiaire. On peut y reconnaître :

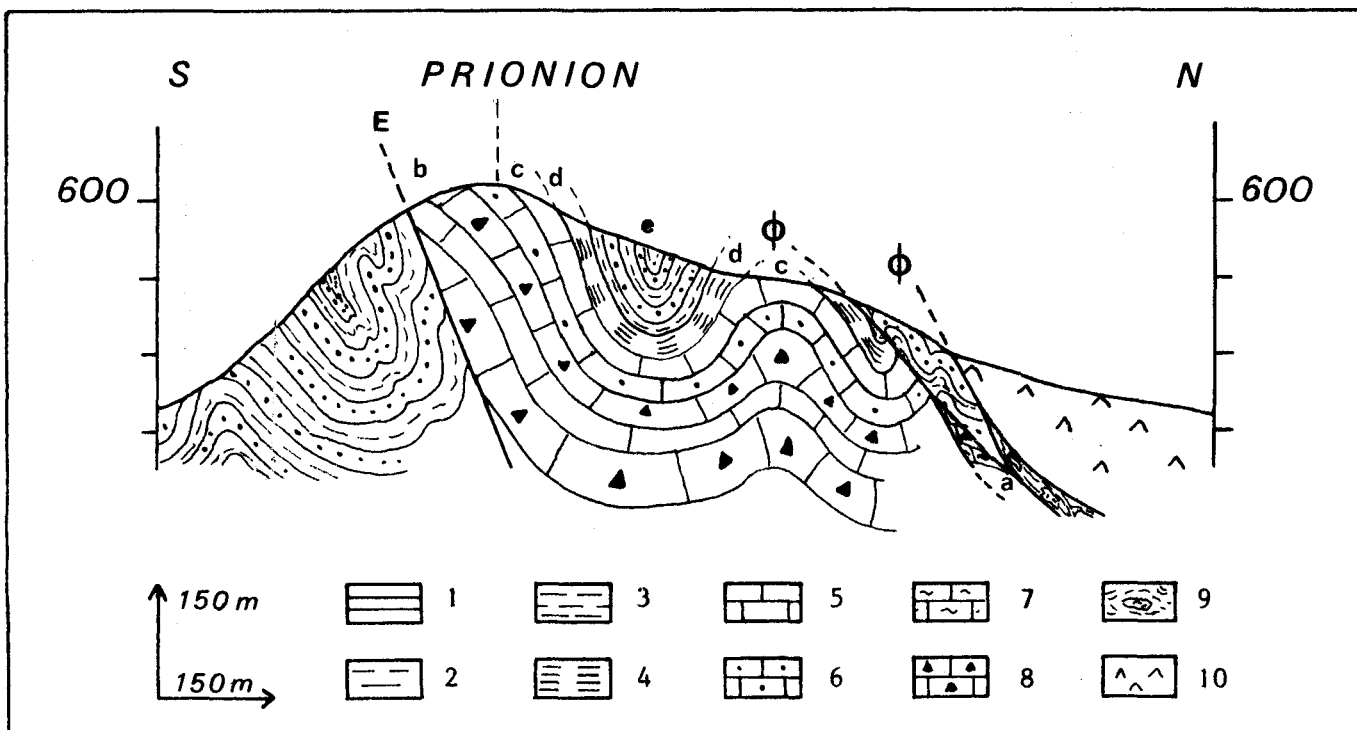


Fig. 70. - Coupe du Prionion (46).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites gréseuses ; 4. pélites calcareuses et détritiques, calcaires lie-de-vin ; 5. calcaires micritiques ; 6. calcaires à débris algaires ; 7. calcaires microbréchiqes ; 8. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; 9. péridotites serpentinisées et serpentinites.

- a : des calcaires bioclastiques à traces algaires indiqués par quelques débris. En lame mince, ils contiennent *Praeglobotruncana* sp., *Orbitolina* sp. et *Miliola* sp. Un tel contenu faunistique paraît indiquer la base du Crétacé supérieur ;
- b : des micrites, des calcaires bioclastiques et des calcaires microbréchiqes recristallisés à débris de Rudistes, radiolaritiques ou ophiolitiques. Des sections de *Globotruncana* sp. indiquent le Sénonien ;
- c : des micrites et des calcaires bioclastiques. En plaque mince, *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoïdes* et *Globigerina* sp. montrent un âge paléocène ;
- d : des pélites calcareuses rouges et des calcaires marneux lie-de-vin, à galets de calcaires et de silex de taille variable. En plaque mince, J.J. Fleury a

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

identifié *Globotruncana* sp., *Discocyclina* sp. et *Lepidorbitoïdes* sp. ainsi que des débris de Melobésiées, de Mummulitidés, d'Orbitoïdides et de Globigerinidés à test grossièrement perforé qui évoquent le Paléocène ;

- e : des grès et des pélites en alternance. Au microscope, certains niveaux gréseux grossiers comportent des débris de Nummulitidés non identifiables. Le faciès évoque le Paléocène-Eocène ;

- f : des pélites calcaires analogues à (e).

42) Coupe du Kasarma

Depuis le NE vers le SW, sur le flanc septentrional du Kasarma, l'Eocrétacé et le Crétacé supérieur-Paléocène (fig. 71) sont disposés selon deux unités tectoniques superposées qui recouvrent le flysch tertiaire et sont recouvertes par le complexe chaotique à éléments ophiolitiques (cf. fig. 44 - coupe 23). Ces terrains sont composés :

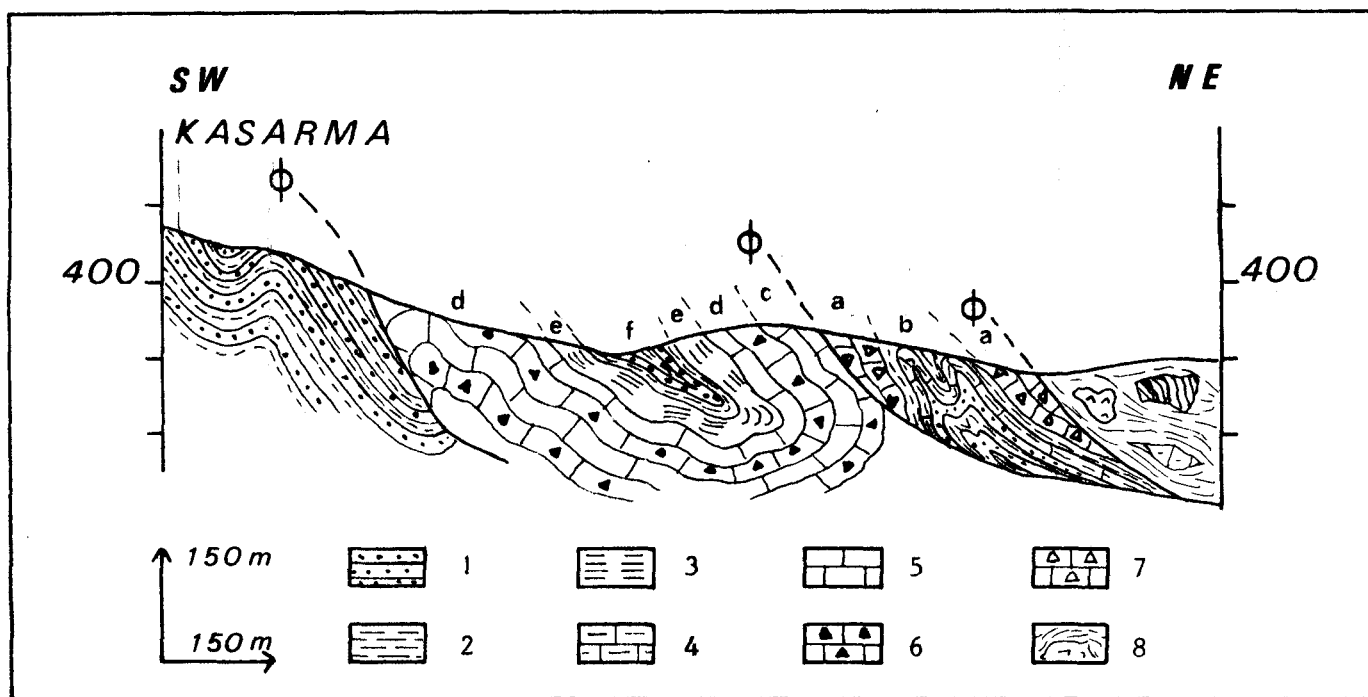


Fig. 71. - Coupe au Nord du Kasarma (47).

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcaires ; 4. calcaires marneux ; 5. calcaires micritiques ; 6. calcaires microbréchiques à éléments de radiolarites et d'ophiolites ; 7. calcaires microbréchiques à débris calcaires ; 8. complexe chaotique à éléments ophiolitiques.

- a : de calcaires microbréchiques gris à éléments de calcaires. En lame mince, ils contiennent des débris algaires et de Madréporaires, *Orbitolina* sp. et *Baccinella irregularis* Radoicic du Crétacé inférieur ;
- b : une alternance de calcaires marneux gris, de grès, de pélites. Les calcaires marneux sont constitués d'une micrite qui contient en plaque mince : *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp. et *Gümbelina* sp. dont l'association s'étend de l'Albien au Crétacé supérieur ;
- c : des calcaires microbréchiques à bréchiques à débris de radiolarites et de calcaires. Ils comprennent des *Globotruncana* non identifiables mais qui, d'après J.J. Fleury, indiqueraient le Sénonien ;

STRATIGRAPHIE : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE AU FRONT DES ZONES INTERNES

- d : une association de calcaires micritiques et microbréchiques à éléments de micrites sombres. Ils contiennent des débris de Mélobésiées, de Nummilitidés, de Globigérinidés à test grossièrement perforé et d'Orbitoïdés parmi lesquels *Discocyclina* sp. et *Lepidorbitoïdes* sp. indiquent le Paléocène ;
- e : des calcaires marneux, couleur lie-de-vin, comportant des galets de calcaires et de silex de taille variable (du mm au cm). Dans les galets, en tant qu'individus isolés remaniés, on reconnaît une faune abondante du Maestrichtien : *Orbitoïdes media* D'Archiac, *Siderolites calcitrapides* Lamarck, *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana arca* Cushman. La présence dans d'autres galets de *Globorotalia* sp. à forme carénée et *Globigerina* sp. permet d'attribuer un âge paléocène ;
- f : une alternance de grès et de pélites à faciès flysch tertiaire.

Le versant nord du Kasarma permet d'observer une suite d'unités tectoniques dont l'une est constituée de matériel crétacé inférieur (Albien à Turonien ?) et dont une autre montre une série carbonatée du Crétacé supérieur à Paléocène à laquelle fait suite une série de type flysch tertiaire par l'intermédiaire de niveaux de transition calcaro-pélimitique rouge.

III. CONCLUSIONS

Les coupes décrites permettent de reconstituer des séries d'âge crétacé supérieur-paléocène au front des zones internes (fig. 72).

a) Les séries stratigraphiques

1) La base du Crétacé supérieur

Après l'alternance flyschoïde du Crétacé inférieur, le Crétacé supérieur basal montre un faciès conglomératique qui paraît plus tardif (post-turonien) dans les régions les plus occidentales (Mesochorion, Smokovon, Thrapsimiou et Dafnospilia) que dans les séries orientales (Ano Ktimeni).

2) Le Crétacé supérieur

Partout il est représenté par une série carbonatée à débris de Rudistes et éléments de radiolarites et de roches d'affinité ophiolitique. Dans la partie supérieure, la série s'enrichit de calcaires massifs cristallins et de calcaires micritiques.

3) Le Paléocène

Le Paléocène est constitué de deux termes dissemblables. Si la partie inférieure est constituée de calcaires micritiques et bioclastiques à laminées siliceuses, la partie supérieure est calcaro-pélimitique et détritique, parfois conglomératique. Un flysch tertiaire d'âge éocène basal lui succède ; son faciès est tout à fait comparable à celui du Pinde.

b) Signification bathymétrique et paléogéographique

Les observations stratigraphiques permettent de séparer la série d'Ano Ktimeni des autres séries. En effet, sous le Crétacé supérieur carbonaté, existe une alternance de type flyschoïde constituée de grès, de calcaires marneux et microbréchiques. Près d'Ano Ktimeni, cette série s'interrompt au Vracono-Cénomaniens au bénéfice de calcaires conglomératiques massifs tandis qu'à Mésochorion, Smokovon et Dafnospilia, cette série se poursuit jusqu'au Turonien.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

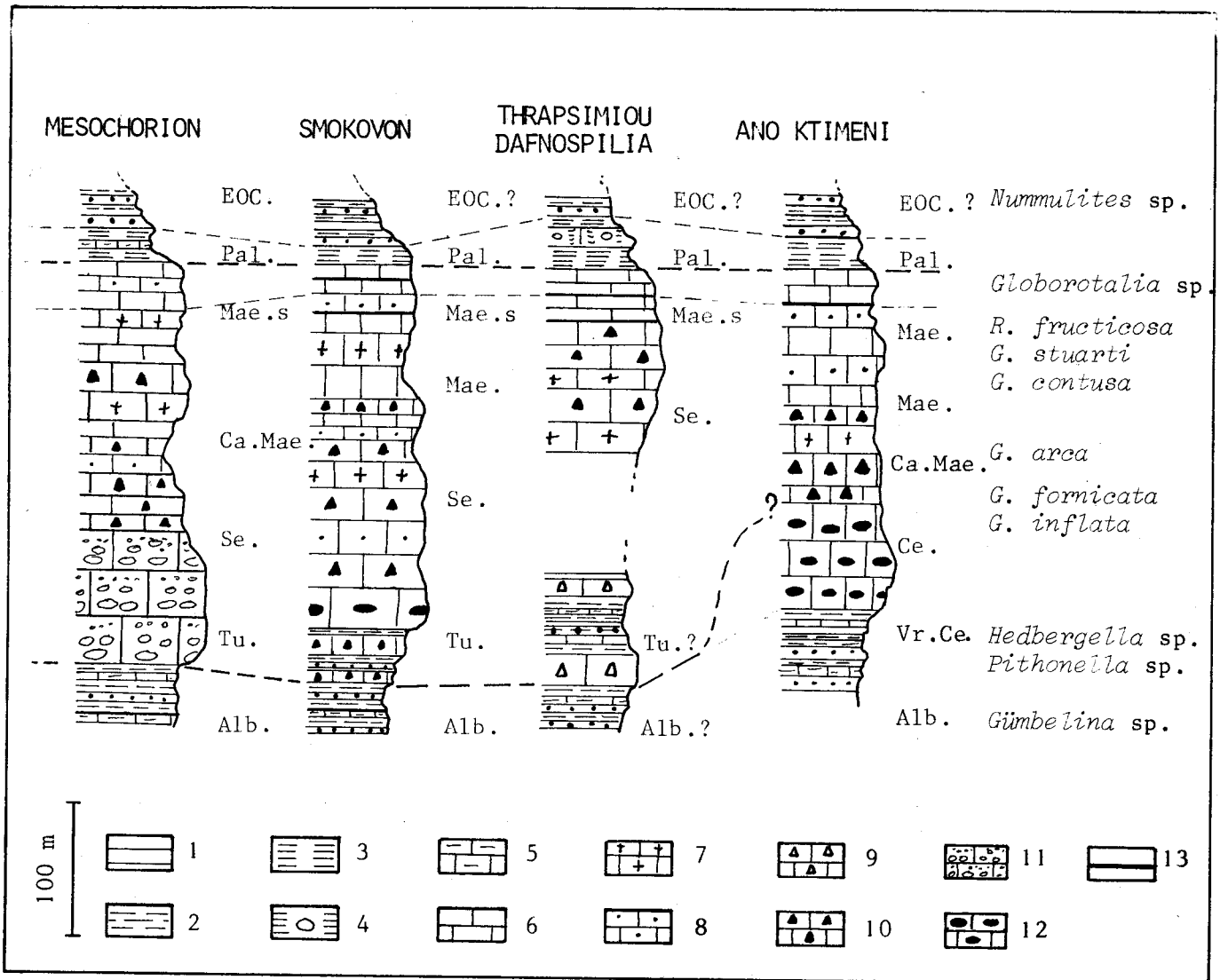


Fig. 72. - Reconstitution des profils chronostratigraphiques des séries du Crétacé supérieur-Paléocène au front des zones internes.

1. grès ; 2. pélites ; 3. pélites calcareuses et détritiques rouges ; 4. pélites calcareuses conglomératiques ; 5. calcaires marneux ; 6. calcaires micritiques massifs ; 7. calcaires cristallins ; 8. calcaires bioclastiques ; 9. calcaires microbréchiq. (éléments carbonatés) ; 10. calcaires microbréchiq. (éléments radiolaritiques et ophiolitiques) ; 11. conglomérats granoclassés ; 12. calcaires conglomératiques ; 13. laminées siliceuses.

1) Les séries de Mesochorion, Smokovon et Thrapsimiou Dafnospilia

L'existence d'une série flyschöide d'âge éocrétacé qui se poursuit jusqu'au Turonien et d'un flysch tertiaire typique (orthoflysch de N.B. VASSOEVICH, 1948) conduit à comparer les séries observées près de Mesochorion, de Smokovon et de Thrapsimiou-Dafnospilia aux séries du Pinde. Dans ces dernières, au premier flysch du Pinde (J. AUBOUIN, 1959 ; J.J. FLEURY, 1968, 1975) succèdent les calcaires en plaquette d'âge coniacien à campanien. On y observe localement des passées microbréchiq. Les couches de passage au flysch tertiaire sont d'âge maestrichtien à maestrichtien supérieur. Le flysch tertiaire débute dès le Paléocène avec localement un horizon carbonaté (J.J. FLEURY, 1970). Les séries identifiées sont relativement comparables à la

série pindique, toutefois trois points de divergence doivent être soulignés :

- l'existence de conglomérats et de calcaires conglomératiques à la base du Crétacé supérieur et la richesse en microbrèches de la séquence carbonatée ;
- le développement précoce des séries carbonatées d'âge crétacé supérieur dans les séries considérées (Turonien) par rapport aux séries pindiques (Coniacien) ;
- les couches de passage au flysch plus tardives dans le secteur qui nous intéresse.

La présence de conglomérats et de calcaires microbréchiques à une époque où la zone du Pinde connaît encore le dépôt du "premier flysch" marque une position plus interne des séries considérées et l'arrivée de produits clastiques liés au démantèlement d'un orogène interne (débris ophiolitiques et radiolaritiques). Le granoclassement des éléments détritiques et le remaniement du matériel des séries sous-jacentes plus anciennes (calcaires micritiques d'âge vracono-cénomaniens, micrites à Radiolaires, calcaires à Hedbergelles et calcaires à Calpionelles) évoquent des dépôts effectués par courants de turbidité (P.H. KUENEN et C.I. MIGLIORINI, 1950). Toutefois, l'extension limitée des faciès conglomératiques grossiers et la nature des éléments remaniés (abondance de matériel radiolaritique dans les séries de Mesochorion) permet de penser que ces courants de turbidité pourraient se développer préférentiellement par exemple dans des séries de cañons entaillant des bordures de plateformes, la diminution de la taille des éléments remaniés dans la partie supérieure de la série et la sédimentation calcaire calme au Maestrichtien-Paléocène indiquent la destruction de l'orogène interne et l'envahissement total de ce secteur par les eaux marines.

Au Paléocène, la sédimentation calcaire cesse avec le début du dépôt du flysch tertiaire qui se poursuit au moins jusqu'au Cuisien (+) (présence de Nummulites à piliers près de Paleo Giannitsou - série de Mesochorion). L'arrivée de ce matériel détritique au Paléocène ou à la base de l'Eocène correspond à une conséquence sédimentaire de la reprise de la tectogenèse dans les secteurs paléogéographiques voisins. Le décalage temporel de l'apparition du faciès flysch entre les séries observées (Paléocène) et celles de la zone du Pinde (Maestrichtien ; J. AUBOUIN, 1959 ; J.J. FLEURY, 1968 et *in* J. DERCOURT et al., 1976 ; C. MPODOZIS MARIN, 1977 ; N. LYBERIS, 1978 ; P. JAEGER, 1978) est comparable à celui que l'on observe sur le bord externe du sillon du Pinde (++) . Le transit des particules détritiques du flysch n'a donc pu s'effectuer par le secteur considéré ; on peut évoquer des parcours selon des chenaux transversaux ou encore des apports longitudinaux ainsi que l'a proposé J.J. FLEURY (1970).

2) Les séries de Ktimeni, Perivoli et Archanion

Les calcaires d'âge crétacé supérieur à paléocène de ces séries sont comparables à ceux observés au Sud du Sperchios dans la série béotienne (E. WIGNIOLLE, 1977 ; B. CLEMENT, 1978). La précocité de l'installation du régime carbonaté traduit le caractère plus interne de ces séries par rapport aux précédentes. Les conglomérats cénomaniens sont directement corrélables avec la base du Crétacé supérieur transgressif interne.

c) Conclusions paléogéographiques

Les calcaires d'âge crétacé supérieur à faciès Thimiama constituent la couverture de la série détritique d'âge éocétacé. Dans les unités orientales, ils constituent

(+) Cette datation est comparable aux âges obtenus par E. WIGNIOLLE (1977) dans les séries béotiennes de l'Iti.

(++) Dans le Péloponnèse, la série du Pinde montre encore des calcaires en plaquettes au Paléocène (J. DERCOURT, 1948 ; J. DERCOURT et J. MAGNE, 1965) tandis que dans la zone du Gavrovo, l'envahissement par le flysch tertiaire s'effectue à l'Eocène moyen et supérieur (J. AUBOUIN, 1959 ; P. CELET, 1962 ; J. DERCOURT, 1964 ; J. DERCOURT et al., 1970).

la partie supérieure de la série tithonique-berriasienne béotienne ; à l'Ouest, ils reposent sur une série comparable au premier flysch du Pinde. Ces séries occidentales semblent représenter un domaine intermédiaire entre la zone béotienne et la zone du Pinde.

C. - LES SEDIMENTS POST-OROGENIQUES ET MORPHOLOGIE ANCIENNE

Cette sédimentation, postérieure aux déformations tangentielles, est constituée par les terrains oligo-miocènes et les dépôts plio-quadernaires.

CHAPITRE I : LES TERRAINS OLIGO-MIOCENES

I. HISTORIQUE

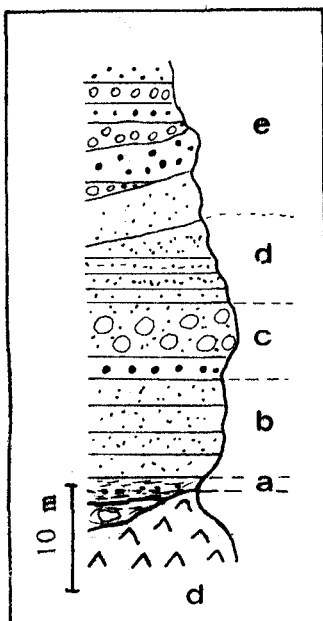
L'existence de formations molassiques d'âge miocène en Grèce continentale a été montrée par A. PHILIPPSON (1895) et V. HILBER (1896). Ces formations se répartissent selon un sillon disposé sensiblement de façon méridienne que J. BOURCART (1922) appelle sillon albano-thessalien et J.H. BRUNN (1956), le sillon méso-hellénique.

Dans le cadre du secteur considéré, G. MARINOS et al. (1962) signale, sur la carte géologique de Leontarion, une alternance de grès et de marnes. Près de Phanari, E. SAVOYAT mentionne une série qui comporte des calcaires organogènes passant localement à des brèches, puis des marnes à passées ligniteuses et intercalations de grès suivies de conglomérats polygéniques à caractère continental et fluvial. La série se termine par une alternance de grès fins ou grossiers, à lentilles microconglomératiques. Le contenu paléontologique indique un âge aquitain à burdigalien inférieur.

II. DESCRIPTION DES FORMATIONS MOLASSIQUES DE LA REGION DE DOMOKOS

La molasse oligo-miocène est bien représentée dans la région considérée. D'une façon générale, elle est constituée de grès et de conglomérats gréseux. Leur caractère post-orogénique et discordant est bien démontré par l'extension de cette formation qui repose à la fois sur diverses unités ophiolitiques, sur des calcaires de la couverture transgressive interne d'âge crétacé supérieur et sur les calcaires du Crétacé supérieur-Paléocène et le flysch tertiaire des séries du front des zones internes.

Les dépôts molassiques n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée, toutefois, quelques observations dans la région de Makririachi, d'Anavra et du Palio kasarma permettent d'en préciser la lithologie. Les dépôts molassiques comprennent du haut vers le bas (fig. 73) :



- a : une formation détritique composée d'une alternance de niveaux rouges et verts correspondant à des remaniements successifs de radiolarites ou de roches ophiolitiques. Les lavages de la fraction fine n'ont pas livré de microfaune ;
- b : une série de bancs gréseux, jaune-vert, où une matrice calcareuse enveloppe des débris radiolaritiques, ophiolitiques et de calcaires, des particules détritiques de quartz et de feldspath ;
- c : des conglomérats et des grès très grossiers. Les conglomérats contiennent des galets décimétriques de calcaires, de schistes, de radiolarites, d'ophiolites et plus rarement, de granites à deux micas ;
- d : des grès et des marnes sableuses ;

Fig. 73. - Succession lithologique schématique des dépôts molassiques.

STRATIGRAPHIE : REMARQUE SUR LA MORPHOLOGIE

- e : des grès et des conglomérats où s'observent parfois des couches se terminant en biseau, pouvant avoir valeur de stratification entrecroisée de grande dimension. Certains conglomérats se disposent de façon lenticulaire et pourraient évoquer d'anciens chenaux.

III. CONCLUSIONS

Dans les limites géographiques du secteur étudié, les dépôts molassiques débutent par une formation détritique de faible épaisseur remaniant du matériel local (éléments ophiolitiques et radiolaritiques). Cette base se différencie de celle observée plus au Nord, constituée de calcaires organogènes karstifiés (E. SAVOYAT et N. LALECHOS, 1969 ; P. JAEGER, 1979). Cette différence pourrait être simplement expliquée par la nature du soubassement sur lequel s'effectue la transgression. Dans les deux cas, la série est ensuite composée de grès et de conglomérats et semble remanier autant d'éléments ophiolitiques (D. PAPANIKOLAOU et Ch. SIDERIS, 1977). Compte tenu de l'âge oligocène supérieur des calcaires organogènes près de Phanari, il est possible que la série grés-conglomératique représente l'équivalent des grès et conglomérats de Pentafon de Grèce septentrionale.

CHAPITRE II : REMARQUE SUR LA MORPHOLOGIE

Si la plupart des surfaces actuelles situées à l'Est du chevauchement ophiolitique semble correspondre à des surfaces post-miocènes et d'âge quaternaire, il est possible qu'à l'Ouest de ce chevauchement, certaines formes soient à rattacher à des périodes plus anciennes. En effet, si l'on considère l'extension des terrains molassiques, hormis certains affleurements qui jalonnent la bordure de la plaine de Trikala (Katachloron, Karaouli, Tuva), on remarque qu'elle occupe une position nord-sud. Aucune formation molassique n'a été observée au Sud-Ouest du Papitsa potamos et la limite d'extension géographique de la molasse coïncide avec un liseré d'écailles à matériel crétacé supérieur-paléocène dont la direction structurale est parallèle au front ophiolitique. Ces écailles calcaires ont donc pu jouer le rôle de paléoreliefs ayant bloqué la transgression molassique. En conséquence, certaines surfaces présentes à l'Ouest de cette limite d'extension -malgré l'absence de dépôts corrélatifs pouvant confirmer cette hypothèse- pourraient correspondre à des surfaces plus anciennes. Cela pourrait être le cas de la table d'érosion à karst fossile située au SE de Mesochorion et de la large crête du Psili Rachi-Psili Kotroni qui lui est attenante.

D. - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

I. LES FAITS

a) Les apports

L'étude stratigraphique de la région de Domokos (Othrys occidentale) a permis l'identification d'un certain nombre de séries ; celles-ci ont été replacées dans une position graphique proche de leur situation géographique, tandis que les grands traits structuraux déjà évoqués ont été représentés (fig. 74).

b) Les affinités zonéographiques des différentes séries

Les séries sont parfois incomplètes et réduites mais à l'aide de comparaisons avec d'autres régions, diverses hypothèses ont été discutées quant à leur attribution à l'une ou l'autre des zones isopiques helléniques. On doit en retenir les considérations suivantes :

FRONT DES ZONES INTERNES

MOLASSE OLIGO-MIOCENE

D2

Do

D1

PAL., SERIE CRETACE
MA., SUPERIEUR-PALEOCENE
DES ZONES INTERNES

CA.,
CE.,

SERIES TRIASICO-JURASSIQUES
DES ZONES INTERNES

SERIE DE
KASTRI

FRONT DES ZONES INTERNES

SERIES ASSOCIEES
OPHIOLITES

SERIE DJ
KOZIAKAS

SERIES AU FRONT
DES ZONES INTERNES

Eocé.,
PAL.,

Da-Mé

Tr

MAE.,
CAM.,

JR?

TU.,
ALB.,?

JR?

A-P

JR?

CÉN.,
ALB.,
BAR.,

JR?

BE.,
PAL.,

JR?

Do-MAL.

JR?

OL?

Ag

Kt

Da

Ma

Do

Mo

To

La

Ca

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr

Ma

Ca

Ce

Tr</

STRATIGRAPHIE : CONCLUSIONS

Dans les zones internes, les séries triasico-jurassiques appartiennent au domaine maliaque ; la série de Kastri, d'âge jurassique possible, peut lui être rattachée. La mise en évidence d'une série (série de Trilofon -Tr-) à calcaires néritiques ladinien pose le problème de la limite occidentale de ce bassin.

Les séries sédimentaires associées aux ophiolites sont de deux ordres : les unes témoignent de la couverture normale d'un système pélagique océanique (série de Kaitsa -Ka-), les autres correspondent à des dépôts liés à la tectonisation précoce du système ophiolitique (série d'Agoriani -Ag-).

Enfin, les séries d'âge crétacé supérieur-paléocène sont à rapporter au domaine pélagonien (définition d'après P. CELET et J. FERRIERE, 1978).

Pour les zones externes, certaines séries doivent être rangées dans la zone béotienne (série d'Archanion -A-, de Périvoli -P- et de Ktimeni -Kt-), tandis que d'autres séries sont d'affinité pindique (série de Dafnospilia -Da-, Smokovon -Smo- et Mesochorion -Me-).

II. INTERPRETATION : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE REGIONALE

L'étude des séries des zones internes d'Othrys occidentale permet de mettre en évidence des paléogéographies successives distinctes au cours desquelles il est intéressant de considérer les relations entre les zones internes et les zones externes.

La première paléogéographie concerne l'époque triasico-jurassique. Les séries de cet âge montrent deux zones principales (fig. 75) : la première à faciès pélagique (série de Moschokarya -Mo-) qui doit être rattachée à la zone maliaque définie par la série de Loggiston en Othrys (J. FERRIERE, 1974, 1976), la seconde à faciès néritique (série de Trilofon -Tr-). Certains arguments stratigraphiques (faciès néritiques remaniés dans d'autres séries ; précocité et caractéristiques des faciès volcaniques dans les séries de Tourla -To-) semblent indiquer une position occidentale des séries néritiques par rapport aux séries pélagiques. Au Trias, certaines caractéristiques des séries en bordure du Sperchios (calcaires graveleux et oolithiques dans la série de Grammeni -Gr-, série de Kastri -Ka- et série de Profitis Ilias de J. FERRIERE, 1977) mettent en cause une différenciation transversale du domaine pélagique maliaque susceptible d'être induite par un jeu précoce d'une éventuelle paléofaille transformante du Sperchios.

L'importance des tectoniques et les raccourcissements au front des zones internes rendent délicate l'analyse des relations entre le domaine maliaque et les séries du Koziakas et du Pinde ; toutefois, la nature de certains faciès (calcaires microbréchiques et/ou à Involutines des séries du Koziakas et de Trilofon -Tr-) conduit à

Fig. 74. - Profils stratigraphiques schématiques des différentes séries de la région de Domokos (Othrys occidentale).

1. grès conglomératiques ; 2. grès ; 3. pélites gréseuses ; 4. pélites ; 5. radiolarites et jaspes. 6 à 21. calcaires : 6. micritiques ; 7. à silex ; 8. gréseux ; 9. graveleux ; 10. bioclastiques ; 11. oolithiques ; 12. microbréchiques ; 13. bréchi-ques ; 14. conglomératiques ; 15. à débris de Rudistes ; 16. massifs et cristallins ; 17. à Rudistes entiers ; 18. à Algues ; 19. à Involutines ; 20. ammonitico-rosso ; 21. à Calpionelles. 22. complexe ophiolitique (péridotites et pillow-lavas) ; 23. diabase et laves massives ; 24. trachytes ; 25. pillow-lavas triasiques ; 26. coulée massive triasique (dolérites) ; 27. brèche de pillow ; 28. chlorito-schistes et séricito-schistes.

Da. Dafnospilia ; Me. Mesochorion ; Kt. Ano-et Kato Ktimeni ; A. Archanion ; P. Périvoli ; Ag. Agoriani ; Tr. Trilofon ; To. Tourla ; G. Grammeni ; Mo. Moschokarya ; Do. Domokos ; Ka. Kastri.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

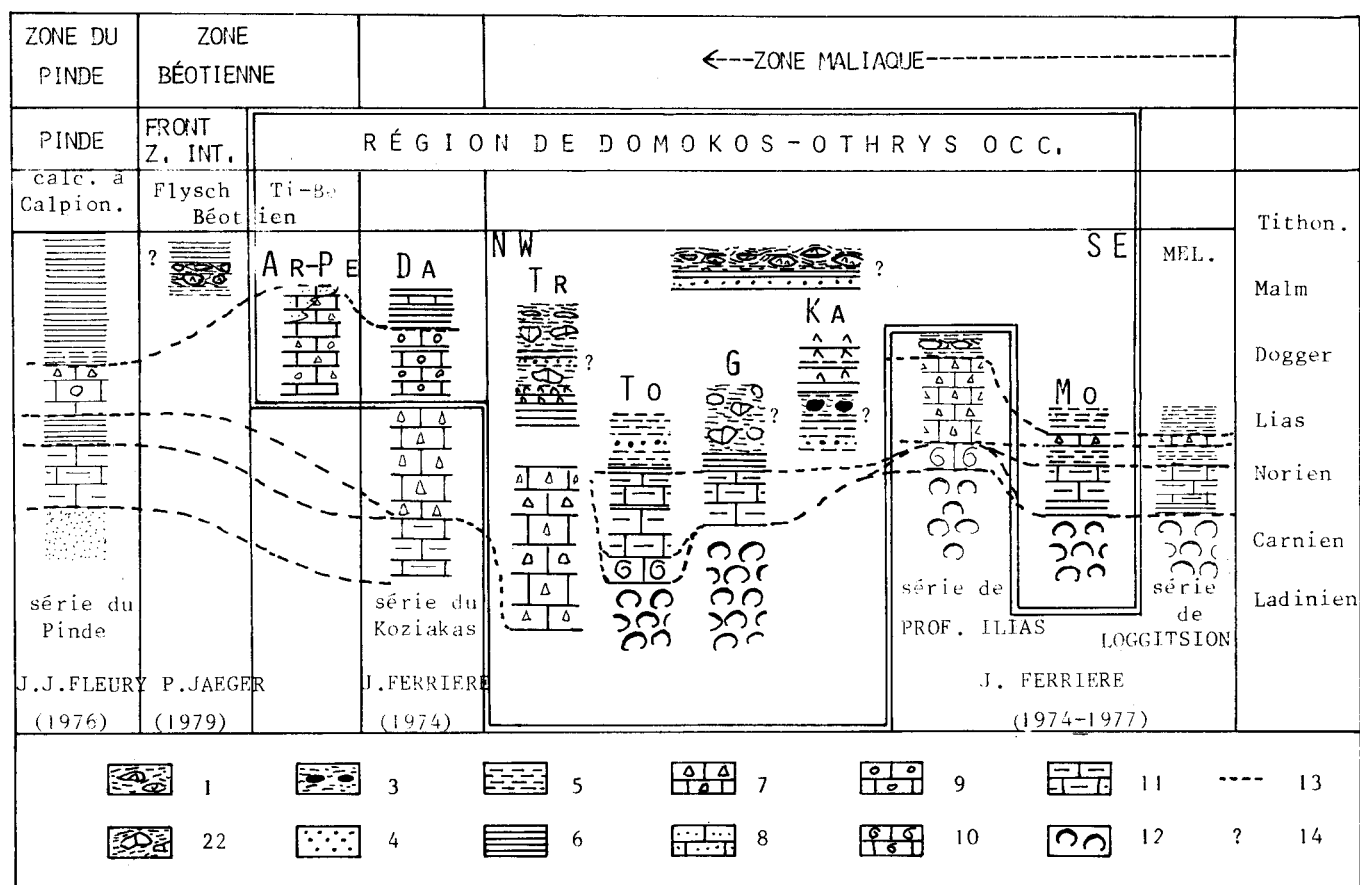


Fig. 75. - Synthèse stratigraphique - Epoque triasico-jurassique.

1. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; 2. complexe olistolitique ; 3. conglomérats ; 4. grès et formations détritiques ; 5. pélites ; 6. radiolarites et jaspes. 7 à 11. calcaires : 7. microbréchiques ; 8. graveleux ; 9. oolithiques ; 10. ammonitico-rosso ; 11. à silex. 12. pillow-lavas ; 13. limites lithologiques ; 14. âge problématique.

(Les apports stratigraphiques sont encadrés d'un double trait ; symboles des séries voir fig. 74).

envisager l'existence d'un haut-fond séparant le domaine maliaque du bassin du Pinde, évoquant ainsi le dispositif connu au Sud du Sperchios avec le Parnasse. Dans cette optique, l'existence d'un complexe olistolitique au Jurassique (?) dans les séries triasico-jurassiques de Grammeni (Gr) et de Trilofon (Tr), le développement des faciès oolithiques dans la série du Koziakas et la future zone béotienne permettent d'envisager certains évènements tectoniques affectant cette limite paléogéographique. Toutefois, l'absence d'éléments d'affinité ophiolitique dans ces complexes olistolitiques ne permet pas d'associer directement cette tectonique à celle des systèmes ophiolitiques et conduit à considérer que les ophiolites correspondent à une entité paléogéographique distincte du domaine maliaque. Les caractéristiques sédimentologiques des complexes chaotiques à éléments ophiolitiques d'âge jurassique terminal probable (remaniement des calcaires pélagiques carniens, noriens et jurassiques) montrent que la tectonisation principale des systèmes ophiolitiques a pu s'effectuer par un mécanisme de progression de "nappe" en milieu aquatique dont l'influence s'est fait sentir jusque dans la future zone béotienne (complexe à éléments ophiolitiques au front du Koziakas ; P. JAEGER, 1979). Les séries d'âge jurassique à crétacé inférieur supra-ophiolitique de Grèce septentrionale et la série de Kaitsa (Ka) peuvent être interprétées comme la couverture de certains secteurs de l'ensemble ophiolitique.

STRATIGRAPHIE : CONCLUSIONS

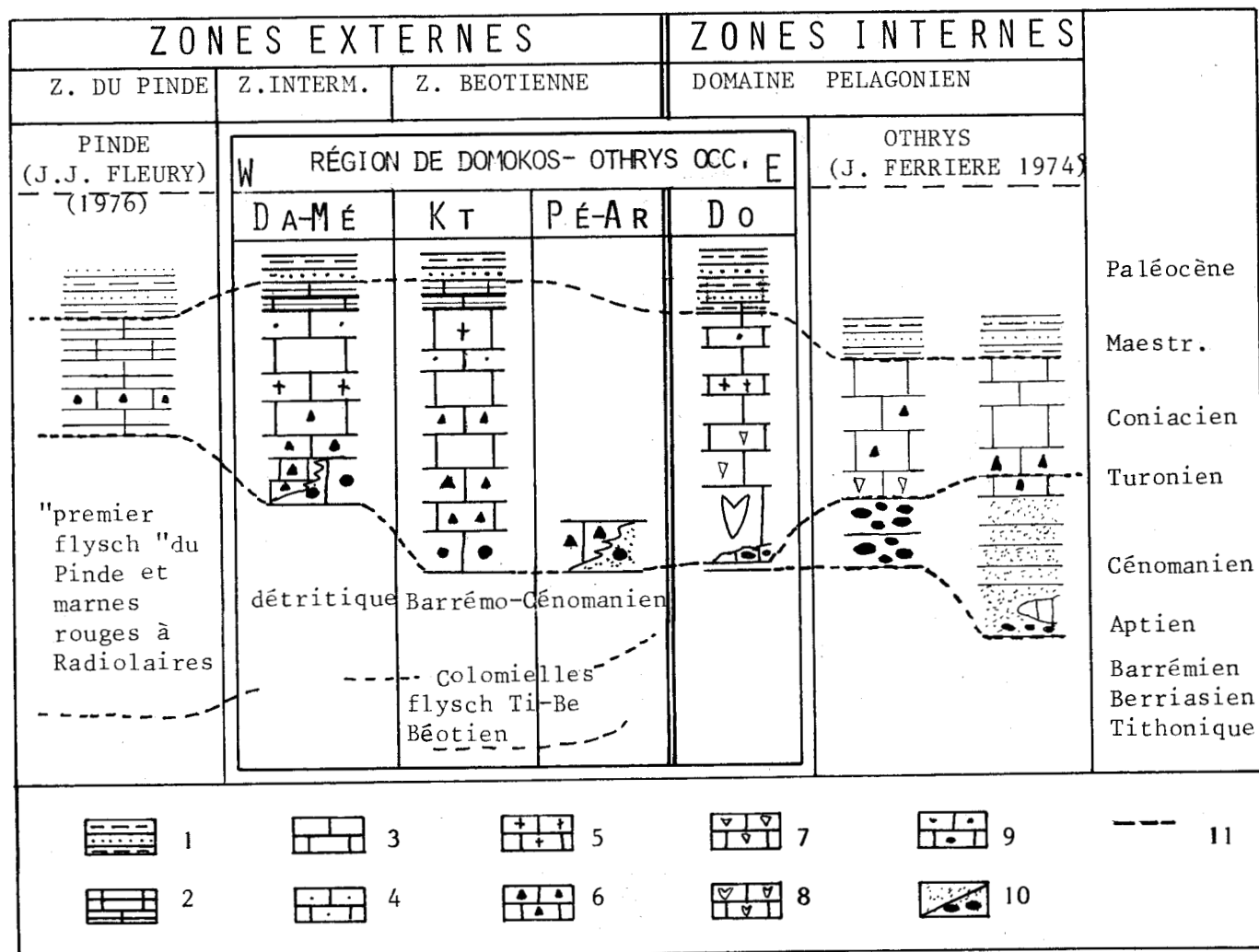


Fig. 76. - Synthèse stratigraphique - Epoque Jurassique supérieur à Eocène.

1. pélites et grès (flysch). 2 à 8. calcaires : 2. en plaquettes et à bancs de jaspes ; 3. micritiques ; 4. bioclastiques ; 5. cristallins massifs ; 6. microbréchi-ques à bréchi-ques ; 7. à débris de Rudistes de grande taille ; 8. à Rudistes. 9. conglomérats ; 10. grès et conglomérats gréseux ; 11. limites lithologiques. (Les apports stratigraphiques sont encadrés d'un double trait ; symboles des séries voir fig. 74).

La deuxième paléogéographie est d'âge crétacé inférieur (fig. 76). Pendant que dans les zones internes s'édifie une cordillère d'affinité pélagonienne, la zone béotienne et la zone du Pinde connaissent un comblement par les produits d'érosion de cette cordillère. L'Othrys occidentale correspond alors à la limite paléogéographique séparant le bassin Pinde-Béotien de la dépression de l'Othrys centrale et orientale (cf. J. FERRIERE, 1974).

La troisième époque paléogéographique correspond à la période d'âge céno-manién-maestrichtien où s'effectue la transgression du Crétacé supérieur dans les zones internes en Othrys occidentale (série de Domokos -Do-) et où s'installe la sédimentation carbonatée de transition (série de Dafnospilia -Da- et de Mesochorion -Me-) vers le Pinde.

Au Maestrichtien supérieur-Paléocène, la région de Domokos initialement en relief à l'époque du Jurassique supérieur-Cénomanién et en position de plateforme du Cénomanién au Maestrichtien continue à occuper une position en haut-fond ainsi que l'indique l'âge tardif de l'arrivée du flysch tertiaire.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

A l'époque *oligo-miocène*, après le dépôt du détritique tertiaire issu de l'érosion d'un édifice plus interne, l'Othrys occidentale est affectée par des mouvements marqués par une tectonique cassante, de telle sorte qu'elle constitue un môle limitant le sillon *mésohellénique* au SW.

La *paléogéographie plio-quaternaire* est conditionnée par une tectonique cassante dont le jeu s'effectue en horsts et en grabbens.

DEUXIEME PARTIE

PETROGRAPHIE

PETROGRAPHIE

L'ensemble des travaux conduits dans la région de Domokos ont permis de distinguer deux types d'assemblages de roches éruptives : un complexe volcanique triasique et une association ophiolitique. Cette distinction repose sur des critères à la fois structuraux, stratigraphiques et pétrographiques.

L'analyse stratigraphique a montré les relations étroites et constantes de sédiments d'âge triasique avec certaines roches effusives, tandis que d'autres dépôts sont associés aux ophiolites : d'une part des sédiments témoignant de la tectonique de l'assemblage ultramafites-mafites-effusif et des terrains susceptibles de représenter une couverture sédimentaire de roches effusives, malheureusement d'âge non précisé paléontologiquement.

Les critères pétrographiques de terrain permettent en outre de reconnaître des associations pétrographiques différentes ; les roches datées du Trias par les sédiments associés présentent des faciès effusifs à hypovolcaniques tandis que les autres roches effusives sont en relation, au moins structurellement, avec des roches éruptives grenues (ultramafites et mafites).

A. - LE COMPLEXE VOLCANIQUE TRIASIQUE

Il est largement développé au sein de la "nappe ophiolitique" telle que l'avaient considéré J. AUBOUIN (1959) et K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969). En raison de la complexité structurale et de ses caractéristiques pétrographiques, il apparaît nécessaire de le différencier du complexe ophiolitique ainsi que d'autres auteurs l'ont fait antérieurement en d'autres endroits (J. TERRY, 1971 ; J. FERRIERE, 1972, 1974).

Les observations de terrain ont montré qu'ils occupent systématiquement une position infra-ophiolitique et les affleurements se disposent essentiellement au Sud et à l'Est de la plaine de Xinias dont l'affleurement le plus considérable se situe dans le massif de Tourla mais on doit également signaler des affleurements à première vue assez dispersés près des villages de Moschokarya, Koromilea et Lefka. Dans le massif de Tourla, les terrains sont datés du Ladinien-Carnien par la microfaune contenue dans les meats carbonatés séparant les coussins et la couverture calcaire ; en ce qui concerne les autres affleurements, l'âge est moins précis mais est anté-norien d'après les Conodontes des terrains calcaires qui surmontent les termes effusifs.

Les caractéristiques pétrographiques, le type d'association de roches éruptives et les observations de terrain permettent de séparer deux ensembles au sein du complexe volcanique triasique : l'un, occidental, correspond à l'édifice du Tourla et sa prolongation septentrionale possible ; l'autre est constitué par l'unité de Grammeni, le secteur de Moschokarya et d'autres affleurements orientaux (fig. 77).

CHAPITRE I : PETROGRAPHIE ET FAITS DE TERRAIN

I. L'ENSEMBLE OCCIDENTAL

a) L'édifice volcanique du Tourla

Il constitue le versant SE du Mitaphovouni et le massif du Tourla ; entre la vallée du Marathorema et Grammeni, il est largement recoupé par la route qui relie le village à celui de Trilofon.

L'édifice volcanique de Grammeni est essentiellement composé de laves à débit en pillow-lavas et plus accessoirement, de coulées à débit massif ; des brèches à débris de pillow-lavas et de roches à caractère doléritique sont assez fréquentes alors que d'autres faciès sont plus rares : des trachytes couronnent le massif du Tourla et la base de l'unité tectonique présente sporadiquement des leucobasaltes.

5111
CITE

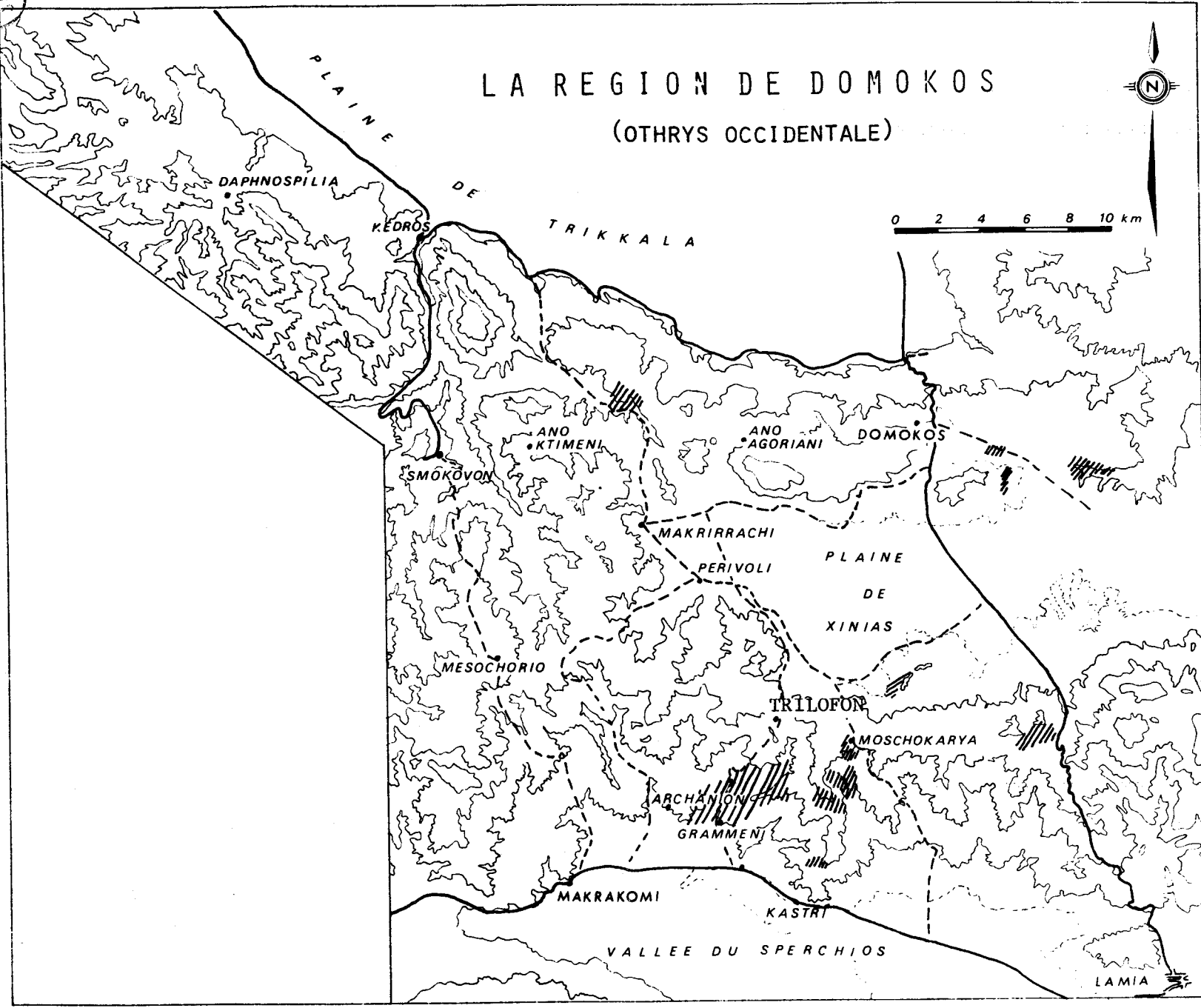


Fig. 77 - Extension géographique du complexe volcanique triasique d'Othrys occidentale.

1) Les différents faciès volcaniques

11) Les coulées à débit en pillow-lavas

Les pillow-lavas constituent les 3/4 de l'édifice volcanique de Grammeni.

111) Morphologie ; étude macroscopique

De taille métrique, ils présentent des sections sensiblement elliptiques caractéristiques d'un refroidissement dans l'eau. La forme des coussins permet souvent de déterminer la polarité de l'empilement. Généralement plus allongé qu'épais ($L > 1$ m, $H < 1$ m), l'étirement indique la ligne de plus grande pente lors de la consolidation du matériel effusif. En section, ils présentent fréquemment une nette dissymétrie; alors que la face supérieure est convexe, nettement arrondie, la partie inférieure est délimitée par des faces concaves qui moulent les faces supérieures des pillow-lavas sous-jacents (fig. 78). Ces sections montrent en apparence des individus isolés les uns des autres, disposition confirmée par les pillow-lavas désolidarisés de leur assemblage qui ont roulé sur les bas côtés de la route Trilofon-Grammeni.



Fig. 78. - Empilement de pillow-lavas dans la vallée du Marathorema.

Soumis à l'altération météorique, ils présentent une couleur violacée à vieux rose tandis que ravinés par les eaux de ruissellement, ils sont de couleur grise ou bleue.

Ils comportent d'abondantes vésicules remplies de calcite secondaire qui, sur les surfaces d'altération météorique, est fréquemment dissoute et disparaît. On y observe de nettes structures primaires, radiales ou concentriques marquées par la structure de la roche, les vésicules calcitiques et les fentes de refroidissement.

Les structures concentriques sont indiquées par la structure de la roche. L'écorce des coussins présente une teinte plus rouge (sur quelques centimètres) vraisemblablement due à l'altération de matériel enrichi en fer ; le coeur apparaît rosâtre ou gris et plus dense ; il présente, à la loupe, une fine structure microlitique. Entre coeur et périphérie, on observe parfois des auréoles rouges sans doute dues à l'altération préférentielle de concentration particulière en hématite. Ces niveaux rouges soulignent une différence de structure qui, vers le centre, apparaît microlitique tandis que vers la périphérie, le grain est difficilement discernable à l'oeil nu.

Elles sont également soulignées par la répartition des vésicules calcitiques. Un pillow choisi dans la vallée du Marathorema expose particulièrement bien cette propriété (fig. 79). Tout le long de la périphérie du pillow dépourvu de croûte vitreuse, l'écorce comporte d'abondantes amygdales de calcite allongées radialement, l'écorce comporte d'abondantes amygdales de calcite allongées radialement

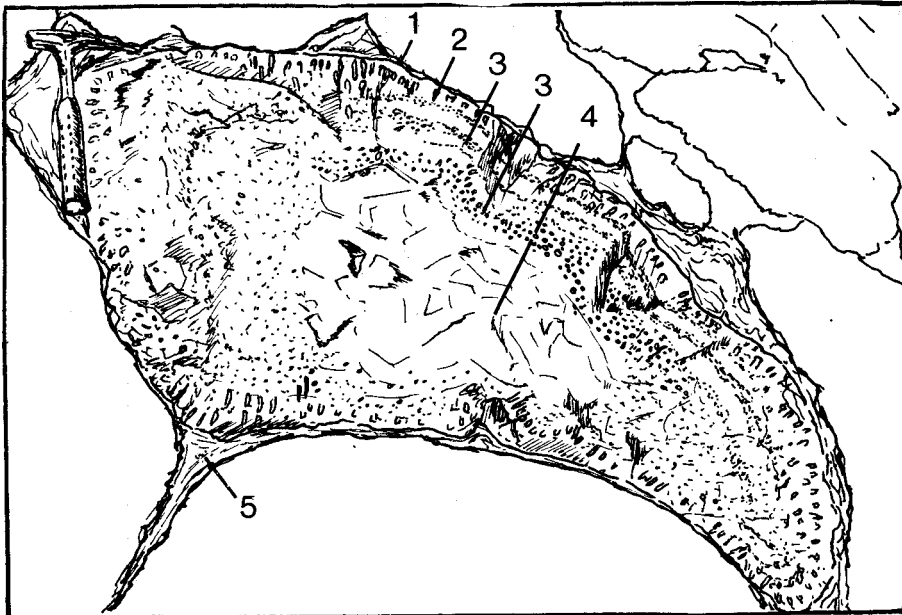


Fig. 79. - Pillow-lavas du Tourla (vallée du Marathorema).

1. surface dépourvue de croûte vitreuse ; 2. écorce à amygdales de calcite allongées radialement ; 3. vésicules calcitiques disposées en auréoles successives ; 4. coeur pauvre en vésicules ; 5. meat rempli de calcite secondaire.

qui se terminent du côté externe par une forme sphérique. Ces vésicules résultent du dégazage de la lave et ont été remplies secondairement par de la calcite. Leur forme témoigne d'une adsorption des gaz issus de la lave fluide à la périphérie des coussins déjà figés. Vers l'intérieur du coussin, les vésicules calcitiques se répartissent selon des anneaux concentriques particulièrement bien visibles dans la partie supérieure ; leur forme est généralement sphérique ou légèrement allongée radialement. Leur dimension tend à diminuer depuis la périphérie vers le centre, toutefois, certains anneaux montrent une dissymétrie de la taille des sphères : de taille plurimillimétrique à la partie supérieure, elles passent à une taille millimétrique vers la base. Au coeur des pillow, on observe peu de vésicules ; elles sont généralement plus petites et non calcitiques. Toutefois, cela peut être dû à l'action plus rapide de l'altération météorique sur des quantités moindres. Cette disposition en anneaux rend compte de la progression du front de cristallisation lors du refroidissement de la lave depuis la périphérie vers l'intérieur du coussin.

Les structures concentriques sont aussi marquées par des fissures de refroidissement qui ont peut-être été favorisées par l'anisotropie structurale de la roche.

Les structures radiales très nettes sont soulignées par :

- l'allongement radial des amygdales de calcite à la périphérie ;
- des fractures radiales convergentes vers le coeur des coussins. Il s'agit de fissures de retrait thermique développées pendant le refroidissement du pillow après que la lave fut consolidée, puisque certaines décalent les niveaux concentriques et les anneaux de vésicules calcitiques. Ces fractures sont remplies secondairement par de la calcite ; peut-être constituent-elles l'un des chemins possibles des ions calcium pour gagner les vésicules les plus internes ;
- une prismation plus ou moins fruste qui détermine parfois un réseau polygonal à la surface des coussins.

Outre ces structures radiales et concentriques, les pillow montrent une différenciation verticale gravitative en ce sens que les vésicules calcitiques sont plus nombreuses et plus grosses à la partie supérieure que vers la base. Une telle disposition indique que sous la coque déjà durcie, la lave est encore assez fluide pour se dégazer et pour que les bulles de gaz puissent s'élever. Ceci aurait d'ailleurs constitué un bon critère de polarité si les formes n'avaient suffi.

PETROGRAPHIE : DESCRIPTIONS DES LAVES TRIASIQUES

D'autres coussins affectent une forme allongée en cordon (fig. 80 A), de longueur plurimétrique et dont les sections présentent les caractéristiques des pillow. En comparaison avec les figures d'épanchement aérien connues, cette élongation pourrait correspondre à une direction perpendiculaire à celle de l'écoulement.

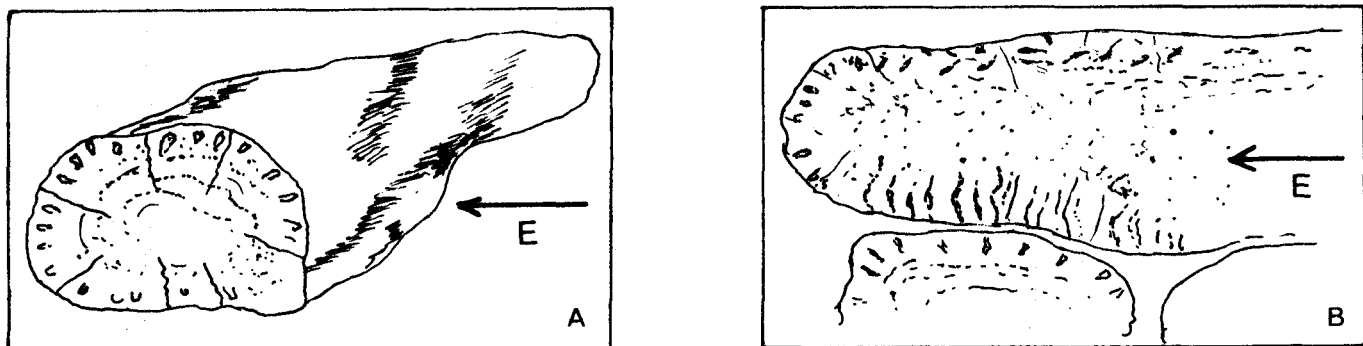


Fig. 80. - Représentation schématique de figures d'épanchement et d'orientation dans l'édifice volcanique du Tourla (vallée de Marathorema).

A. pillow-lavas en cordon (E : sens de l'écoulement) ; B. méga-coussins évoquant une coulée (E : sens de l'écoulement).

Certains épanchements de grande taille (fig. 80 B) sont très allongés (3 m) et peu épais (1 m) et montrent des faces subparallèles. Une de leurs extrémités est parfois de forme arrondie, de telle sorte que cet épanchement évoque de très vastes pillow. Leur partie supérieure présente des traînées d'amygdales calcitiques qui indiqueraient la direction d'écoulement. Au plancher de ces épanchements, les amygdales sont développées en traînées de forme sinusoïdale ; d'après certains arguments de A.C. WATERS (1960) et de G.L. PETERSON et J.W. HAWKINS (1972), ces formes sinusoïdales correspondraient à d'anciennes traînées d'amygdales développées orthogonalement au plancher de la coulée et déformées sous l'effet de l'écoulement.

112) Pétrographie

D'une façon générale, les pillow-lavas de Grammeni présentent un faciès aphanitique amygdalaire à hyper-amygdalaire. Les amygdales, nous l'avons vu, marquent une nette différenciation entre périphérie, écorce et coeur. A l'oeil nu, si aucune structure n'est visible dans la périphérie et l'écorce, on peut deviner dans le coeur une fine structure microlitique.

La bordure des pillow est dépourvue de surface vitreuse. Au microscope, on observe des textures de refroidissement rapide, totalement sombre d'où se détachent des amygdales de calcite entourées d'une frange chloriteuse et des petites vésicules aux aspects contournés à coeur de calcite et/ou de zéolites ceints d'une bande chloriteuse pigmentée d'oxydes. Ces vésicules confèrent un aspect variolitique à la bordure. On y devine (plus qu'on ne voit) des petits microlites de plagioclases altérés, calcitisés ou zéolitisés (pl. III, 1)

La périphérie à amygdales radiales montre une texture microlitique un peu plus nette. Au microscope, les amygdales présentent une texture en géode occupées par de grandes plages cristallines de calcite ; les extinctions ne sont pas franches et révèlent une croissance perpendiculaire aux parois. De rares amygdales sont emplies de zéolites fibroradiées. Les amygdales sont entourées d'un fin liseré chloriteux et d'une bordure ferrugineuse ; la mésostase qui les entoure est ordinairement plus riche en opaques, ce qui confère un aspect tacheté aux sections (pl. III, 2).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

La texture est microlitique ; on y reconnaît la présence de :

- | | | |
|----------------|-----------|------------|
| - plagioclases | - opaques | - chlorite |
| - olivine | - calcite | - zéolite |

Les plagioclases forment un réseau de lattes enchevêtrées et sont souvent altérés en calcite ou en zéolite ; les mesures d'angles d'extinction sur des cristaux plus frais montrent de l'albite (An < 20 %).

L'olivine n'existe plus qu'à l'état de fantômes ; les sections automorphes, souvent groupées en amas glomérophyriques, sont totalement pseudomorphosés en calcite et en opaques.

Les opaques correspondent à des produits d'altération et à des petites aiguilles (magnétite) ainsi qu'à des amas de grains (hématite).

La calcite existe d'une part dans des amygdales mais aussi dans les produits d'altération de la mésostase.

La chlorite constitue des petites vésicules à coeur de calcite ; certaines plages pourraient représenter les produits d'altération de pyroxènes.

La partie centrale présente les mêmes caractéristiques texturales et minéralogiques, mais ne présente plus de vésicules calcitiques.

Dans les coussins de grande taille, la partie centrale, de texture parfois intersertale ou subophitique, contient des plagioclases albitiques, des pyroxènes de type augite et des opaques ; la chlorite reste abondante et à l'état de plages intersertale à structure sphaérolitique.

12) Les coulées massives

121) Morphologie ; description macroscopique

Outre des mega-coussins minant des coulées, les coulées massives interviennent au sein des empilements de coussins ou en association avec des coussins et des sédiments. Elles se différencient des intrusions concordantes par leurs caractéristiques morphologiques et pétrographiques : présentant généralement des épontes parallèles, elles montrent des bordures figées basales parfois accompagnées d'une prismation frustrée ; les sommets des coulées possèdent des textures microlitiques amygdalaires alors que la partie inférieure est dépourvue de vésicules calcitiques et que la partie centrale comporte une texture ophitique en position inférieure. Localement, des niveaux rouges correspondant à des horizons enrichis en opaques se différencient dans les coulées massives. Les laves de ces coulées cimentent parfois des brèches à débris de pillow ; l'ensemble de ces caractéristiques permettent d'identifier haut et bas des coulées massives.

122) Pétrographie

α) La coulée type

Cette coulée, observée au NE de la vallée du Marathorema, possède une épaisseur de 5 m et intervient en association avec des pillow et des sédiments. La partie sommitale sur quelques centimètres présente des textures de refroidissement rapide dont les caractéristiques sont analogues à celles de la périphérie des coussins.

Vers la partie centrale, on passe à une texture microlitique amygdalaire composée de :

- | | |
|--------------------------------------|-------------|
| - plagioclases | - calcite |
| - clinopyroxènes (augite titanifère) | - chlorite |
| - opaques | - smectites |

Les plagioclases sont généralement altérés (chlorite et calcite).

PETROGRAPHIE : DESCRIPTIONS DES LAVES TRIASIQUES

Les clinopyroxènes présentent des teintes grisâtres à brunâtres qui semblent indiquer de l'augite titanifère. Ils sont généralement frais et sont parfois disposés en gerbes ou en fibres parallèles qui miment des plages minérales englobant des plagioclases.

Les opaques se présentent sous forme de petites aiguilles parfois groupées parallèlement (hématite ?) ou encore selon des formes plus trapues (oxydes ferro-titanés ?).

Vers la base, la texture acquiert une tendance ophitique (hyalo-ophitique) composée de :

- plagioclases
- calcite
- zoïzite
- smectite
- clinopyroxènes
- chlorite
- sphène
- celadonite ?
- opaques

Les plagioclases sont bien exprimés, présentent parfois des extinctions continues de la bordure vers le centre et possèdent un liseré périphérique de nature albitique (?) ; leur coeur ou leur périphérie sont altérés en chlorite. Les déterminations optiques (méthode Michel Lévy) semblent indiquer un plagioclase de type albite-oligoclase.

Les clinopyroxènes, teintés de rose ou de mauve, sont sub-automorphes et englobent des plagioclases ; toutefois, des structures en synopsis évoquent des cristallisations simultanées de ces deux minéraux.

Les opaques sont trapus ou aciculaires.

La calcite existe à l'état de grands cristaux au sein de vésicules ceintes d'une bande chloriteuse et coexiste avec la chlorite et les smectites parfois associées à des zoïzites et des petits grains de sphène pour constituer des plages interstitielles fibroradiées entre les cristaux.

Au sein de plages interstitielles fibroradiées, se différencient des petits cristaux à relief et biréfringence plus forts que la chlorite. Il pourrait s'agir de celadonite. Ces plages d'agrégats cristallins sont susceptibles de représenter les produits d'altération d'une mésostase fine.

Les cristaux individualisés à proximité des bordures figées sont analogues à ceux cités précédemment.

β) Variation de faciès

Au sein de l'édifice volcanique, d'autres coulées ont été observées ; elles se disposent entre des coulées à débit en coussins. Les caractéristiques de coulées ont été déduites par la dissymétrie des épontes : l'une est une bordure figée tandis que l'autre possède des vésicules calcitiques et des textures de dévitrification qui témoignent de refroidissement rapide.

Le coeur de ces coulées possède un grain visible à l'oeil nu qui présente certaines variations de faciès et montre des textures doléritiques de type intersertale dont la composition minéralogique est analogue à celle détaillée précédemment (pl. III, 3). On observe quelques vésicules calcitiques autour desquelles on note une ceinture d'opaques et une texture plus fine de la roche. Les plagioclases sont de type andésine-oligoclase (An 30-40 - Méthode Michel Lévy) et présentent parfois un liseré albitique à leur périphérie. Les pyroxènes aciculaires, squelettiques ou en peigne, sont de type augite. Entre pyroxène et plagioclase, on observe des textures en damier ou en peau de tigre qui indiquent une cristallisation synchrone des deux minéraux.

Les espaces entre les cristaux sont occupés par une mésostase sombre et quelques vésicules chloriteuses fibroradiées.

13) Les coulées mixtes

Dans la vallée du Marathorema, il est possible d'observer, en plusieurs endroits, des coulées dont la partie inférieure, épaisse de 1 ou 2 m, présente un débit massif et la partie supérieure un débit en coussins.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

La transition entre les deux faciès ne s'effectue pas brutalement. Si la base présente une bordure figée, le sommet de la coulée massive est mamelonné et semble se différencier en coussins évoquant ainsi le mécanisme de formation des coussins décrit par A. RITTMANN (1958). Les caractéristiques des coulées massives de base sont analogues à celles des coulées massives (s.s.).

14) Les intrusions

Deux types d'intrusions ont pu être observés, les unes concordantes (sills), les autres sécantes (dykes).

141) Les intrusions concordantes : sills

En vérité, un seul sill a été observé dans la vallée du Marathorema.

α) Morphologie

Il se distingue des coulées massives par la présence de deux bordures figées symétriques et une prismation à travers toute la masse et est épais de 3 m. A ses bordures, on peut observer que la lave cimente parfois des éléments anguleux dont la taille varie de 1 à 3 ou 4 cm ; il s'agit de brèches d'intrusions. Au sein du sill, des vésicules calcitiques sont encore visibles.

β) Pétrographie

Le coeur du sill présente une texture doléritique intersertale (pl. III, 5) où se reconnaissent des cristaux de :

- plagioclases
- pyroxènes titanifères
- smectites et chlorites
- olivine
- opaques
- calcite
- celadonite (?)

Les plagioclases sont individualisés en lattes squelettiques, parfois groupées en croix et en formes étoilées. Malgré leur altération en calcite, l'évaluation de la teneur en anorthite est possible sur certains individus ; il s'agit de plagioclases de type labrador-andésine (An 40-50).

L'olivine existe à l'état de fantômes à sections automorphes transformées en calcite et en opaques rouges (iddingsite) ; les cristaux sont fréquemment accolés les uns aux autres.

Les pyroxènes sont de teinte brun-rouge ou rose-mauve et présentent une faible biréfringence (augite titanifère) ; ils montrent des structures en synopsis avec les plagioclases.

La calcite est essentiellement développée à l'intérieur de vésicules.

Les smectites et la celadonite se disposent selon des sphaerolites à coeur calcitique qui se disposent dans les espaces entre les cristaux.

142) Les intrusions sécantes : dykes

α) Morphologie

Les dykes observés sont relativement rares mais recoupent nettement les emplacements de coussins et les brèches de pillow ; à cette occasion, ils cimentent d'ailleurs des brèches par des expansions latérales. Ils possèdent un aspect compact et des bordures figées symétriques autour des blocs laviques (pillow-lavas ou éléments de brèches) qui le limitent (fig. 81). Généralement, ils présentent une teinte grise qui tranche avec la teinte violacée des pillow.

β) Pétrographie

Au microscope, les bordures figées (pl. III, 4) apparaissent comme une mésostase

totallement sombre où flottent des phénocristaux de plagioclase de type labrador (An 50-60 - Méthode Michel Lévy) et des fantômes constitués de calcite et d'opagues dont les sections automorphes rappellent celle de l'olivine.



Fig. 81. - Dyke dans des brèches de pillow (vallée du Marathorema).

La partie centrale du dyke présente une texture microlitique porphyrique non amygdalaire où l'on reconnaît des cristaux de :

- plagioclases
- pyroxènes
- calcite
- olivine
- opaques
- smectites

L'olivine se présente sous forme de fantômes et est totalement pseudomorphosée en calcite et en opaques.

Les plagioclases, à l'état de phénocristaux ou de microlites, sont totalement altérés en calcite.

Les pyroxènes existent à l'état de cristaux minuscules dans la mésostase.

Les opaques se présentent sous forme de microlites en baguettes (magnétite ?).

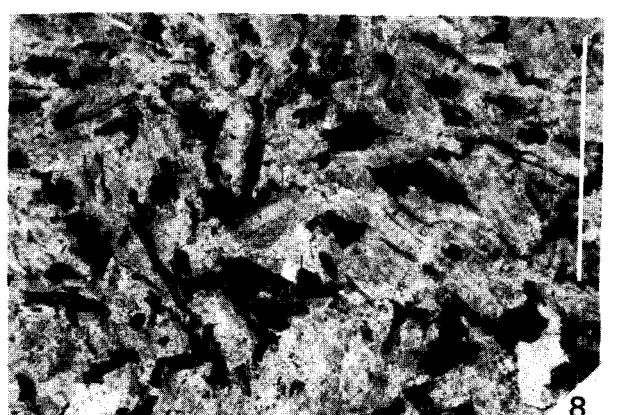
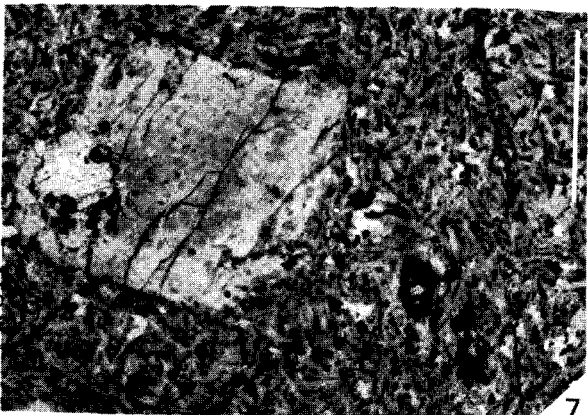
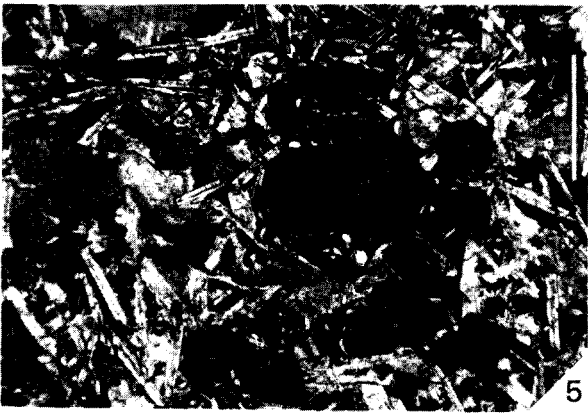
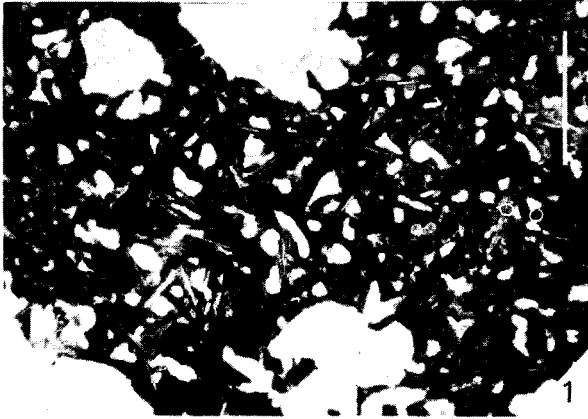
Les smectites se disposent sous forme de ceintures à structure radiée qui entourent le coeur calcitique de minuscules vésicules dispersées dans la mésostase.

15) Les trachytes

151) Conditions d'affleurements

Les trachytes occupent une surface très restreinte au sein de l'édifice volcanique de Tourla ; ils se présentent sous forme de pitons rocheux de 1 ou 2 m de hauteur

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



BUS
LILLE

PETROGRAPHIE : DESCRIPTIONS DES LAVES TRIASIQUES

et se répartissent sur 40 m² au sommet du massif. Leurs relations structurales avec les roches avoisinantes (pillow-lavas et sédiments) sont difficilement observables ; toutefois, il est possible qu'il s'agisse là d'une intrusion qui se poursuit en coulée au-dessus de l'empilement de coussins. A l'affleurement, ce sont des roches homogènes sans débit préférentiel ni prismation ; les trachytes consistent en une roche de teinte gris-brun à rosée à rares vacuoles libres de toute cristallisation et où s'individualisent des phénocristaux millimétriques à demi-centimétriques de teinte rose et généralement rectangulaires. Le grain de la matrice qui enveloppe ces cristaux est à peine visible à la loupe ; toutefois, on y observe parfois une orientation préférentielle fruste. Sur les bordures de l'affleurement, le grain de la roche est beaucoup plus fin et les phénocristaux sont plus petits et plus rares.

152) Pétrographie

α) Faciès type

Les trachytes montrent une texture microlitique porphyrique (pl. III, 7-8) fluidale et sont composés de :

- | | | |
|------------------------|---------------------|-----------|
| - feldspath potassique | - augite aegyrienne | - apatite |
| - plagioclases | - arfvedsonite | - calcite |
| - aegyrienne | - opaques | - quartz |

Le feldspath potassique est exprimé sous forme de phénocristaux frais et limpides, quelquefois craquelés qui présentent parfois la mâcle Carlsbad et à angle 2V petit (sanidine ?).

Les plagioclases existent sous forme de microlites étroits à 2 ou 3 individus ; les cristaux sont flexueux et soulignent une orientation préférentielle qui confère une texture fluidale à la roche. Ils sont généralement altérés en calcite mais les mesures statistiques des extinctions montrent de l'albite.

L'aegyrienne, l'augite aegyrienne et l'arfvedsonite constituent de minuscules petits cristaux disposés entre les lattes feldspathiques. L'augite aegyrienne se distingue de l'aegyrienne par une coloration plus claire (brun-jaune) et un angle 2V plus grand ; l'arfvedsonite montre 2 clivages à 120°, une biréfringence faible et un relief moins élevé.

Les opaques sont relativement abondants et se présentent en prismes ou en aiguilles et la calcite constitue des produits d'altération de feldspath et des cristallisations dans les fractures.

Le quartz se présente à l'état de plage interstitielle entre les lattes feldspathiques et intervient également comme phase de remplacement de ces minéraux.

L'apatite est à l'état de prismes ou de baguettes surimposés aux feldspaths.

La totalité de la surface de la lame est occupée par ces minéraux qui ne laissent pratiquement pas subsister de verre.

β) Variation de faciès

La périphérie de l'affleurement montre une roche à grain plus fin marquée par des figures de fluidalité ; les phénocristaux sont rares et plus petits et la teneur en ferromagnésiens est moindre.

Planche III : MICROPHOTOGRAPHIE DE LAVES TRIASIQUES (lumière naturelle - commentaires dans le texte).

1. pillow-lavas du Tourla (périphérie) ; 2. pillow-lavas du Tourla (coeur) ; 3. coulée massive ; 4. dyke (bordure figée) ; 5. sill ; 6. leucobasalte ; 8 et 9. trachytes. De 1 à 7 inclus : le trait blanc équivaut à 1 mm ; en 8 il représente 0,5 mm.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

16) Les leucobasaltes

161) Conditions d'affleurements

Ils n'ont été observés qu'au Sud du massif du Tourla ; l'affleurement ne permet pas de préciser les conditions de gisement ; toutefois, la répartition paraît laisser supposer une coulée. Il s'agit d'une roche gris-clair peu ou pas vacuolaire à phénocristaux millimétriques à demi-centimétriques de forme géométrique et de teinte blanche ou rosée.

162) Pétrographie

De texture microlitique porphyrique non amygdalaire (pl. III, 6), leur composition minéralogique est la suivante :

- feldspaths
- opaques
- pyroxènes
- calcite

Les feldspaths se présentent sous forme de phénocristaux et de microlites. Les phénocristaux montrent les mâcles de Carlsbad et de l'albite ; ils sont généralement altérés en calcite mais présentent un liseré non altéré, vraisemblablement de nature albitique.

Les clinopyroxènes sont légèrement teintés de vert ou jaune-brun et sont exprimés soit en phénocristaux parfois assemblés à 2 ou 3, soit en petits cristaux jalonnant la bordure des feldspaths ou encore en microlites.

17) Les brèches volcaniques

Différents types de brèches ont été observés ; elles seront examinées selon leur morphologie.

171) Les brèches de pillow

Elles se présentent sous forme de passées de 5 à 10 m d'épaisseur interstratifiées dans l'édifice volcanique et séparent différentes coulées. Elles sont communément composées d'éléments bréchiens de taille centimétrique ou pluri-décimétriques dont les éléments les plus fréquents correspondent à des débris de coussins ; ceux de grande taille présentent des sections en "part de gâteau". Les éléments contenus dans ces brèches sont des débris de coussins, de coulées et des débris effusifs de petite taille ; ils ne semblent pas présenter de classement particulier.

Les pores de ces brèches sont parfois emplis de sédiment primaire (calcaire) mais le plus souvent par les ciments secondaires (calcite ou lave). Elles correspondent aux brèches autoclastiques de R.V. FISCHER (1961).

172) Les hyaloclastites

Il s'agit de petits fragments de roches volcaniques et de débris de verre altérés et chloritisés, associés à des pélites ; elles surmontent le plus souvent des coulées à débit en coussins ou des brèches de pillow. La forme arrondie des éléments volcaniques, l'allure finement litée de ces formations et l'association avec des pélites suggèrent un transport et une sédimentation. Il s'agit donc de brèches hydrovolcaniques pyroclastiques selon R.V. FISCHER (1960).

Les conditions de gisements de ces hyaloclastites évoquent un phénomène génétique. Après qu'une coulée ait eu lieu, la suivante n'est pas parvenue jusqu'à l'endroit d'observation mais les débris les plus fins de cette dernière coulée et en particulier les débris résultant des croûtes vitreuses émiettées lors des chocs entre ces coussins, ont parcouru un chemin plus grand que les plus gros débris.

173) Les brèches d'intrusions

Elles ont été signalées précédemment, lors de l'étude des sills ; leurs bordures montrent des fragments de lave arrachés à l'encaissant et des débris laminés de la lave en question.

2) Les relations entre les différents faciès ; notion de séquences effusives ; structure interne de l'édifice volcanique

Si les considérations précédentes permettent de bien séparer les différents faciès, les observations de terrain, en raison de la tectonique tangentielle et de la tectonique cassante (cf. fig. 20 - coupe 10) qui affectent ces formations, permettent difficilement d'établir la succession exacte des faciès effusifs pour l'ensemble du massif. Toutefois, la vallée du Marathorema permet d'observer certaines successions effusives.

Une coupe effectuée au NE de la vallée du Marathorema montre successivement, de l'ENE vers le SSW (fig. 82) :

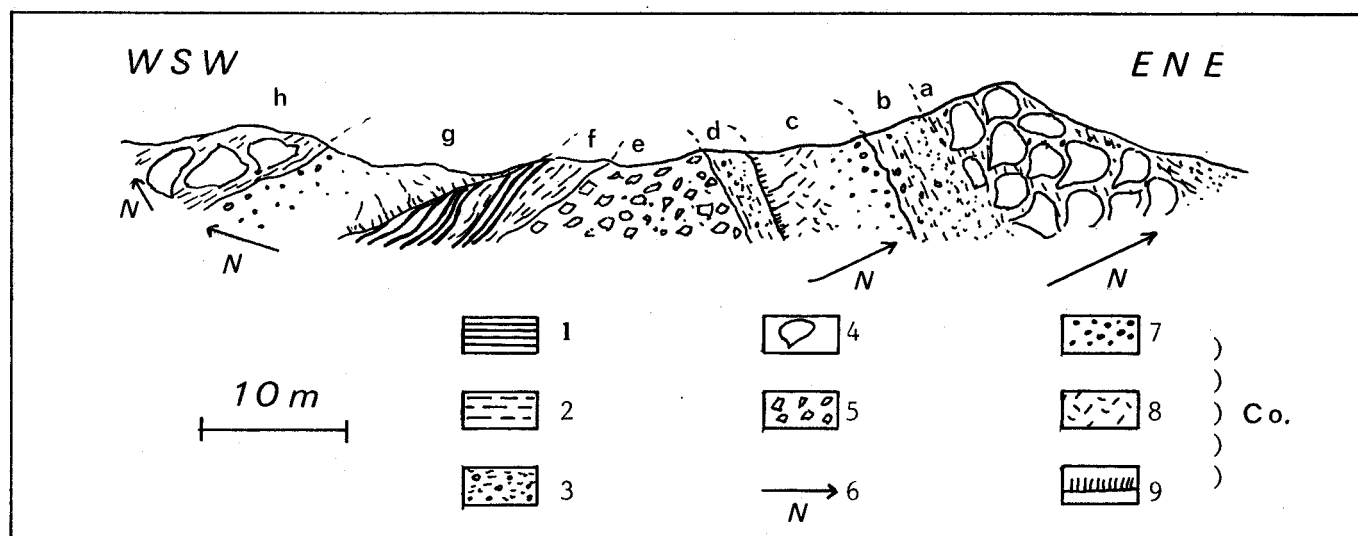


Fig. 82. - Coupe au NE de la vallée du Marathorema (48).

1. radiolarites ; 2. pélites ; 3. hyaloclastites ; 4. pillow-lavas ; 5. brèches de pillow ; 6. indication de polarité. Co. coulée massive : 7. sommet de coulée (texture microlitique amygdalaire) ; 8. texture ophitique ; 9. bordure figée basale.

- a : une coulée à débit en pillow-lavas associée à des sédiments pélitiques. Les critères de polarité montrent un plongement vers le NE de la coulée ;
- b : des hyaloclastites associées à des horizons pélitiques ;
- c : une coulée massive dont la différenciation verticale indique un plongement vers le NE de la coulée ;
- d : des pélites et des hyaloclastites ;
- e : des brèches de pillow ;
- f : des pélites, des hyaloclastites et des radiolarites grises ;
- g : une coulée massive où la différenciation verticale permet de déduire un plongement vers le SW ;
- h : une coulée à débit en pillow dont les formes montrent un plongement vers le SW de la coulée.

Cette coupe montre donc une succession brèche-coulée massive-hyaloclastite-coulée à débit en coussins affectée par une déformation en plis anticlinal.

De la même façon, différentes successions ont été observées ; elles ont été rassemblées selon les diverses unités tectoniques auxquelles elles appartiennent (fig. 83).

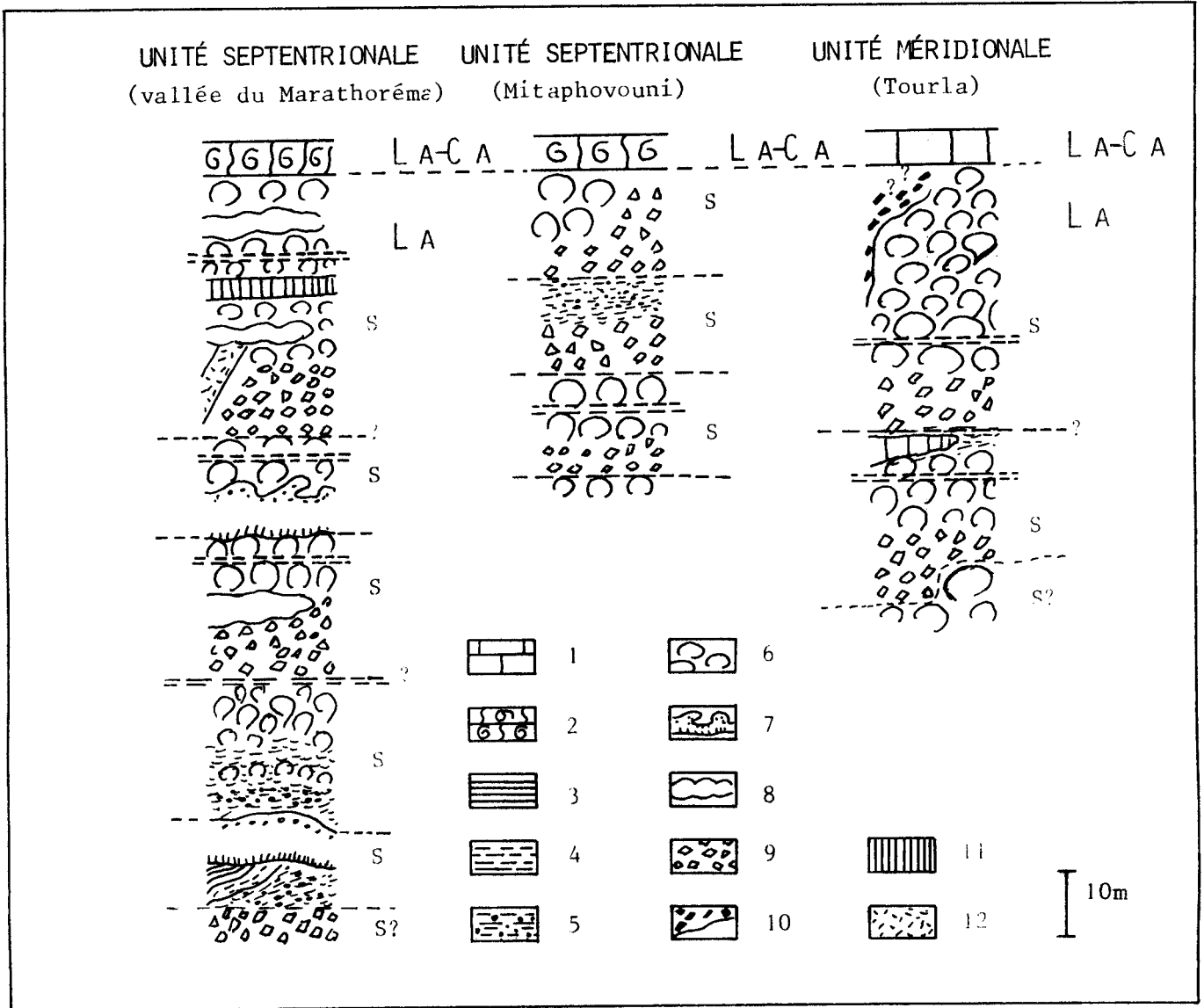


Fig. 83. - Reconstitution des successions de faciès au sein de l'édifice volcanique du Tourla.

- 1. calcaires roses du Ladino-Carnien ; 2. calcaires à faciès ammonitico-rosso du Ladino-Carnien ; 3. radiolarites ; 4. pélites ; 5. hyaloclastites ; 6. pillow-lavas ; 7. coulées mixtes ; 8. coulées massives ; 9. brèches de pillow ; 10. coulées trachytiques ; 11. sills ; 12 dykes.

La. Ladinien ; Ca. Carnien ; S. séquence effusive.

La reconstitution des successions de faciès permet de montrer les relations qui existent entre eux. Les orientations de coulées (massives ou en coussins) permettent d'envisager les processus de l'édification du complexe volcanique-triasique. L'observation de cette reconstitution montre que les faciès bréchiques précèdent et suivent des coulées ; les caractéristiques morphologiques de ces brèches et une telle position



PETROGRAPHIE : DESCRIPTIONS DES LAVES TRIASIQUES

rappellent les mécanismes décrits par A. RITTMANN (1958-1960) : lors d'une coulée, la formation de coussins peut s'effectuer par fragmentation de la lave, les boules de laves encore fluides roulent au bas des paléopentes ; les coussins les premiers individualisés, refroidissent les premiers et si la coulée continue, les chocs et le déplacement conduisent à leur éclatement qui s'effectue préférentiellement selon les fentes et fractures de refroidissement, expliquant ainsi la forme des débris. Ces observations sont semblables à celles effectuées dans d'autres complexes volcaniques comme celui de Quadra en Colombie britannique (CARLISLE, 1963).

Compte tenu du fait que certaines coulées massives passent à des coulées à débit en pillow et que d'autres peuvent s'interstratifier dans des empilements de coussins, il est possible de définir des séquences (+) effusives dont le toit est marqué par les coulées et la base par les brèches.

La succession des séquences identifiées est difficilement corrélable au sein d'une même unité tectonique, d'une unité à une autre. Toutefois, elle montre que le massif du Tourla correspond à un véritable édifice volcanique dont la réalisation ne s'est pas faite de façon continue, du fait de la présence de séquences incomplètes (simplement marquée par des coulées et des brèches).

L'identification d'un niveau repère calcaire (Ladino-Carnien) permet d'envisager la comparaison des différentes séquences sous-jacentes ; celle-ci est difficilement réalisable et indique que les structures primaires de l'édifice volcanique n'étaient passives, encore que certaines brèches peuvent constituer l'écho d'une coulée s'effectuant en des endroits plus éloignés.

Dans ces conditions, il est intéressant d'envisager la situation du point d'émission des coulées par rapport à l'édifice. Les seuls critères utilisables à ce sujet sont les déformations des traînées amygdalaires à la base des coulées et les formes d'individualisation de coussins au sommet des coulées mixtes. Les quelques mesures réalisées semblent indiquer que le mouvement de la lave a dû s'effectuer du SE vers le NW ; toutefois, ceci ne concerne que certains niveaux bénéficiant d'une pente topographique réalisée par l'épanchement effusif lui-même dont on ne sait si certains mouvements n'ont pas conduit à la formation de contrepentes.

En ce qui concerne la structure interne de l'édifice volcanique, le fait majeur qui doit être retenu est la position normale des successions au sein des diverses unités tectoniques, position indiquée par les divers critères de différenciation verticale et la présence même d'une couverture sédimentaire (cf. Stratigraphie, A, chapitre I).

b) Extension septentrionale

1) Région de Koromilia

Au Sud du massif du Koromilarachi, situé à l'Est de Koromilia, on observe des coussins rouge-violacé à amygdales de calcite abondantes. Il s'agit de coussins hématitiques dont les lames minces montrent les mêmes caractéristiques minéralogiques que ceux du Tourla : périphérie à texture de refroidissement rapide et coeur de texture microlitique constituée de :

- plagioclases
- olivine
- opaques
- calcite
- chlorite

(+) Le terme séquence est ici employé par analogie avec la signification des séquences sédimentaires.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Le sommet méridional du massif présente quelques pitons de type trachytique.

Au microscope, il s'agit d'une texture microlitique porphyrique fluidale composée de :

- plagioclases
- aegyrine
- quartz
- feldspaths sodipotassiques
- arfvedsonite
- opaques

Les caractéristiques minéralogiques apparaissent les mêmes que celles des trachytes déjà décrits ; toutefois, on doit signaler une taille plus petite et une abondance moindre des phénocristaux. Les amphiboles sont plus abondants que les pyroxènes.

A la périphérie de l'affleurement, on n'observe plus de phénocristaux et en lame mince, une texture de type microlitique ophitique, sans verre, est exclusivement constituée de microlites de feldspaths alcalins entre lesquels on note de très petits et rares ferromagnésiens verdâtres, des opaques et des plages de quartz interstitielles. Le quartz constitue également des cristallisations dans des filonnets qui parcourent la roche.

2) Le secteur de Lefka

La faible altitude dans cette région nuit considérablement à toute observation détaillée. Toutefois, différents faciès ont été reconnus.

Près de Lefka, le long du chemin qui conduit de ce village à la route vers Domokos et dans la vallée du SE de Vouzion, on note des coussins rouge-violacé à amygdales de calcite abondantes. Les coussins hématitiques présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques que les coussins décrits précédemment ; ils correspondent à des basaltes spilitisés.

A proximité de Lefka, on observe également des faciès susceptibles de représenter des coulées avec les mêmes caractéristiques minéralogiques que les coulées du Tourla.

Au sommet du mont côté 650 à l'Ouest de Lefka, près d'un pacage de berger, à droite de la route conduisant de Lefka à Domokos et dans la vallée au SE de Vouzion, on observe des pointements rocheux à texture trachytique.

Le coeur des pointements rocheux montre des faciès altérés. En plaque mince, on reconnaît une texture microlitique porphyrique fluidale à phénocristaux abondants et groupés.

La composition minéralogique est la suivante :

- feldspaths plagioclases
- calcite
- sphène
- feldspaths alcalins
- chlorite
- hématite
- ferromagnésiens altérés
- quartz
- apatite
- opaques

Les feldspaths plagioclases existent à l'état de phénocristaux et de microlites ; les phénocristaux sont en partie zonés. Ces plagioclases sont altérés en calcite.

Les feldspaths alcalins existent à l'état de phénocristaux qui présentent parfois des allures perthitiques.

Certaines plages de chlorite ferrifère peuvent représenter d'anciens ferromagnésiens.

Certains opaques se présentent sous forme de grains en masse informe (magnétite ?), tandis que d'autres montrent des formes trapues évoquant l'hématite.

Le quartz correspond à des plages interstitielles et des remplissages de petites fractures.

A la périphérie des affleurements, les roches sont moins transformées et présentent des textures fluidales plus marquées. Les phénocristaux feldspathiques sont beaucoup plus petits tandis que le verre paraît plus abondant. Entre les microlites, on note des ferromagnésiens pléochroïques verts qui correspondent à des pyroxènes alcalins (augite aegyrienne - aegyrine).

II. L'ENSEMBLE ORIENTAL

Les formations effusives de cet ensemble appartiennent à des unités triasiques disposées sous l'unité effusive ophiolitique de Fourca. Elles sont représentées dans la région de Grammeni, près de Moschokarya et d'autres affleurements ont été entrevus plus à l'Est dans le secteur de Koromilea ou encore le long de la route Lamia-Pharsale (J. FERRIERE, 1977).

a) Le secteur de Grammeni

Les termes effusifs de base de la série de Grammeni n'ont été observés qu'en un point ; il s'agit d'une part de pillow présentant les mêmes caractéristiques morphologiques et minéralogiques que ceux du Tourla et d'autre part, de roches à texture ophitique semblable à celle constituant la base des coulées ou des sills de l'édifice du Tourla.

b) Le secteur de Moschokarya

A cet endroit, les unités triasiques affleurent grâce à un système de failles de direction N 150 ayant joué en horst et grabens. Près de Moschokarya, deux unités triasiques ont pu être observées (voir fig. 15 - coupe 5).

1) L'unité supérieure

Les affleurements de roches effusives liées à cette unité sont peu étendus. Près de la route qui conduit du village à la gare, on peut observer des pillow-lavas hématitiques correspondant à des spilites semblables aux coussins déjà décrits tandis que près du village, on peut reconnaître un dispositif de coulées dont les caractéristiques structurales et l'association avec des calcaires transformés et totalement recristallisés laissent penser que ces coulées se situent au sommet des pillow-lavas, sous des horizons hyaloclastiques et sous la couverture carbonatée.

Le long de la route qui relie Moschokarya à la gare de Karya, on note des pillow-lavas violacés écrasés, tandis qu'à l'Ouest du village, une ravine permet d'observer des roches microgrenues gris-vert disposées en deux masses superposées entre lesquelles s'intercalent des blocs de calcaires initialement micritiques et à filaments mais actuellement très recristallisés.

La partie inférieure est composée d'une roche sombre avec des cristaux verdâtres et rosés. Au microscope, il s'agit d'une texture doléritique (cristaux de 1 à 2 mm) essentiellement constituée de :

- feldspaths - chlorite - smectite
- pyroxènes - calcite - apatite
- opaques

Les feldspaths sont des plagioclases zonés de type andésine (An 30-35 - Méthode Michel Lévy).

Les clinopyroxènes sont abondants, bien exprimés, légèrement jaunâtres. Ils sont parfois altérés en calcite et en chlorite. Les mesures d'angle d'extinction ($Z \wedge C 40^\circ$) sembleraient indiquer de l'augite.

La chlorite et la calcite, associées à d'autres phyllites cryptocristallines, constituent des plages souvent fibroradiées qui cimentent les feldspaths calcosodiques.

Les opaques aciculaires ou dendritiques sont abondants.

L'apatite, en prismes ou en baguettes, est assez fréquente.

Cette roche comprend des différenciations à contour diffus où les cristaux de feldspaths sont mieux exprimés (taille demi-centimétrique). En plaque mince, on reconnaît une structure grenue constituée de :

- plagioclases - augite - calcite - épidote
- opaques - aegyrine - chlorite - apatite

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les plagioclases sont zonés et altérés en calcite ; les comparaisons d'indices et les extinctions de petits plagioclases indiquent de l'albite. Les méthodes de coloration au cobaltinitrite de sodium (A. GABRIEL et E. COX, 1929 ; J.L. NOLO et K.P. ERICKSON, 1967) n'ont pas permis de démontrer la présence de feldspaths alcalins.

Les clinopyroxènes sodiques (augite) sont moins abondants que précédemment.

La calcite et les chlorites sont disposées dans des plages qui cimentent les feldspaths.

L'épidote (pistachite ?) existe à l'état d'agrégats cristallins verdâtres.

L'apatite possède des formes en aiguilles ou en prismes.

L'abondance de plagioclases et la présence de pyroxènes alcalins permettent la détermination de plagioclasolite alcaline.

La partie supérieure consiste en une roche microgrenue sombre, de texture doléritique à tendance intersertale composée de plagioclases de type andésine (An 35-40 - Méthode Michel Lévy) généralement calcitisés, de clinopyroxènes incolores ou légèrement verdâtres de type augite aegyrienne. Certains sont largement développés, automorphes et parfois zonés, tandis que d'autres, plus petits, généralement plus verts, séparent les plagioclases. Des plages constituées de smectites (chlorites et phyllites cryptocristallines) sont disposées de façon interstitielle entre les plagioclases. Les opaques, très abondants, possèdent des formes géométriques indentées. La roche contient également des cristaux de leucoxène de petite taille et des épidotes peu nombreuses. La présence de plagioclases à faible teneur en anorthite et de pyroxènes alcalins (augite aegyrienne) révèle la tendance alcaline de ces dolérites.

2) L'unité inférieure

Les roches effusives appartenant à cette unité affleurent assez largement dans la vallée du Voudorrema. Seuls des faciès en coussins ont été observés. Il s'agit de coussins hématitiques rouges dont la composition minéralogique est constituée de plagioclases (de type albite), olivine, opaques (dont l'hématite et la magnétite), calcite, chlorite. Les vésicules calcitiques paraissent moins abondantes et plus petites que dans les faciès du Tourla.

c) Remarques sur le massif du Katsichorachi

L'étude du massif du Katsichorachi (cf. fig. 11 - coupe 1) a permis de distinguer un certain nombre d'unités triasico-jurassiques superposées les unes aux autres en position infra-ophiolitique.

Dans les unités supérieures, c'est-à-dire les plus orientales, des terrains effusifs ont été observés. Déjà évoqués lors de la description de la coupe, il s'agit de pillow-lavas hématitiques au sein d'une matrice pélitique et de roches à texture intersertale ophitique ou doléritique dont les conditions d'affleurements ne permettent pas la distinction en sills ou en coulées massives. Les caractéristiques minéralogiques sont semblables à celles des faciès équivalents des autres endroits.

d) Des pillow hématitiques ont été observés près de Koromilia et le long de la route rejoignant Lamia à Phasarle. A ce dernier endroit, des pillow rouge-violacés avaient déjà été signalés par M. VUAGNAT (1959). La composition minéralogique et les textures sont analogues à celles citées.

En Othrys centrale, A.J. HYNES (1974) cite des roches effusives d'âge triasique probable ; il signale des coussins, picrites, diabases, tuffs kérotophyriques et trachytes sans toutefois préciser leurs relations et leurs situations géographiques. Près de Lamia, ce même auteur (1972) signale un complexe volcanique (Sperchios complex) constitué de roches effusives à débit en coussins ainsi que des trachytes ; ces roches volcaniques pourraient représenter le soubassement de la série de Profitis Ilias de J. FERRIERE (1979).

III. SIGNIFICATION DES OBSERVATIONS

a) Les faits de terrain

L'examen du complexe volcanique triasique permet de montrer la constance des faciès effusifs à débit en coussins ; les rapports de surface d'affleurements montrent la prédominance de ces faciès sur les autres.

L'étude du massif du Tourla révèle un véritable édifice volcanique où la présence de séquences effusives indique que sa réalisation s'est effectuée de façon rythmique par coulées successives.

La présence de faciès trachytique à trachyandésitique d'affinité semblable dans les secteurs du Tourla, de Moschokarya (unité supérieure), de Koromilia et de Lefka, alors que seuls des faciès en coulées en coussins ou massives ont été observés à l'Est, permet de distinguer deux ensembles : l'un occidental à faciès diversifié et où les coussins présentent d'abondantes et larges vésicules calcitiques et l'autre oriental, monotone, à faciès de coussins. Une telle répartition géographique de faciès peut être recherchée dans une signification structurale ; l'analyse des structures montrera que les unités triasiques se situent en position tectonique infra-ophiolitique et que l'ensemble occidental semble recouvrir l'ensemble oriental.

b) Pétrographie

Les coussins présentent un faciès hématitique -ce qui leur confère un aspect violacé- ; leur caractéristique faciologique et les assemblages minéralogiques, d'après J.G. VALLANCE (1960), évoquent des spilites. L'analogie des associations minéralogiques montrées par les échantillons prélevés dans les sills et dans les coulées directement associées au faciès en coussins (méga-coussins, coulées mixtes) suggère des liaisons directes entre sills et coulées et donc entre le volcanisme d'épanchement et l'appareil volcanique intrusif.

L'absence d'olivine (au moins en phénocristaux), l'absence de clinopyroxènes pauvres en calcium au niveau des coussins, la nature du clinopyroxène (augite titani-fère) dans les coulées et les sills suggèrent un magma sous saturé et l'affinité alcaline des laves. La présence même de trachytes semble confirmer cette affinité ; toutefois, la présence de ferromagnésiens sodiques non alumineux tels que les pyroxènes alcalins (aegyrine) ou amphiboles sodiques (arfvedsonite) pourrait montrer l'hyperalcalinité de ces laves, mettant ainsi en cause la valeur transitionnelle des basaltes, l'alcalinité de ces derniers (montrée indirectement par les coulées massives associées puisque ces faciès sont spilitisés) expliquant ainsi l'alcalinité plus forte des trachytes différenciées ultérieurement grâce à des phénomènes tenant de la cristallisation fractionnée, de la fusion partielle ou encore de contamination.

A l'issue de ces considérations, les faits majeurs qui doivent être retenus sont d'une part, l'affinité alcaline probable du volcanisme triasique d'Othrys occidentale et les liens génétiques qui existent entre les différents termes qui ponctuent cette série magmatique.

CHAPITRE II : CARACTERISATION CHIMICO-MINERALOGIQUE DU VOLCANISME TRIASIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE

Etant donnée l'importance des séries effusives triasiques d'Othrys occidentale, il est nécessaire de préciser la tendance géochimique de ces séries dont le caractère alcalin a été évoqué à l'occasion de l'étude pétrographique.

I. LES DONNEES

a) Echantillonnage

Les échantillons qui ont servi de base à l'analyse géochimique ont été prélevés essentiellement dans le massif du Tourla mais aussi près de Koromilia, de Lefka et de Moschokarya.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

	7B 474	7B 427	7B 304	7B 305	7B 135	
ANALYSE BRUTE	SiO ₂	64,83	64,40	56,51	68,80	45,51
	Al ₂ O ₃	16,04	17,52	17,02	14,27	14,38
	Fe ₂ O ₃	5,76	3,03	7,86	4,59	5,44
	CO ₂	/	/	/	/	9,05
	MnO	0,19	0,13	0,11	0,05	0,07
	MgO	0,13	0,19	2,02	0,20	2,51
	CaO	0,70	0,37	3,89	0,61	13,26
	Na ₂ O	9,58	6,03	4,95	5,60	6,58
	K ₂ O	0,14	5,79	2,85	4,64	0,17
	TiO ₂	0,41	0,32	1,30	0,36	1,07
	P.F.	4,02	1,97	3,35	0,72	1,58
TOTAL	100,10	99,73	99,86	99,84	99,62	
ANALYSE RECALCULEE	SiO ₂	64,83	64,40	56,51	68,80	57,32 ?
	Al ₂ O ₃	16,04	17,52	17,02	14,27	18,11
	Fe ₂ O ₃	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
	FeO	3,83	1,37	5,72	2,78	4,81
	MnO	0,19	0,13	0,11	0,05	0,08
	MgO	0,13	0,19	2,02	0,20	3,16
	CaO	0,70	0,35	3,89	0,61	2,20
	Na ₂ O	9,58	6,03	4,95	5,60	8,29
	K ₂ O	0,14	5,79	2,85	4,64	0,21
	TiO ₂	0,41	0,32	1,30	0,36	1,34
	TOTAL	88,35	97,60	95,87	98,81	97,02
MINERAUX VIRTUELS	Q	5,17	5,73	2,93	16,02	0
	Or	0,83	34,25	16,86	27,44	1,24
	Ab	80,97	50,96	41,84	47,33	70,06
	An	0,34	1,74	15,76	0,06	10,92
	Cpx	2,77	0	2,96	2,59	0
	Opx	4,32	1,47	10,87	2,50	0,15
	Ol	0	0	0	0	9,68
	Neph	0	0	0	0	0
	Ma	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18
	Ilm	0,78	0,61	2,47	0,68	2,55
	Cor	0	0,68	0	0	0,24
MINERALOGIE	Quartz	Q	Q	Q	Q	
	Fe.plag.	Fe.plag.z		Fe	Fe.plag. alb.	
	Fe.Alc.	Fe.Alc.			
	Aug.Aeg.		Fe.Mg ?		Pyr.Alc.	
	Aeg.		Aeg.		Aeg.	
	Arfv.			Arfv.		
	Apat.				Apat.	
	Opa.	Opa.	Opa.	Opa.	Opa.	
	Calcite					
					Epid.	
					Chlo.	

Fig. 84. - Analyse chimique et minéralogie effective des trachytes (7B 474 : massif du Tourla ; 7B 427 : Lefka ; 7B 304 et 305 : Koromilorachi) et de la plagioclase alcaline (7B 135 : Moschokarya).
Symbôles représentatifs dans les diagrammes: ☆

315
1115

PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

	GR 1a	GR 5	GR 6	GR 7	8B 44 a	8B 44 b	8B 632	8B 794	8B 359 a	8B 359 b	7B 478	
ANALYSE BRUTE	SiO ₂	40,46	42,14	36,95	35,07	39,05	39,06	38,19	40,77	46,34	46,19	47,76
	Al ₂ O ₃	15,50	15,20	13,88	13,25	14,06	13,64	14,08	13,23	17,16	17,41	15,07
	Fe ₂ O ₃ t.	7,18	8,11	6,63	6,30	7,76	7,11	6,40	7,58	9,42	9,50	10,86
	CO ₂	9,20	4,29	10,76	12,41	8,68	9,25	11,10	8,96	3,26	3,72	0,15
	MnO	0,08	0,12	0,05	0,05	0,08	0,10	0,05	0,06	0,17	0,18	0,20
	MgO	3,19	4,71	3,68	3,53	3,84	4,19	2,03	3,93	3,18	3,59	4,67
	CaO	11,94	9,97	16,00	17,36	14,95	15,34	16,78	16,11	9,53	8,95	6,49
	Na ₂ O	5,57	3,79	3,54	3,65	3,81	2,81	2,39	3,71	4,76	4,64	5,20
	K ₂ O	1,75	1,96	1,83	1,68	2,03	2,21	2,66	1,57	0,86	0,97	1,39
	TiO ₂	1,32	1,33	1,28	1,27	1,29	1,45	1,25	1,29	1,40	1,40	2,32
	P.F.	3,81	7,97	5,16	5,29	5,04	4,63	4,85	2,74	4,02	3,50	5,21
	TOTAL	100,00	99,59	99,76	99,86	100,59	99,79	99,78	99,95	100,10	100,05	99,32
ANALYSE RECALCULEE	SiO ₂	51,13	46,69	48,94	48,87	48,57	49,48	51,09	51,19	50,03	50,67	47,92
	Al ₂ O ₃	19,59	16,84	18,38	18,46	17,48	17,27	18,83	16,61	18,52	19,01	15,12
	Fe ₂ O ₃	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
	FeO	6,81	6,73	6,55	6,54	7,33	6,75	6,35	7,50	7,80	7,98	8,45
	MnO	0,10	0,13	0,06	0,06	0,09	0,12	0,06	0,07	0,18	0,19	
	MgO	4,03	5,21	4,87	4,91	4,77	5,30	2,71	4,93	4,43	3,92	4,68
	CaO	0,26	5,04	3,05	2,18	4,86	4,52	3,55	5,91	5,82	4,60	6,32
	Na ₂ O	7,03	4,19	4,68	5,08	4,73	3,55	3,19	4,65	5,13	5,06	5,21
	K ₂ O	2,21	2,17	2,42	2,34	2,52	2,79	3,55	1,97	0,92	1,05	1,39
	TiO ₂	1,66	1,47	1,69	1,76	1,60	1,83	1,67	1,58	1,51	1,52	2,32
TOTAL	94,32	89,97	92,14	91,64	86,45	93,51	92,50	95,91	95,84	95,50	82,91	
MINERAUX VIRTUELS	Q	0	0	0	0	0	0	3,77	0	0	0	0
	Or	13,07	12,84	14,31	13,84	14,91	16,56	21,00	11,65	5,44	6,21	8,22
	Ab	51,32	30,57	39,55	42,92	30,82	30,00	26,96	37,74	42,58	42,76	32,55
	An	1,29	20,69	15,14	10,82	18,98	22,44	17,62	18,59	24,75	22,83	13,74
	Cpx	0	3,53	0	0	4,22	0	14,54	8,81	3,45	0	14,53
	Opx	0	0	1,75	0,91	0	9,66	0	0	0	7,42	0
	Ol	13,77	14,75	13,50	14,07	14,35	8,79	0	12,80	13,15	3,99	11,26
	Neph	4,39	2,62	0	0	4,96	0	0	0,84	0,42	0	6,22
	Ma	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18
	Ilm	3,15	2,79	3,21	3,34	3,04	3,48	3,17	3,00	2,87	2,89	4,41
Cor	5,15	0	2,50	3,59	0	0,17	3,26	0	0	1,17	0	

Fig. 85. - Analyses chimiques des coussins triasiques.

A l'exception de 8B 359 prélevé près de Moschokarya, les échantillons proviennent tous du massif du Tourla (vallée du Marathorema). Les distinctions a et b correspondent respectivement à la périphérie et au coeur.

Minéralogie effective identique pour tous les termes : feldspaths plagioclases, olivine pseudomorphosée en opaques et calcite, magnétite, hématite, augite (? transformée), calcite et zéolite.

Symbôles représentatifs dans les diagrammes : ○



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

	DYKES ●		SILLS ■	COULEES MASSIVES □			
	8B 793 a	8B 793 b	8B 796	8B 795	8B 311	7E 517 LEUCOBASALTE	
ANALYSE BRUTE	SiO ₂	47,41	46,83	43,76	42,47	49,56	48,29
	Al ₂ O ₃	16,70	16,11	14,79	13,23	14,45	17,98
	Fe ₂ O ₃	5,52	7,23	9,87	8,48	9,78	6,92
	CO ₂	2,83	2,86	4,63	5,70	0,85	1,03
	MnO	0,09	0,12	0,12	0,13	0,08	0,08
	MgO	4,20	5,89	4,59	5,40	6,79	3,96
	CaO	8,18	9,28	12,55	14,32	5,59	9,63
	Na ₂ O	5,91	4,27	3,13	3,63	3,83	4,39
	K ₂ O	1,73	0,98	1,50	1,60	2,71	1,08
	TiO ₂	1,62	1,46	1,52	1,43	1,41	1,70
	P.F.	5,33	4,64	3,19	3,25	4,26	4,45
	TOTAL	99,52	99,67	99,65	99,64	99,31	99,51
	ANALYSE RECALCULEE	SiO ₂	50,71	50,12	48,92	48,81	50,50
Al ₂ O ₃		17,86	17,22	16,53	15,20	14,72	18,41
Fe ₂ O ₃		1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
FeO		3,96	5,59	8,57		7,77	5,02
MnO		0,09	0,12	0,13	0,14	0,08	0,08
MgO		4,49	6,29	5,13	6,20	7,04	4,05
CaO		4,89	6,02	7,44	8,12	4,67	8,52
Na ₂ O		6,32	4,56	3,49	4,17	3,97	4,49
K ₂ O		1,85	1,04	1,67	1,83	2,81	1,10
TiO ₂		1,73	1,56	1,69	1,64	1,45	1,74
TOTAL		93,40	94,02	95,07	87,61	94,51	94,86
MINERAUX VIRTUELS	Q	0	0	0	0	0	0
	Or	10,94	6,15	9,88	10,83	16,62	6,51
	Ab	38,87	38,54	29,50	26,00	33,43	34,35
	An	14,87	23,41	24,46	17,32	14,01	26,79
	Cpx		4,41	4,17			0
	Opx	7,51	5,21	10,28	18,73	7,46	12,55
	Ol	7,86	11,15	11,40	11,85	17,99	6,73
	Neph	7,88			5,01	0,06	1,95
	Ma	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18
	Ilm	3,29	2,96	3,21	3,12	2,76	3,31
	Cor	0	0	0	0	0	0
MINERALOGIE	Fe. plag.	Fe. plag.	Fe. plag.	Fe. plag.	Fe. plag.	Fe. plag.	
	Ol.	Ol.		Ol.		Ol.	
	Aug. ti.	Aug. ti.	Aug. ti.	Cpx.	Cpx.	Cpx.	
	Opa.	Opa.	Opa.	Opa.	Opa.	Opa.	
	Sme.	Sme.	Sme.	Sme.	Sme.		
	Calc.	Calc.	Calc.	Calc.	Calc.	Calc.	



PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

Ces échantillons peuvent être regroupés en trois ensembles ; ce sont d'une part des trachytes (fig. 84) auxquels a été adjoint la plagioclasolite de Moschokarya (7B 135), des pillow-lavas (fig. 85) où coeurs et écorces ont été parfois séparés (8B 159 et 8B 44), et enfin les dykes, sills et coulées à débit massif (fig. 86).

b) Les corrections

L'étude de terrain (et l'observation pétrographique) ont montré que ces roches effusives ont subi des transformations où l'importance de la carbonatation et l'oxydation de fer ferreux en fer ferrique ont été soulignées. Afin que les dosages des éléments majeurs et que la minéralogie normative puissent être représentatifs de la roche originelle, des corrections des données brutes sont donc nécessaires au niveau des carbonates, des oxydes de fer et de la perte au feu.

Les analyses effectuées montrent qu'une grande partie de la perte au feu correspond au CO_2 ; le dosage de ce dernier a permis de le retrancher conjointement à son équivalent de CaO pour constituer la calcite. Par ailleurs, ainsi que l'a proposé D. KEMPE (1975), les valeurs de Fe_2O_3 ont été fixées à 1,50 ; cette valeur ôtée de la teneur brute a permis le calcul de FeO mais la transformation du Fe_2O_3 en FeO conduisant à la libération d'1/2 de O_2 , les pertes au feu ont été réajustées en conséquence.

c) Les valeurs

Une lecture rapide des valeurs reportées sur les différents tableaux permet quelques remarques significatives.

En ce qui concerne les trachytes, la teneur en alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) est importante, généralement plus élevée que celle des autres termes du complexe effusif triasique mais le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ n'est jamais supérieur à 1. Bien que les teneurs en alcalin restent sensiblement identiques à celles des autres trachytes, les teneurs en K_2O de 7B 474 et de 7B 135 apparaissent très faibles ; ceci illustre particulièrement les mobilités des ions sodium et potassium. Par ailleurs, il faut souligner les teneurs particulièrement fortes en SiO_2 des échantillons 7B 474, 427 et 305. Les pillow-lavas d'une façon générale, semblent relativement riches en alumine. Pour certains d'entre eux (GR 1a, GR 6, GR 7, 8B 359), le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ est supérieur à 1, tandis que les basaltes sont moins ferrifères que les basaltes alcalins d'Hawaï (cf. H. KUNO et al., 1957 ; H. KUNO et al., 1960).

II. EXPLOITATION DES ANALYSES

Au cours de l'étude pétrographique, il est apparu que cette association présentait de profondes altérations dont certaines affectent préférentiellement certains faciès à d'autres : si l'albitisation est surtout développée dans les basaltes, la silicification est sensible dans les trachytes tandis que la carbonatation est présente dans les divers termes, à l'exception des trachytes.

Ces transformations rendent délicate l'étude géochimique. Devant les problèmes d'interprétation liés au faciès albitophyre, la plupart des diagrammes ne sont guère adaptés. Si certains d'entre eux ont été figurés, lors de leur exploitation, il sera nécessaire de se rappeler la grande mobilité des ions potassium, sodium et calcium.

Fig. 86. - Analyses chimiques et minéralogie effective des dykes, sills et coulées massives du complexe volcanique triasique.

A l'exception de 8B 311 provenant du massif du Katsichorachi, les échantillons ont été prélevés dans le massif du Tourla.

a. bordure de dyke ; b. coeur.

Les symboles représentatifs sont figurés près des indicatifs d'échantillons.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

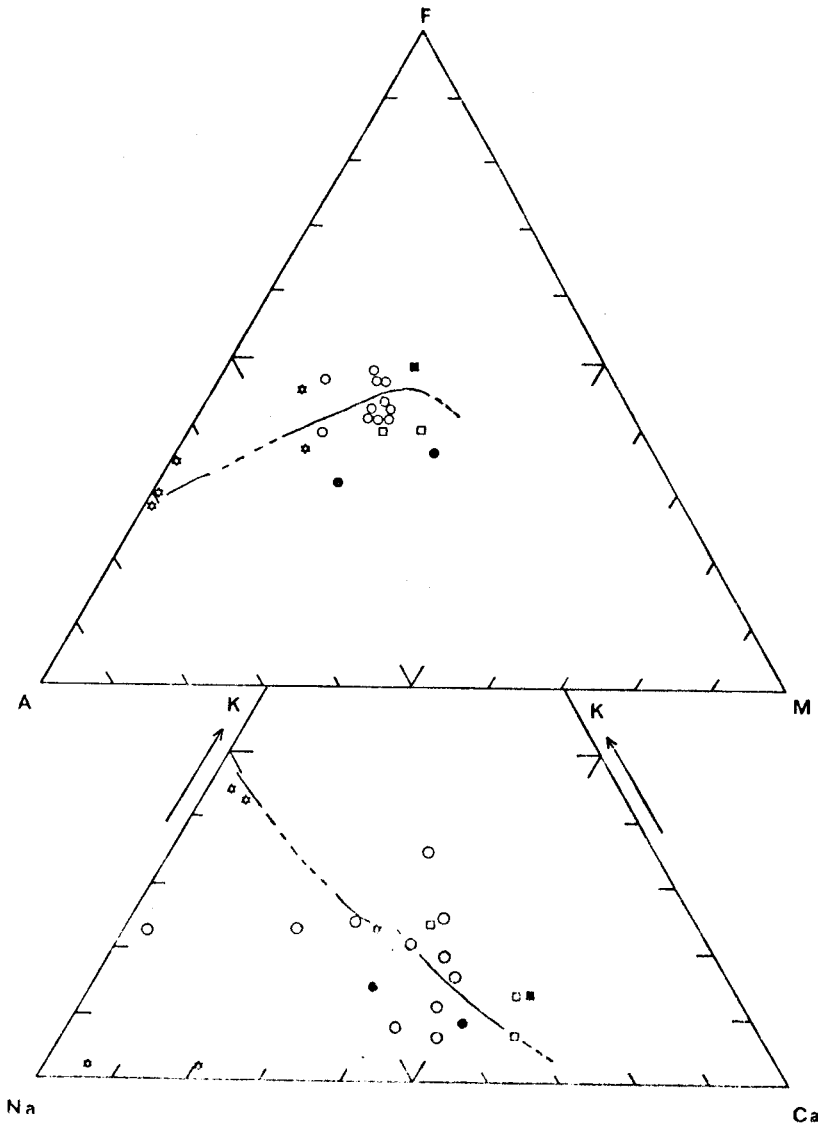
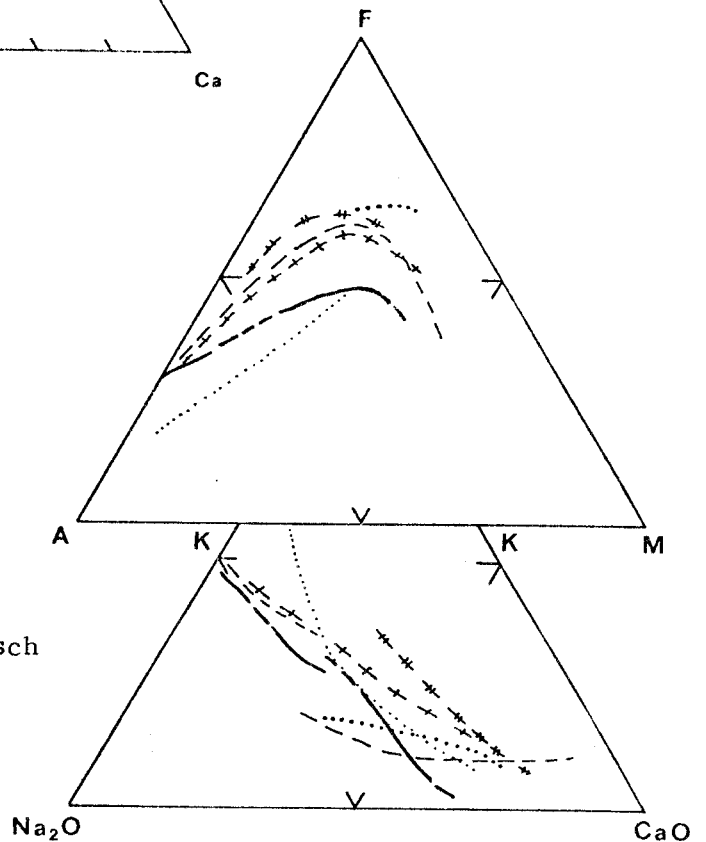


Fig. 87a. - Diagrammes A. F. M et K_2O-Na_2O-CaO de Nockolds et Allen - Laves triasiques de l'Othrys occidentale. Symboles figurés dans les tableaux des données.

Fig. 87b. - Diagrammes de Nockolds et Allen - Comparaison de la série de l'Othrys occidentale avec diverses séries.

- — — Série triasique d'Othrys occ.
- - - - Série alcaline de Mamonia
- + + + Série alcaline polynésienne
- Série calco-alcaline de Lasser Pesch
- Série tholéïtique du Hakone
- + + Série des dolérites du Karoo



a) Caractérisation de la série effusive triasique

1) Les diagrammes de Nockolds et Allen

Préconisés par J.R. NOCKOLDS et R. ALLEN (1953) pour l'étude des séries volcaniques alcalines, les diagrammes triangulaires A. F. M. (A : $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$; F : $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,9$; M : MgO) et $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ ont été construits pour les laves triasiques d'Othrys (fig. 87a). Sur le diagramme A. F. M., les points représentatifs sont associés en deux groupes distincts ; l'un, peu représenté, est situé sur le joint A. F. relativement près du pôle alcalin, tandis que l'autre occupe une position subcentrale au diagramme. Les reports sur le triangle $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ s'effectuent également en deux groupes, à l'exception des trachytes 135 et 474 et du basalte GR 1a, proches du pôle sodique par suite de transformations tenant de l'albitisation. Le premier groupe est situé près du point médian le long du joint $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$, tandis que le second est plus étendu et occupe la base du quart central du diagramme.

Malgré la dispersion des points et la peu de continuité marquée entre les différents groupes de points observés, des courbes médianes peuvent être tracées à la façon de baryaxe. La comparaison de cette courbe à celle d'autres séries (fig. 87b ; réf. in H. LAPIERRE, 1972) apporte quelques indications intéressantes.

Les courbes d'Othrys occidentale se distinguent assez nettement de celles de la série tholéïtique du Hakone et de la série calco-alcaline de Lasser Pesch. Elles se rapprochent des courbes correspondant aux séries alcalines de Mamonia et de Polynésie ; on doit remarquer cependant qu'elles sont moins ferrifères et plus sodiques que ces séries. Bien que la dispersion des points soit plus importante que dans la série normale, ceci confirme les remarques précédemment effectuées.

2) Les diagrammes de De La Roche

Basés sur des paramètres exprimés en millications d'après les poids d'oxyde des analyses, les diagrammes permettent également de séparer les séries tholéïtiques des séries alcalines.

$$21) \text{ Le diagramme } \frac{\text{Al}}{3} - \text{K} = f \left(\frac{\text{Al}}{3} - \text{Na} \right)$$

Ce diagramme de H. DE LA ROCHE et al. (1974) permet de considérer les comportements des ions sodium, potassium et aluminium. Appliqué aux laves d'Othrys occidentale, il met en évidence une nette répartition des différents points selon une droite d'équation $\text{K} = 2/3 \text{ Na} + 40$ (fig. 88a). Si l'on s'en rapporte au diagramme de référence de ces auteurs (fig. 88b), le segment de droite est défini dans un domaine de variation compris entre les points dont les coordonnées, d'après la position des points figuratifs de l'anorthite, l'albite et l'orthose, sont : 43 % Or, 47 % Ab, 0 % An et 27,75 % Or, 37,44 % Ab et 34,81 % An. Ce segment de droite est parallèle à la droite d'équation $(\text{Al}/3 - \text{K}) - 1/2 (\text{Al}/3 - \text{Na}) = 75$ qui définit de façon moyenne, le domaine du volcanisme alcalin sodique atlantique. Par rapport à ce dernier, il apparaît donc que le volcanisme triasique d'Othrys occidentale est de tendance plus potassique.

L'existence d'un tel segment de droite sur ce diagramme permet de souligner le caractère continu de la série effusive triasique d'Othrys. Seules les trachytes 474 et 304 et la plagioclaseolite 135 s'écartent de cette droite en raison de leur faible teneur en potassium et de la richesse en sodium par suite de transformations secondaires. Le fait que les trachytes 427 et 305 font partie de l'alignement permet d'envisager leur origine par simple différenciation, ce qui confirme les observations pétrographiques ainsi que les faits de terrain.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

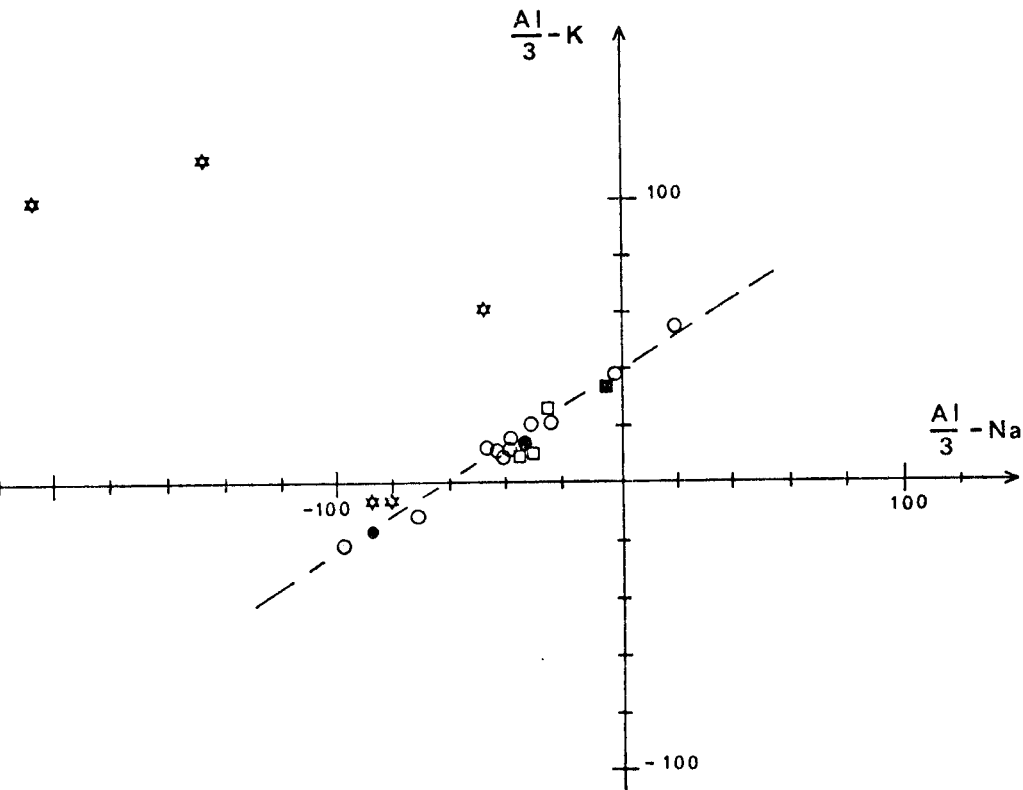


Fig. 88a. - Diagramme Al, K, Na de DE LA ROCHE. Série de l'Othrys.

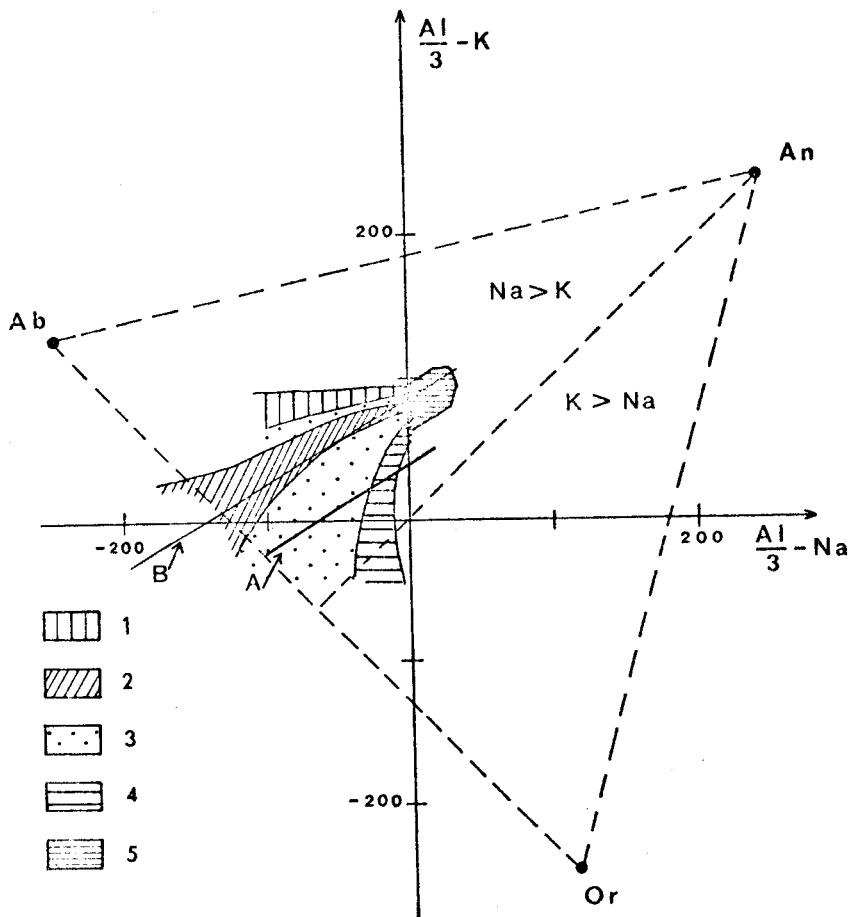


Fig. 88b. - Diagramme Al, K, Na de référence.

- A. série de l'Othrys
- B. courbe moyenne du volcanisme alcalin
- 1. volcanisme spilitique.
- 2. volcanisme alcalin sodique. (Atlantique).
- 3. volcanisme intermédiaire.
- 4. volcanisme calcaire alcalin (Pacifique).
- 5. domaine des basaltes.

PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

22) Le diagramme $\frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2 Ca}{3}) = f (K - Na - Ca)$

Sur ce diagramme (fig. 89), la quasi-totalité des points représentatifs des laves d'Othrys appartient au domaine des séries alcalines définies par les auteurs. La répartition s'effectue selon un nuage dans un domaine sensiblement limité par des valeurs des ordonnées comprises entre - 100 et 100 et des abscisses entre - 100 et - 200.

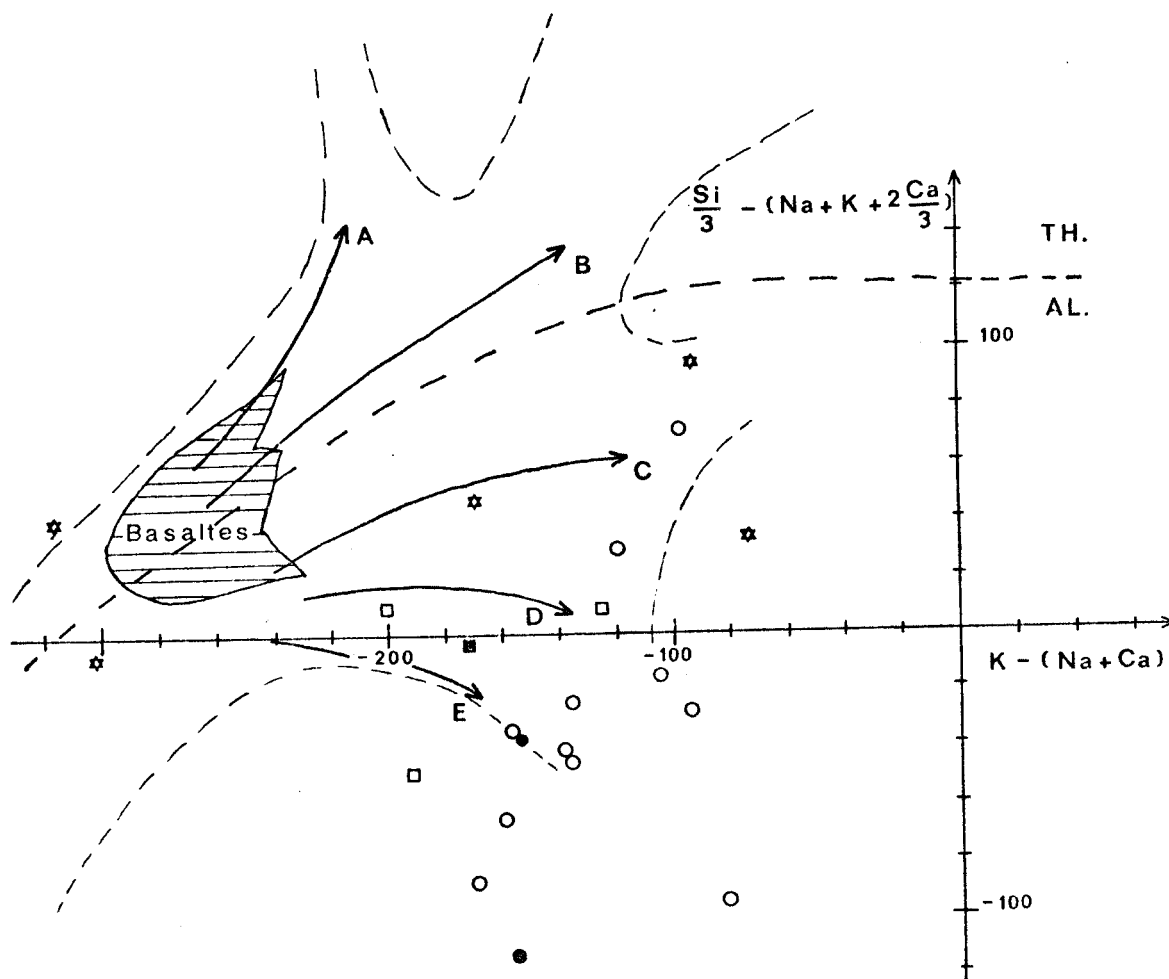


Fig. 89. - Diagramme Si, K, Na, Ca de H. DE LA ROCHE et al. (1974). La série de l'Othrys et la limite entre séries tholéïtiques et alcalines ; les séries ignées classiques : basaltes, A. dacites, B. rhyolites, C. trachytes quartzifères, D. trachytes, E. phonolites.

Sur ce diagramme, a été figurée l'aire de répartition de densité minimale des données générales sur les associations spilitiques (in H. DE LA ROCHE et al., 1974). Comme pour ces dernières, l'étirement du nuage montré par les points figuratifs des laves de l'Othrys dans le domaine des ordonnées négatives est susceptible d'être induit par le développement de calcite et d'épidote, tandis que l'élongation en sens inverse peut être en partie responsable de configurations axiales vers les points figuratifs du quartz et des chlorites.

23) Le diagramme de H. DE LA ROCHE et J. LE TERRIER

Correspondant à une transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley, ce diagramme, exprimé également en millications, permet de distinguer les lignées tholéïtiques et alcalines. Construit pour les valeurs des analyses des laves triasiques de l'Othrys (fig. 90), il montre que les points représentatifs se répartissent

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

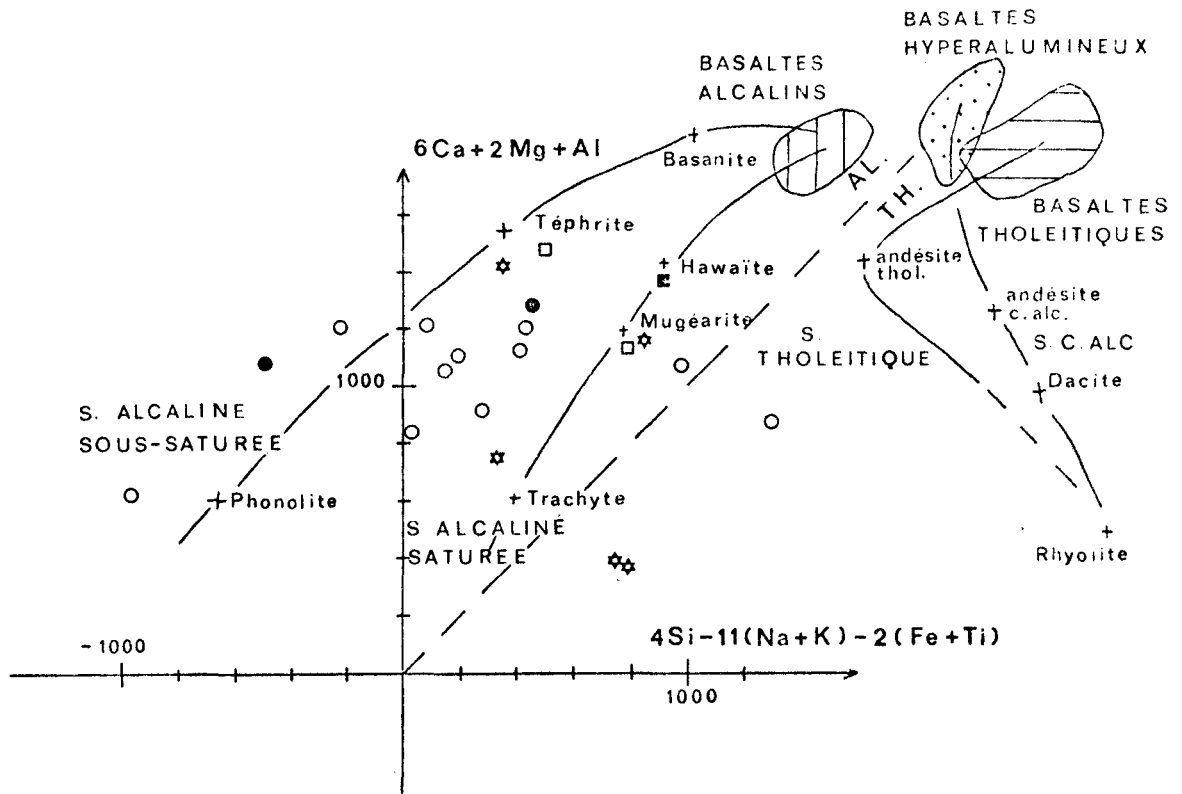


Fig. 90. - Diagramme de H. DE LA ROCHE et J. LE TERRIER (1973) :
 $6Ca + 2Mg + 2Al = f(4Si - 11Na - 11K - 2Fe - 2Ti)$.
 La série de l'Othrys, la limite des champs alcalins et tholéitiques, les souches basaltiques et leurs lignées de différenciation.

en majorité dans le domaine alcalin. Seuls les termes les plus siliceux appartiennent au domaine tholéitique (477, 427 et 632). Les coussins les plus sodiques, en raison de l'albitisation, sont déportés dans les abscisses négatives. Les souches basaltiques et leurs lignées de différenciation, d'après H. DE LA ROCHE et J. LE TERRIER (1973) ont été reportées sur ce diagramme. La dispersion des points est telle qu'il apparaît délicat de juger si la série est saturée ou sous-saturée ; toutefois, une majorité des points se situe à mi-distance des courbes limites de chaque série alcaline.

3) Les diagrammes de Miyashiro

Utilisant les données en poids d'oxydes, les diagrammes de A. MIYASHIRO (1973, 1975) sont de type rectangulaire et permettent classiquement de distinguer les lignées tholéitiques des lignées calco-alcalines ; il s'agit de trois diagrammes qui tiennent compte des variations de SiO_2 , FeO^* (fer total exprimé en FeO) et TiO_2 en fonction du rapport FeO^*/MgO . D'après l'auteur, les séries tholéitiques se caractérisent par une faible augmentation de la silice et un accroissement en fer et en titane ; les séries calco-alcalines connaissent de fortes augmentations de la silice et des diminutions des teneurs en fer et en titane.

A l'exception des trachytes 474, 427 et 305 dont les abscisses sont nettement plus élevées, les diverses analyses de l'Othrys ont été reportées sur ces diagrammes. Ils conduisent à montrer que la série d'Othrys se différencie des séries calco-alcalines et des séries tholéitiques.

31) Le diagramme $SiO_2 / \frac{FeO^*}{MgO}$ (fig. 91)

Les données sont relativement peu dispersées et occupent un domaine défini par

PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

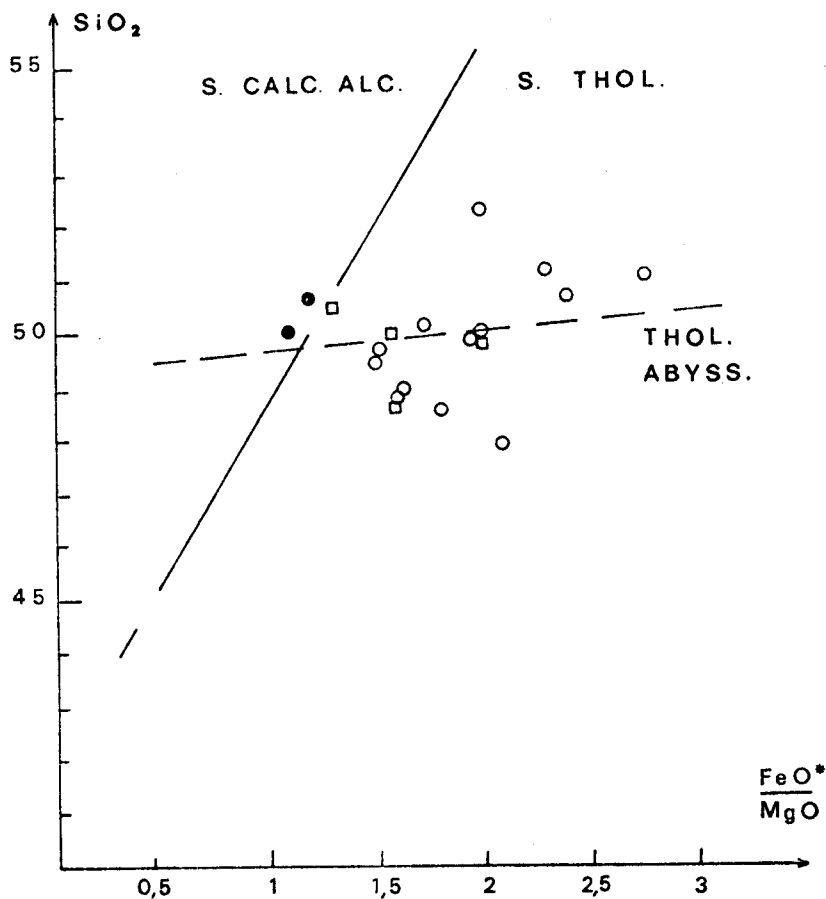


Fig. 91. - Diagramme $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$ de A. MIYASHIRO. Série triasique de l'Othrys occidentale et champs des séries tholéïtiques et calco-alcalines.

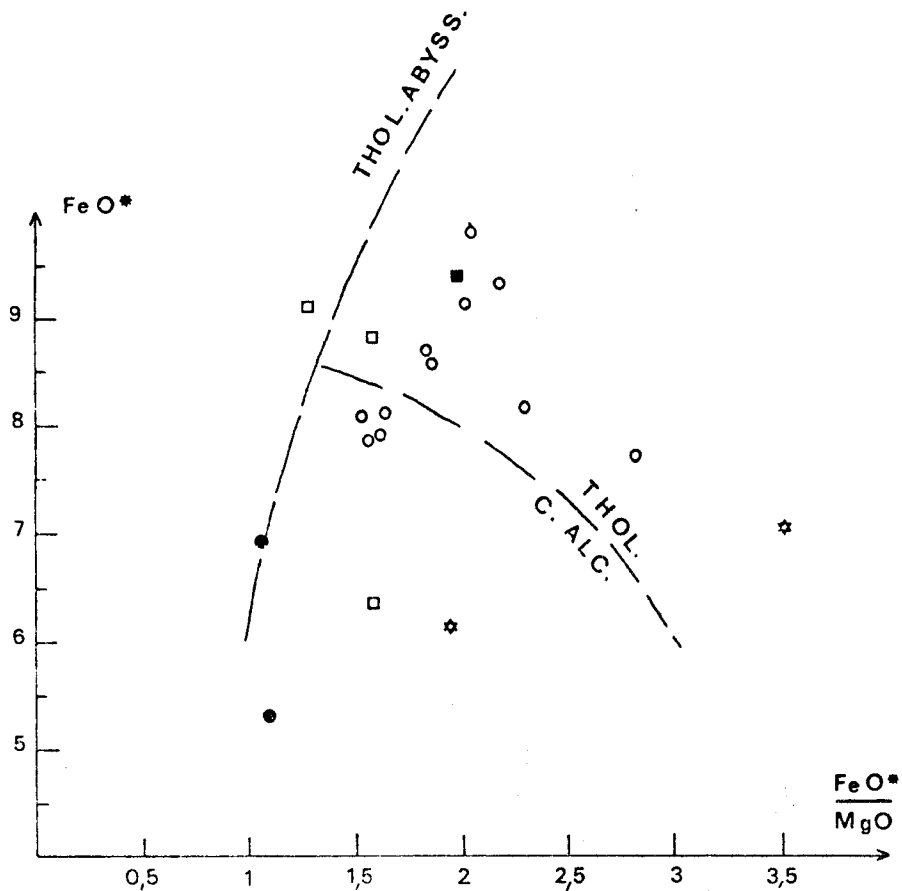


Fig. 92. - Diagramme $\text{FeO}^* / \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$ de A. MIYASHIRO. Série triasique de l'Othrys occidentale, champs des séries tholéïtiques et calco-alcalines et courbe des tholéïtes abyssales.



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

des ordonnées variant de 47 à 52 % SiO_2 et des abscisses de 1 à 3 % de FeO^*/MgO ; les trachytes non figurés correspondent à des valeurs importantes de SiO_2 et du rapport FeO^*/MgO .

Ce domaine de variation et l'étirement du nuage déterminé par un accroissement de silice, malgré le phénomène de silicification secondaire, permettent de reconnaître une tendance différente de celle des séries calco-alcalines.

32) Le diagramme $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*/\text{MgO}$

Sur ce diagramme rectangulaire (fig. 92), la dispersion des points est telle qu'il n'est guère possible d'établir une caractérisation bien nette. L'étude pétrographique a montré l'existence d'horizons rougis au niveau de la transition coeur-écorce de certains coussins et de certaines coulées ; la dispersion des points est peut-être à rechercher dans cette ségrégation primaire, mais aussi dans l'instabilité des oxydes de fer lors des altérations subies par les laves.

33) Le diagramme $\text{TiO}_2/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (fig. 93)

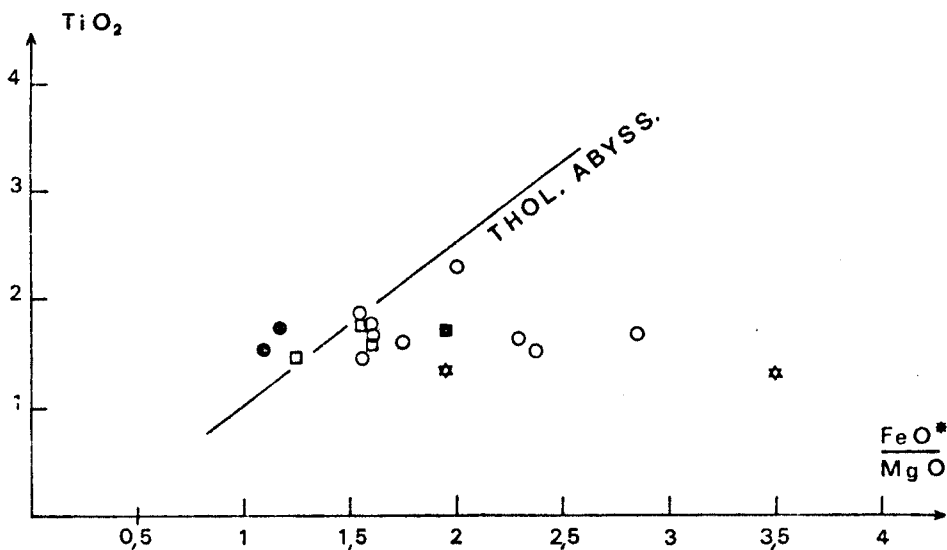


Fig. 93. - Diagramme $\text{TiO}_2/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ de A. MIYASHIRO. Série de l'Othrys occidentale et courbe des tholéïtes abyssales.

Dans l'ensemble des termes figurés, on doit remarquer une nette continuité ; toutefois, les trachytes non représentés présentent des teneurs en TiO_2 peu importantes (0,32 à 0,41 %) par rapport au rapport FeO^*/MgO élevé. De ce diagramme, il ressort la stabilité du titane face aux transformations subies par les roches et le fait qu'il est à la fois lié au fer et au magnésium, ce qui n'est guère étonnant si l'on se rappelle l'observation d'augite titanifère lors de l'étude pétrographique. L'allure sensiblement décroissante de la courbe indiquée par les points s'oppose aux propriétés habituelles des séries tholéïtiques.

4) Classification d'Irvine et Baragar

Utilisée par T. JUTEAU (1975) pour les laves d'Antalya (Turquie) et A. DESMET (1977) pour les laves du Troodos (Chypre), cette classification, d'après les méthodes de T.N. IRVINE et W.R. BARAGAR (1971) permet dans un premier temps de préciser l'appartenance aux domaines sub-alcalins ou alcalins. Pour cela, les diagrammes retenus sont d'une part, le diagramme rectangulaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ qui reprend celui de MAC DONALD et T. KATSURA (1964) et d'autre part, le diagramme O1'-Ne'-Q' qui résulte

PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

d'une projection au tétraèdre de Yoder et Tilley sur le triangle O1-Ne-Q à partir du pôle CPX. Si les roches sont de nature alcaline, il est possible alors de déterminer si elle appartient au lignées potassiques ou sodiques, grâce au diagramme triangulaire An-Ab'-Or et d'établir une classification avec le diagramme rectangulaire color index An % normatif.

41) Le diagramme rectangulaire alcalin/silice (fig. 94)

Ce diagramme (valeurs en pourcentages pondéraux) permet d'observer de nets regroupements des valeurs. Les termes les plus mafiques (dykes, sills, coulées à débit massif et coulées à débit en coussins) présentent des teneurs homogènes en silice (50 %) tandis que les pourcentages d'alcalins varient assez nettement. Les trachytes et les roches de même affinité s'écartent de ces valeurs moyennes et statistiquement, comportent un pourcentage de SiO₂ et un pourcentage d'alcalins plus élevé.

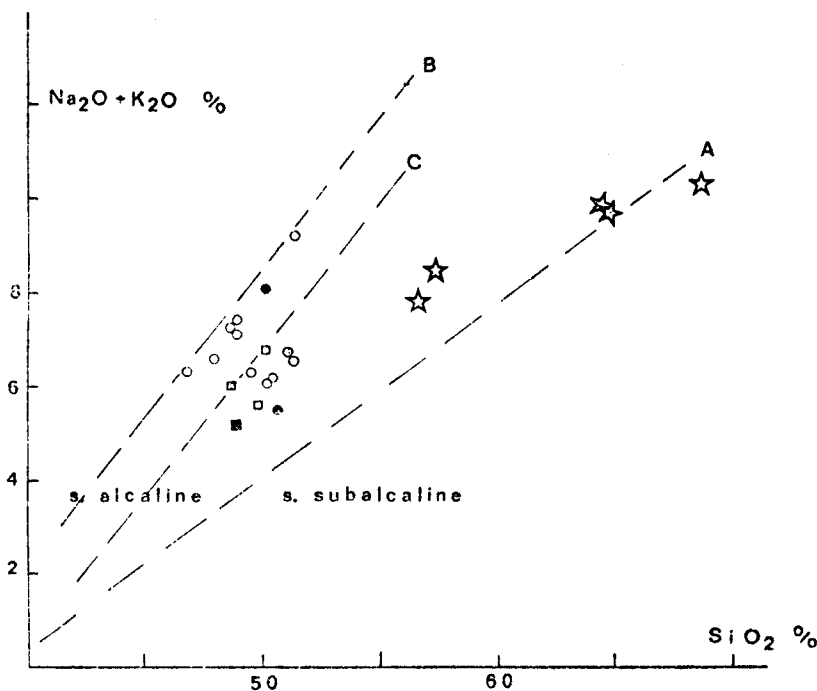


Fig. 94. - Diagramme alcalin-silice (classification d'Irvine et Baragar). Série de l'Othrys occidentale et les différentes séries magmatiques.

- A. limites entre les séries sub-alcalines et alcalines (G.A. MAC DONALD et T. KATSURA, 1964).
- B. Courbe séparant les séries fortement alcalines et les séries moyennement alcalines (R.R. SCHWARZER et J.W. ROGERS, 1974).
- C. Limite séparant les basanites des basaltes alcalins (D.F. STRONG, 1972).

L'ensemble des valeurs se concentre remarquablement dans le domaine des séries alcalines (G.A. MAC DONALD et T. KATSURA, 1964 ; T.N. IRVINE et W.R. BARAGAR, 1971) et plus particulièrement, dans l'aire correspondant aux laves moyennement alcalines de R.R. SCHWARZER et J.W. ROGERS (1974), à la fois dans le domaine des basanites et des basaltes alcalins de D.F. STRONG (1972).

La position des trachytes à la limite du champ alcalin peut être la conséquence de silicification secondaire.

42) Le diagramme triangulaire O1'-Ne'-Q' (fig. 95)

Etabli d'après la minéralogie normative, ce diagramme, qui fait intervenir les paramètres O1' = O1 + 3/4 OPX, Ne' = Ne + 3/5 Ab et Q' = Q + 2/5 Ab + OPX, permet d'observer que les roches de l'effusif triasique d'Othrys occidentale se situent en majorité (88 %) dans le domaine des séries alcalines défini par T.N. IRVINE et W.R. BARAGAR. Les points qui appartiennent au domaine des laves sub-alcalines sont les trachytes 304 et 305, en raison de l'importance de la silice et l'écorce de pillow 8B 44.

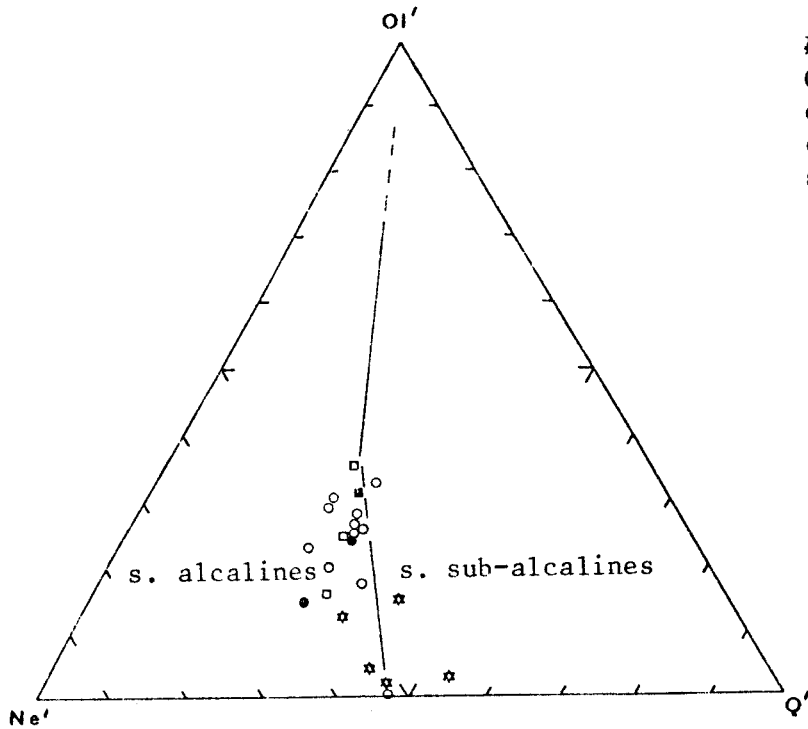
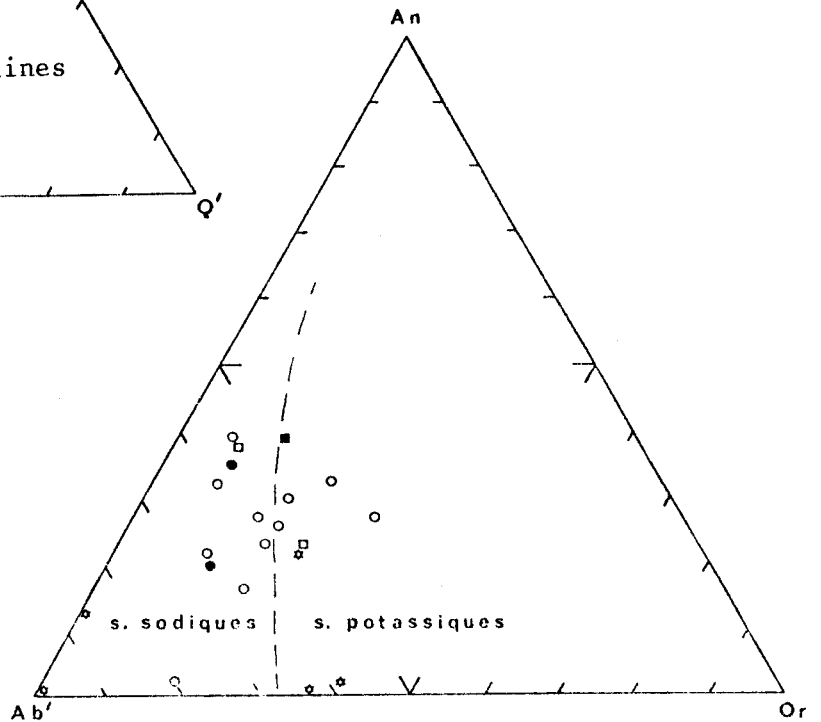


Fig. 95. - Diagramme triangulaire Ol'-Ne'-Q' (classification d'Irvine et Baragar). Série de l'Othrys occidentale et limite des champs des séries alcalines et sub-alcalines.

Fig. 96. - Diagramme triangulaire An-Ab'-Or (classification d'Irvine et Baragar). Laves triasiques de l'Othrys occidentale et limite séparant les champs des séries alcalines sodiques et des séries alcalines potassiques.



On remarque que les trachytes se situent à proximité du joint Ne'-Q', tandis que les dykes, sills et coulées sont bien regroupés. Le barycentre peut être défini par les proportions Ne' 50 %, Ol 20 % et Q' 30 %. Seul le coussin 632 s'écarte nettement de cette proportion et appartient au joint Ne'-Q' de telle sorte que sa composition peut être rapprochée de celle d'une andésite alcaline.

43) Le diagramme triangulaire Ab'Or-An (fig. 96)

Basé sur la minéralogie normative, le diagramme triangulaire Ab'-Or-An (Ab' = Ab + 5/3 Ne), d'après T.N. IRVINE et W.R. BARAGAR, permet de séparer les séries potassiques et les séries sodiques.

La répartition des différents points correspondant aux laves d'Othrys détermine un nuage situé dans le tiers albitique du diagramme, ce qui indique la faible teneur en calcium et en potassium. Toutefois, les points se répartissent de part et d'autre de la limite séparant les domaines sodiques et potassiques.

44) Le diagramme rectangulaire CI An % normatif (fig. 97)

Le pourcentage d'anorthite du plagioclase et l'indice de coloration ("color index") sur tous deux, calculés à partir de la minéralogie normative : $CI = Al + Opx + Cpx + Ilm + Mt + Hm$ et $An \% \text{ normatif} = 100 An / (An + Ab + 5/3 Ne)$.

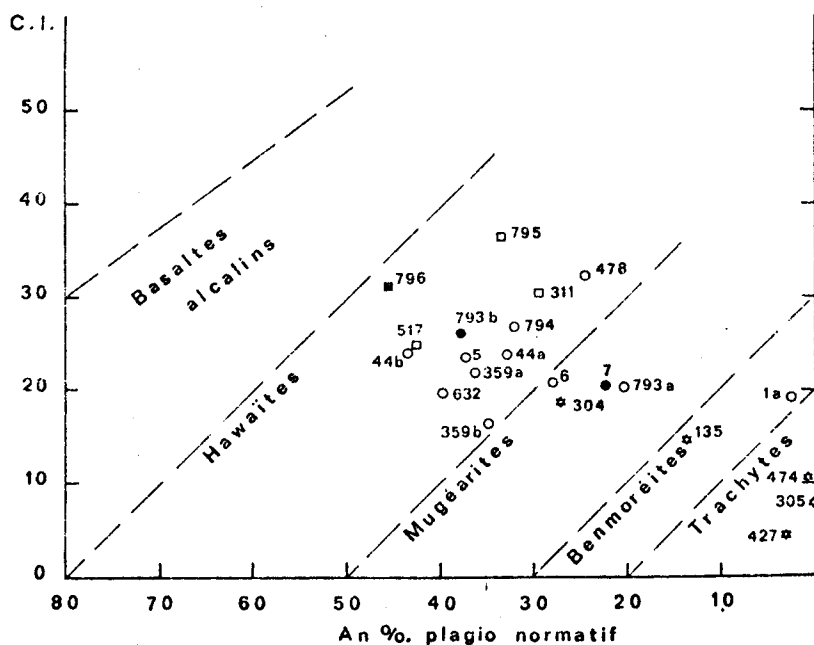


Fig. 97. - Diagramme rectangulaire CI/An % plagioclase normatif (classification d'Irvine et Baragar).

Le calcul de ces paramètres pour les laves triasiques d'Othrys montre que le pourcentage d'anorthite des plagioclases normatifs varie de 4,8 à 45 %, tandis que C.I. évolue de 4,26 à 36. Si l'on s'en rapporte à la méthode de T.N. IRVINE et W.R. BARAGAR, les laves d'Othrys occidentale peuvent être classées d'après la répartition des points représentatifs dans le diagramme. Cette classification s'effectue comme les séries sodiques d'Hawaï et la dénomination des champs utilisés par T.N. IRVINE et W.R. BARAGAR est basée sur celle de G.A. MAC DONALD et T. KATSURA (1964) ; G.A. MAC DONALD (1968) et I.D. MUIR et C.E. TILLEY (1961). Les roches intermédiaires entre basaltes alcalins et trachytes définissent les champs des hawaïtes et des mugéarites-benmoréïtes qui correspondent respectivement aux trachy-basaltes et trachy-andésites de I. BAKER (1969).

Il résulte de ce diagramme que les laves d'Othrys se répartissent essentiellement dans le domaine des hawaïtes et des mugéarites. Les trachytes sont également bien représentés tandis que les benmoréïtes sont pratiquement inexistantes.

Nous verrons que cette classification est en accord avec celle utilisée par R.C. MAURY (1976).

5) Classification de R.C. Maury

D'après G.A. MAC DONALD et T. KATSURA (1964), en toute logique, la classification en hawaïtes, mugéarites et benmoréïtes n'est applicable qu'aux séries sodiques caractérisées par le rapport $Na_2O/K_2O = 2$. Or, sur le diagramme An-Ab'-Or, nous avons vu que le caractère sodique ou potassique de la série effusive d'Othrys ne ressortait pas clairement. L'équivalent potassique des hawaïtes et des mugéarites correspond aux trachy-andésites (D.S. COOMBS et J.F.G. WILKONSON, 1969), tandis que celui des benmoréïtes est constitué par les tristanites (C.E. TILLEY et I.D. MUIR, 1964). Compte tenu du caractère intermédiaire sodi-potassique des laves étudiées, il est préférable

d'utiliser les termes proposés par R.C. MAURY (1976, p. 181) : K-hawaïtes, K-mugéarite et K-benmoréite.

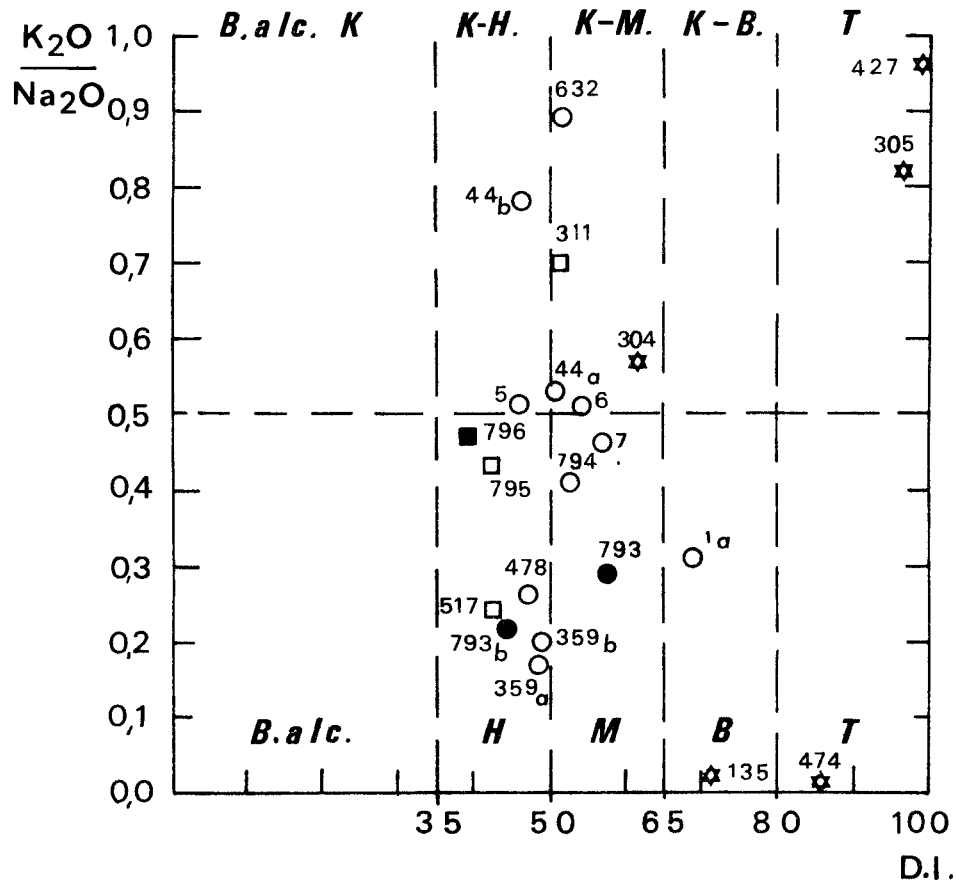


Fig. 98. - Diagramme rectangulaire K₂O/Na₂O (classification d'après R.C. Maury).

B. alc. basaltes alcalins ; H. hawaïtes ; M. mugéarites ; B. benmoréites ; T. trachytes ; B. alc. K., K-H., K-M., K-B., T. équivalents potassiques.

La classification de R.C. Maury est basée d'une part sur l'indice de différenciation de C.P. THORNTON et O.F. TUTTLE (1960) et d'autre part, sur le rapport K₂O/Na₂O. Le report des laves de l'Othrys sur un tel diagramme (fig. 98) permet de confirmer la classification d'Irvine et Baragar et de montrer le caractère potassique et sodique de la série.

b) Minéralogie normative

Les normes C. I. P. W. calculées pour les laves d'Othrys ont été reportées sur le diagramme de H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962). Si un certain nombre de points se répartit dans le secteur Ne-Di-O1 (fig. 99) et tend à montrer un caractère alcalin, la dispersion des points figuratifs reflète avant tout les transformations.

L'albitisation conduit à un appauvrissement en calcium et à la disparition de diopside normatif, ce qui se traduit par un éloignement des points du pôle diopside et leur déportation vers les joints O1-Hy, Ne-O1 et Hy-Q. En outre, la silicification rapproche les points du pôle Q. La minéralogie virtuelle n'est donc que peu représentative des roches initiales d'autant que dans un bon nombre d'échantillons du corindor

PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

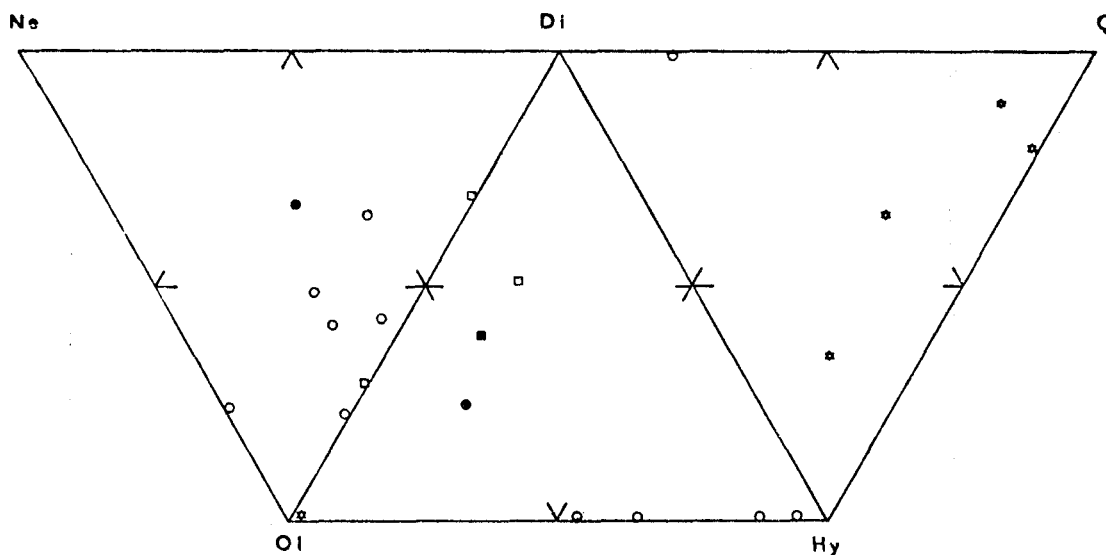


Fig. 99. - Diagramme Q-Hy-Di-Ol-Ne dérivé de la projection du tétraèdre de H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962).

normatif, est apparu ce qui indique une libération d'alumine excédentaire qui n'est que le résultat d'une albitisation importante.

c) Géochimie générale

1) Variation des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de C.P. THORNTON et O.F. TUTTLE

Les variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation ($DI = Q + Ne + Lc + Ab + Or$) de C.P. THORNTON et O.F. TUTTLE (1960) calculé à partir des minéraux normatifs permettent de confirmer les observations géochimiques précédentes. Ainsi que l'a pratiqué R.C. MAURY (1970), il est intéressant de comparer la géochimie des différents termes des classifications précédemment évoquées. En raison des altérations, les indices de différenciation évoluent beaucoup moins (fig. 100).

Sur le diagramme SiO_2/DI , à l'exception des roches ayant subi une silicification (trachytes), les points figuratifs des laves de l'Othrys se situent dans le domaine de la sous-saturation mais possèdent un indice de différenciation plus élevé que les basaltes alcalins et les andésites alcalines.

Au niveau des hawaïtes et des mugéarites, les teneurs en FeO , MgO et CaO sont les plus élevées ; elles peuvent correspondre aux pyroxènes.

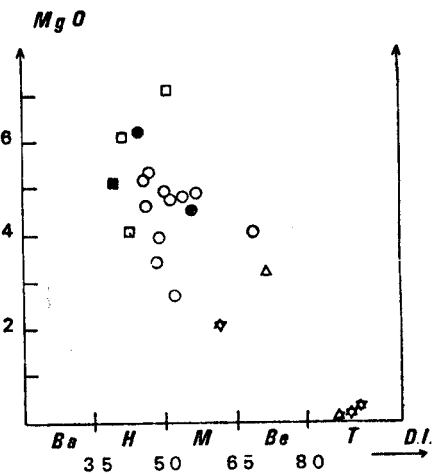
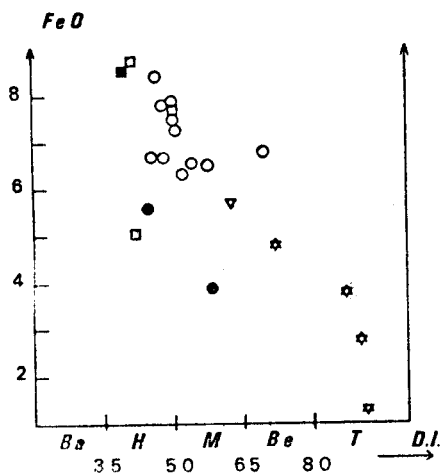
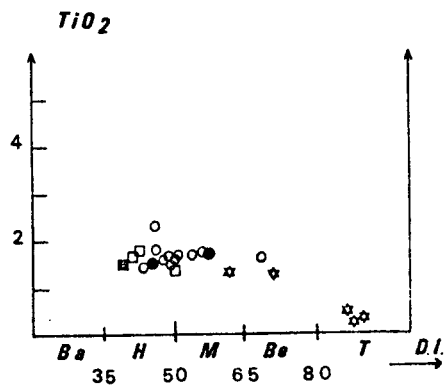
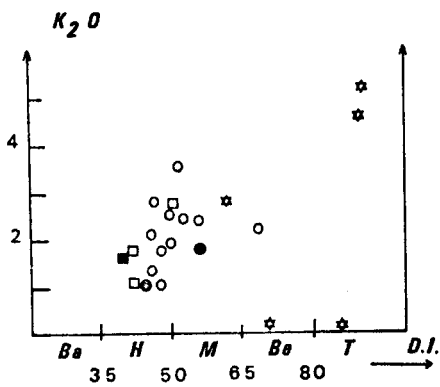
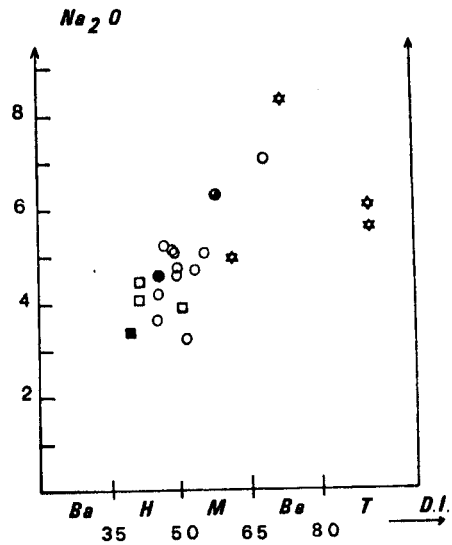
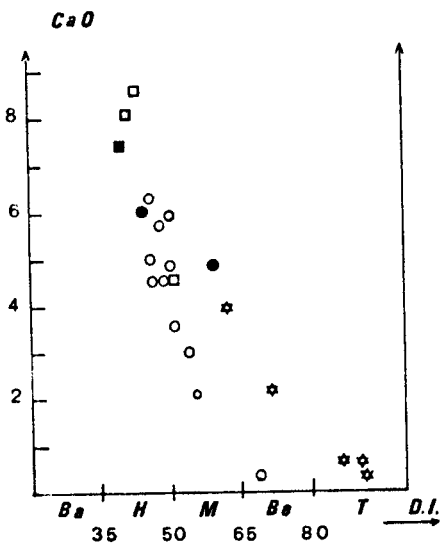
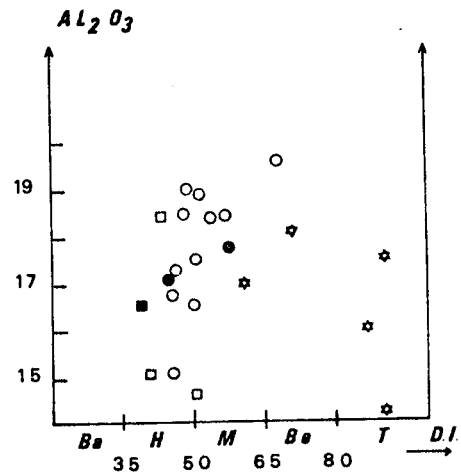
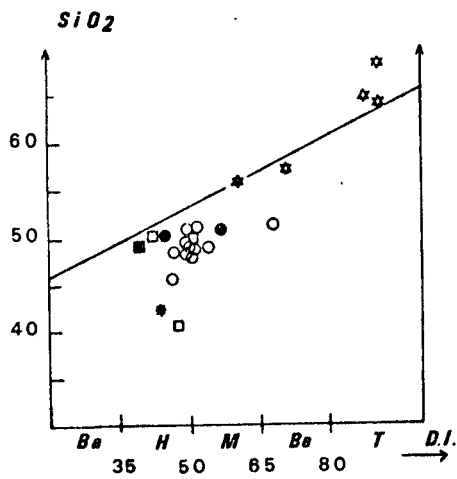
Au niveau de la transition mugéarites-benmoréïtes, les teneurs en MgO , FeO et CaO diminuent ; elles pourraient être mises en rapport avec des ségrégations d'opiques, de clinopyroxènes et de plagioclases.

Bien que les benmoréïtes soient peu représentées -ce qui marque d'ailleurs une lacune dans la série- au niveau de la transition benmoréïtes-trachytes, on observe de nets enrichissements en silice et alcalins tandis que les appauvrissements en FeO , MgO , CaO et TiO_2 se poursuivent.

2) Les paramètres de Niggli

Les paramètres de Niggli (D. NIGGLI, 1924) consistent en proportions moléculaires de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $FeO + MgO + TiO_2 + 2 Fe_2O_3$ et $Na_2O + K_2O$ quantifiées par un facteur de réduction Q , de telle sorte que la somme de toutes les molécules silicatées soient égales à 100. Les diagrammes des différents oxydes en fonction de la

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

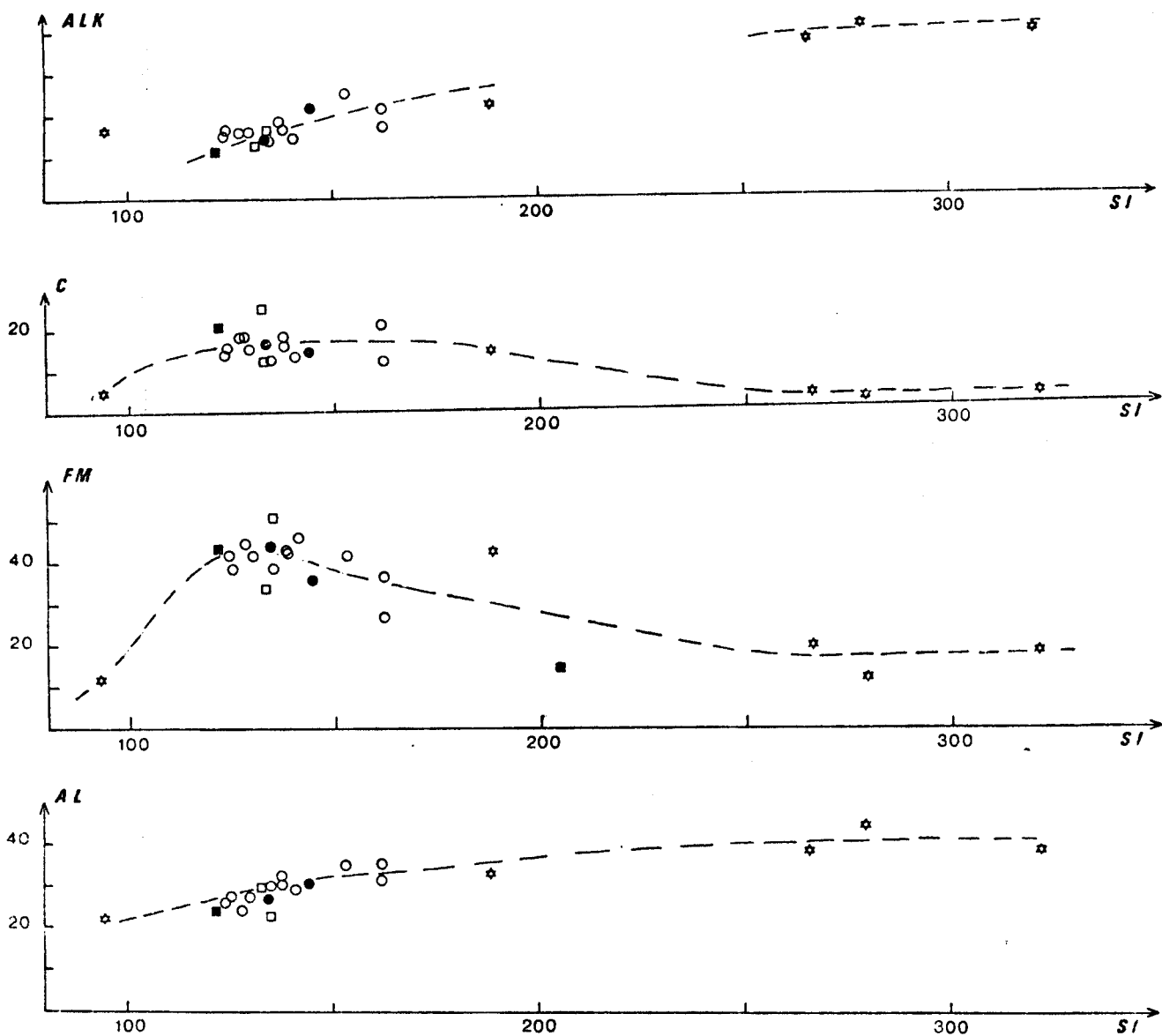


Fig. 101. - Diagrammes de Niggli construits avec les données des laves triasiques de l'Othrys occidentale.

silice permettent de visualiser les propriétés chimiques des roches. Pour les laves de l'Othrys (fig. 101), ces diagrammes montrent tout d'abord que les variations de la silice se font dans un domaine relativement vaste ; toutefois, on peut y distinguer deux groupes : d'une part, les roches mafiques à faible teneur en SiO_2 , et d'autre part, les trachytes. Avant toute considération, il faut remarquer que les diagrammes souffrent des transformations et notamment de la silicification de certaines roches. Sans commenter chacun des divers diagrammes, on peut retenir les enseignements suivants :

Fig. 100. - Variation des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de C.P. THORNTON et O.F. TUTTLE.

Ba. basaltes alcalins ; H. hawaïtes ; M. mugéarites ; Be. benmoréïtes ; T. trachytes.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

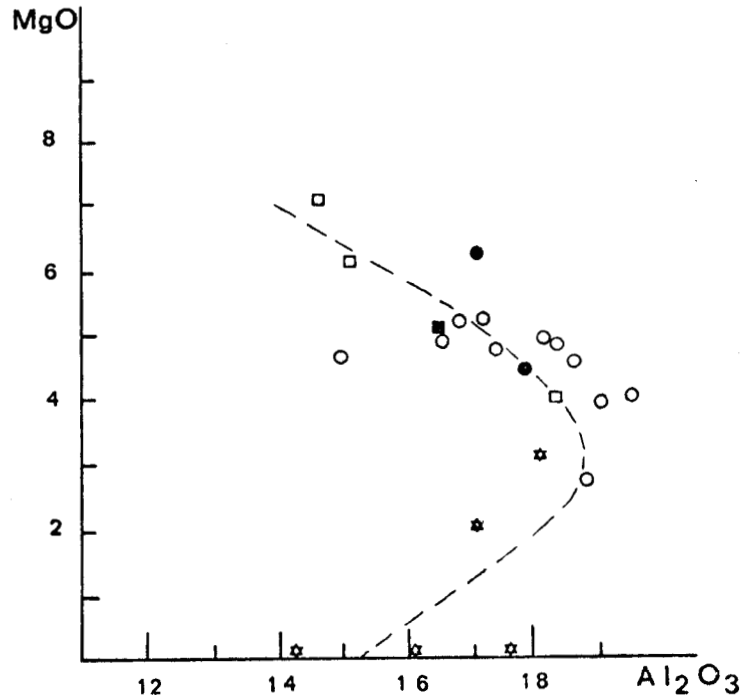
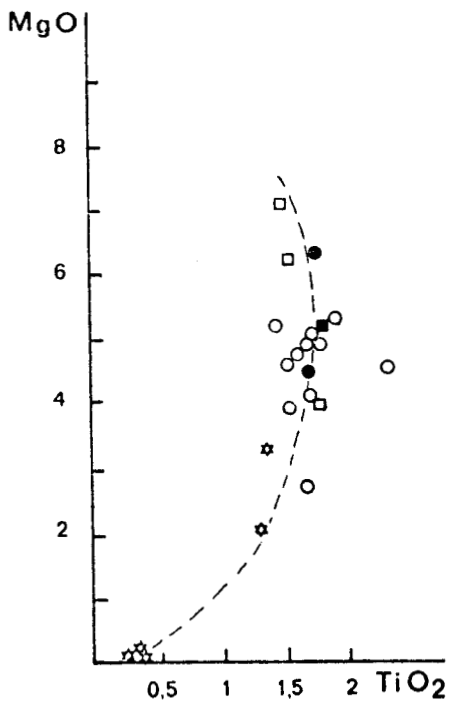
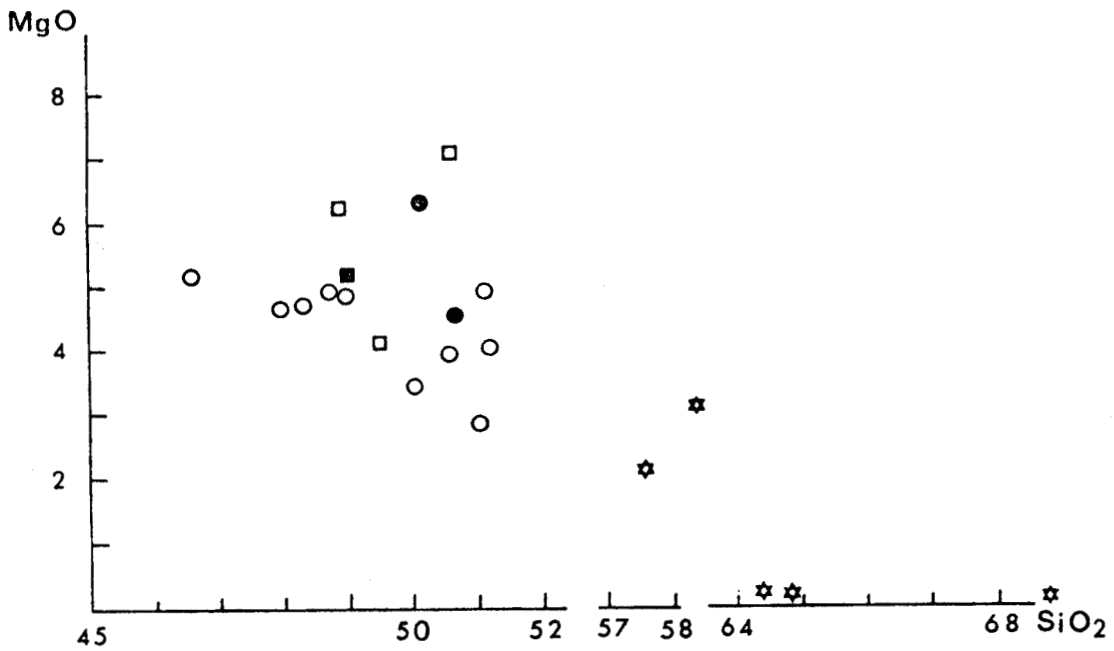


Fig. 102. - Variations des oxydes majeurs en fonction de MgO. Laves triasiques de l'Othrys occidentale.

PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

- les trachytes, peu abondants, déterminent un secteur de courbe qui semble faire suite à celui des pillow et de l'appareil intrusif. Bien qu'il existe une nette lacune entre ces termes, les diagrammes semblent indiquer une continuité ;
- malgré des transformations tenant de l'albitisation, les points ne s'écartent guère d'une courbe type sur le diagramme ALK/Si, quoique celle-ci soit sans doute déportée vers le haut. Le processus d'albitisation semble donc s'effectuer régulièrement. Les faibles teneurs en calcium des trachytes (C/Si) sembleraient donc résulter de propriétés primaires de ces roches ;
- les diagrammes Al/Si et FM/Si confirment le fait que les roches les plus mafiques ont les teneurs les plus fortes en Al, Fe_2^+ , Fe_3^+ , Mg et Ti ;
- le diagramme C/Si montre l'acidité faible de la série (Si = maximum = 125).

3) Variation des éléments majeurs en fonction de MgO

Les caractères chimiques des roches peuvent également être mis en évidence par des diagrammes rectangulaires de type "Harker" qui permettent d'apparier les éléments les uns aux autres en utilisant les poids d'oxydes. Les divers éléments peuvent être comparés par rapport aux teneurs en MgO, compte tenu des variations assez nettes dans un domaine restreint, plus limité que celui de la silice, que présente la magnésie dans les laves d'Othrys. Ce type de diagramme a été utilisé par T. JUTEAU (1975) et A. DESMET (1976) pour les laves d'Antalya et du Troodos.

31) Le diagramme SiO_2 /MgO (fig. 102)

SiO_2 varie peu dans l'ensemble des coulées massives ou en coussins, des sills et des dykes (de 47 à 51 %) mais la différence est grande par rapport aux trachytes. Cependant, malgré la transformation des roches qui fait apparaître une assez grande dispersion, il est possible d'y deviner une relation antithétique unissant SiO_2 et MgO ; une importante coupure existe entre trachytes et coussins.

32) TiO_2 /MgO (fig. 102)

Malgré une coupure entre trachytes et pillow, la courbe $TiO_2 = f(MgO)$ est nette avec une faible dispersion ; la valeur maximale majeure de TiO_2 étant de 1,8 %. La relation qui unit ces deux oxydes est de type "sympathique". Les roches les plus magnésiennes comportent le plus de titane tandis que ce dernier est moins abondant dans les roches les moins magnésiennes. Cette observation est aisément compréhensible du fait de la présence de pyroxènes calciques et ferromagnésiens à composante titanifère.

33) Al_2O_3 /MgO (fig. 102)

On se doit de remarquer en premier lieu, les teneurs fortes en alumine.

La courbe illustrant les relations entre alumine et magnésium est du type parabolique ; l'une des branches, déterminée par les termes les plus mafiques apparaît nettement tandis que l'autre, indiquée par les trachytes, est plus hypothétique.

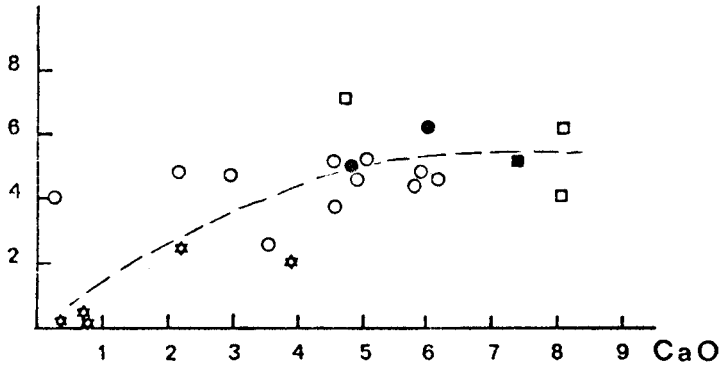
Le point d'inflexion de la courbe correspond à la valeur maximale moyenne de 19 % de Al_2O_3 et une valeur de 5 % de MgO. L'allure de cette courbe peut être recherchée dans un processus d'altération : l'albitisation s'effectue au détriment des plagioclases basiques et libère l'alumine excédentaire ce qui, du reste, conduit à l'apparition de corindon normatif dans les calculs conduisant à la minéralogie virtuelle. Cependant, la diminution de la teneur en Al_2O_3 au niveau des trachytes peut être une résultante du fractionnement des feldspaths.

34) Fe_2O_3 /MgO (fig. 102bis)

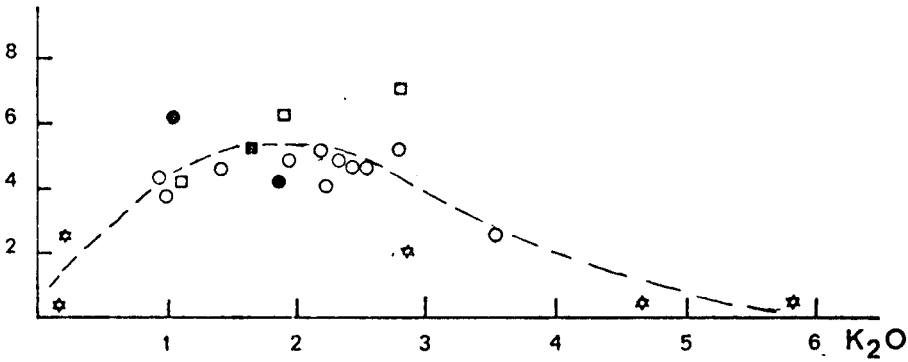
La dispersion des points est telle qu'aucune relation n'apparaît clairement

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

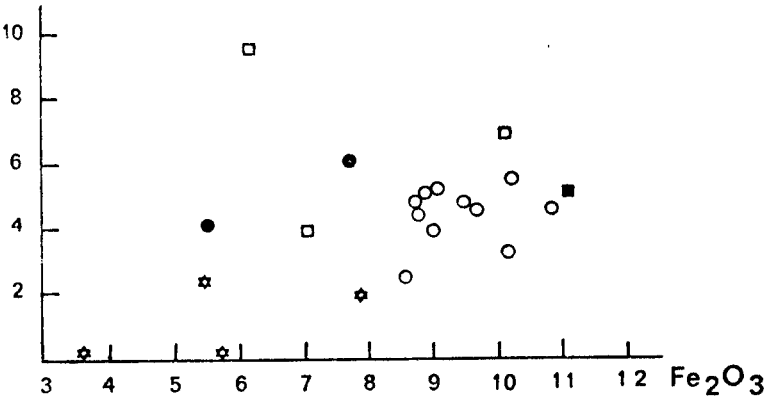
MgO



MgO



MgO



MgO

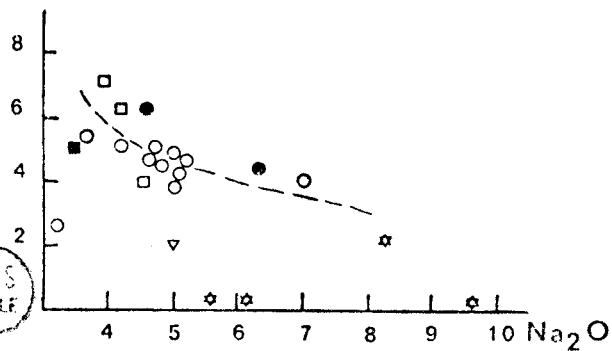


Fig. 102bis. - Variations des oxydes majeurs en fonction de MgO. Laves triasiques de l'Othry occidentale.



PETROGRAPHIE : GEOCHIMIE DES LAVES TRIASIQUES

entre le fer sous sa forme la plus oxydée et MgO. D'une façon générale, on peut remarquer les faibles teneurs en fer ; les termes les plus mafiques contiennent le plus de fer.

35) CaO/MgO (fig. 102bis)

Bien que du fait de la calcitisation des roches, certains points apparaissent en position parasite, on devine ici une relation de type "sympathique" selon un polynôme de degré impair unissant chaux et magnésium. Les roches les plus magnésiennes sont les plus calciques et correspondent aux échantillons provenant de coulées massives. Cette relation n'est guère surprenante car CaO est à la fois lié au plagioclase et au pyroxène.

36) $\text{Na}_2\text{O/MgO}$ (fig. 102bis)

Bien que les points soient assez dispersés, le nuage déterminé semble s'étirer selon une courbe dont l'expression pourrait être un polynôme de degré impair à pente croissante de type hyperbolique. L'intervention de la silicification peut expliquer la position éloignée de certains points par rapport à la courbe définie par des termes albitisés.

37) $\text{K}_2\text{O/MgO}$ (fig. 102bis)

La relation entre ces deux oxydes est encore oblitérée par la mobilité du potassium. Certaines roches de faible teneur en K_2O peuvent être expliquées par l'albitisation d'une part et la silicification d'autre part, mais la dispersion peut correspondre à l'individualisation de roches de tendance sodique ou potassique.

d) Comparaison avec les données d'Othrys centrale

Malgré les transformations secondaires, les altérations et la présence d'une lacune entre basaltes et trachytes dont la cause peut résulter de phénomènes primaires, de la faible représentation des termes intermédiaires et/ou de l'absence de leur observation, l'étude géochimique confirme les caractéristiques appréhendées par l'étude pétrographique.

Les diagrammes de Nockolds et Allen permettent la comparaison des laves de l'Othrys avec les séries magmatiques classiques, tandis que ceux de De La Roche soulignent les tendances des altérations (calcitisation, chloritisation et silicification) péné- ou post-contemporaines. Dans ces derniers, l'effusif de l'Othrys se place dans le domaine alcalin sensiblement près des secteurs de la sous-saturation alors que sur les diagrammes de Miyashiro, les caractères de la série sont différents de ceux des séries tholéïtiques et calco-alkalines. Bien que les mobilités des ions Na^+ , K^+ et Ca^+ concourent à déporter les points figuratifs des laves sur les diagrammes de la classification d'Irvine et Baragar, celle-ci montre le caractère alcalin de la série d'Othrys, sans que son appartenance aux séries potassiques ou sodiques puisse être tranchée.

D'une façon générale, les laves de l'Othrys possèdent des caractères alcalins, titanifères et alumineux et ne sont pas riches en silice ; l'étude des oxydes majeurs permet en outre de se rapporter aux observations pétrographiques.

Ces données sont directement corrélables avec celles notées en Othrys centrale par A.J. HYNES (1972 et 1974). L'analyse des pyroxènes de roches effusives présumées triasiques d'Othrys centrale (A.J. HYNES, 1974) montre que leur composition normative s'étend à la fois sur le domaine des pyroxènes des séries alcalines et tholéïtiques de D.S. COOMBS (1963) montrant une légère sous-saturation en silice des roches qui les contiennent.

Alors que les mesures effectuées sur les diabases et les picrites sont homogènes, la dispersion des données concernant les coussins sur le diagramme de A.J. Hynes peut tout aussi bien souligner l'effet des altérations qu'être l'indice de phénomènes primaires, susceptibles de traduire l'existence de districts magmatiques répartis au sein d'une ou plusieurs unités structurales, comme ici ont été séparés deux ensembles

distincts du point de vue structural et du point de vue faciologique.

En résumé, on retiendra l'analogie de faciès et les caractères géochimiques comparables présentés par les complexes volcaniques triasiques d'Othrys occidentale et ceux d'Othrys centrale et l'affinité alcaline possible sinon de la totalité des terrains du moins d'une partie d'entre eux.

CHAPITRE III : LES DONNEES DE L'OTHRYS ET LE MAGMATISME PRE-OPHIOLITIQUE MEDITERRANEEN

Prenant en compte l'affinité alcaline probable des laves triasiques d'Othrys occidentale et d'Othrys centrale et les données stratigraphiques précédemment exposées, il est possible d'envisager une signification paléogéographique dans le cadre des modèles actuels.

Les séries alcalines sont connues dans différents contextes structuraux ; bien qu'elles ne soient pas exclusivement limitées à ces positions et qu'elles puissent intervenir dans des bassins inter-arcs, les séries alcalines sont caractéristiques d'un volcanisme intraplaque qu'il soit continental ou océanique : bombement et rift ou îles et seamounts (M. GIROD et al., 1977), quoique d'après R.R. SCHWARZER et J.W. RODGER (1974), il soit difficile de différencier les séries volcaniques alcalines intra-continente et intra-océanique avec les critères pétrologiques classiques, les arguments suivants indiquent plutôt un volcanisme lié à un domaine océanique :

- constance et prédominance des faciès en coussins ;
- association systématique avec des sédiments d'affinité pélagique ;
- caractéristiques structurales (appareil volcanique intrusif, cf. C.G. MURRAY, 1970 ; M.J. LEBAS, 1973 ; D.K. BAILEY, 1974) ;
- flux thermique élevé susceptible d'être indiqué par les spilites (E.T.C. SPOONER et W.S. FYFE, 1973).

Avant d'envisager l'intervention du magmatisme triasique dans l'évolution géodynamique des Hellénides, il est nécessaire de considérer les données apportées à la fois par l'étude stratigraphique et l'étude pétrologique. L'analyse des séries triasico-jurassiques des zones internes a montré que certaines d'entre elles pouvaient être liées au jeu précoce d'une paléofaille transformante ; les études des phénomènes volcaniques ont révélé que les séries alcalines pouvaient être liées à des systèmes de fractures transverses tant en domaine continental (F. BARBERI et al., 1974) qu'en domaine océanique au niveau du rift (W.G. MELSON et G. THOMPSON, 1971 ; E. BONATTI et al., 1971) ou à leur périphérie (J.S. MARSH, 1973) ou encore en domaine d'arc insulaire (A. MALAKOFF, 1970 ; F. DOYAS et al., 1977 ; J.N. CARNEY et MAC FARLANE, 1977) Compte tenu de la signification possible des séries de Grammeni (cf. stratigraphie) et de Profitis Ilias (J. FERRIERE, 1979), le volcanisme susceptible de leur être associé (série du Tourla cf. supra et Sperchios complex, A.J. HYNES, 1972) dont l'affinité alcaline peut être appréhendée par les faciès pétrographiques et la présence de trachytes, peut être interprété par des différenciations liées à des structures transverses au sein de l'aire océanique envisagée ; ceci pourrait par ailleurs expliquer les faciès spilitiques, compte tenu de leur répartition actuelle dans les domaines océaniques à proximité des zones accidentées (J.R. CANN, 1969).

Si, comme pour l'ensemble méridional du Tourla et de Profitis Ilias, les faciès alcalins de Moschokarya, Koromilia et Lefka peuvent être liés à des directions transverses, l'existence de terrains d'âge ladino-anisien à faciès néritique reposant en contact anormal sur les faciès effusifs permet d'évoquer une signification marginale du volcanisme témoignant de l'époque d'ouverture de l'aire océanique ; celle-ci reste alors à définir : s'agit-il d'un océan ou d'un bassin de type marginal ?

Les considérations pétrologiques d'ordre régional permettent difficilement de répondre à cette question ; toutefois, différents calculs permettent de fixer son amplitude : l'étude structurale montrera (en tenant compte des unités pélagiques et de leur redoublement tectonique) que sa largeur peut être fixée à la centaine de km.

PETROGRAPHIE : SIGNIFICATION DES LAVES TRIASIQUES

Cette valeur est également obtenue en considérant l'intervalle aniso-ladinien-norien (âge des sédiments dans les séries susceptibles de représenter les marges du bassin et couverture des séries pélagique) et un taux d'expansion de 0,05 cm/an (rift éthiopien : B. BAKER et J. WOHLBURG, 1971 ; D.K. BAILEY, 1974). Une telle extension peut être corollée avec un océan étroit comme avec un bassin marginal.

De par leur âge ladinien et leurs caractéristiques, les laves de l'Othrys occidentale s'intègrent au magmatisme pré-ophiolitique méditerranéen.

A l'exception de basaltes et coulées rhyolitiques associés à des sédiments détritiques permien en Grèce septentrionale (J. MERCIER, 1966) et de basaltes en Attique et en Eubée (B. CLEMENT, 1976 ; B. CLEMENT et H. LAPIERRE, 1979), ce magmatisme est surtout représenté par des terrains d'âge triasique moyen, à la fois dans les zones internes et dans les zones externes. Il ne semble donc pas, à priori, que ce magmatisme et le phénomène ophiolitique soient liés.

Le magmatisme de l'Othrys s'accorde avec celui des laves en coussins du Pinde septentrional (J. TERRY, 1971 et comm. orale) pour indiquer un volcanisme différent de celui lié à des convergences de plaques. Il se différencie de la "Pietre Verde" et des coulées basaltiques des dolomites de composition latitique (P/L. ROSSI et al., 1974-1976 ; A. CASTELLARIN et al., 1977) et d'affinité calco-alcaline et/ou shoshonitique (P.L. ROSSI et al., 1974-1976 ; N. CALANCHI et al., 1977). Par ailleurs, il se distingue de la "porphyrite-radiolarite" d'une part parce que cette dernière existe dans les zones internes et les zones externes yougoslaves et d'autre part, parce qu'elle possède des basaltes et des andésites -certes altérés et enrichis en sodium et potassium (V. KNEZEVIC, 1975 ; P. DJORDJEVIC et KNEZEVIC, 1972)- de tendance calco-alcaline (J. BEBIEN et al., 1978). La cause de ces volcanismes de la "Pietre Verde" et de la "porphyrite-radiolarite" peut être recherchée dans une convergence de plaque avec une subduction ayant absorbé suffisamment de croûte océanique (J. BEBIEN et al., 1975-1978).

L'absence de données géochimiques, en ce qui concerne les laves du domaine hellénique externe (Akarnanie, J.J. FLEURY, 1976 et Vardoussia, R. ARDAENS, 1978) ne permet guère de comparaisons ; toutefois, compte tenu des séries où elles sont individualisées, même si le phénomène géodynamique responsable de ces magmatismes est comparable, l'évolution géotectonique apparaît différente. Il en va de même pour la série effusive triasique de Méditerranée orientale, de nature alcaline à Chypre (H. LAPIERRE, 1974, 1975 ; A. DESMET et H. LAPIERRE, 1974 ; H. LAPIERRE et G. ROCCI, 1976), d'affinité alcaline et tholéïtique en Syrie (J.F. PARROT, 1977) et alcaline en Turquie (T. JUTEAU, 1974). Les comparaisons directes avec les secteurs plus éloignés sont donc délicates et ne peuvent être effectuées qu'à l'aide des séries stratigraphiques.

Quoi qu'il en soit, en ce qui concerne le secteur des Hellénides centrales, les faits de terrain et les arguments structuraux conduisent à séparer ophiolites et zone maliaque où s'est individualisé le magmatisme du Trias moyen. Ceci reste cependant à confirmer par comparaison des caractéristiques chimiques des deux volcanismes.

Les caractéristiques alcalines probables des laves du Trias moyen d'Othrys occidentale différencient le contexte géotectonique de cet effusif de celui des secteurs plus septentrionaux (Yougoslavie), de telle sorte qu'il est possible de considérer la zone maliaque comme un véritable bassin marginal.

B. - LES MASSIFS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE

CHAPITRE I : GENERALITES

Avant d'exposer les résultats obtenus lors de l'étude des massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale, il est nécessaire de les replacer dans un cadre plus général et avant toute chose, considérer ce que furent et ce que sont actuellement les ophiolites.

I. SIGNIFICATION DU TERME OPHIOLITE

a) Aspect historique (+)

Initialement utilisé pour désigner une roche à l'aspect vert, brillant et bariolé (A. BRONGNIART, 1827), le terme ophiolite fut élevé du nom de la roche à celui d'association (association serpentinites-gabbros-spilites de G. STEINMANN, 1906, 1927). La présence de sédiments à caractéristiques pélagiques associés aux ophiolites conduisit à les considérer comme une intrusion magmatique (Placcolithes de G. STEINMANN, 1927) effectuée pendant les périodes précoces du développement géosynclinal (G. STEINMANN, 1926 ; W.N. BENSON, 1926).

Utilisée ensuite par approximation, la dénomination ophiolite désignera, à tort ou à raison, tout magmatisme géosynclinal. Par ailleurs, les travaux de N.L. BOWEN (1927) d'une part, les différences de position et d'association des péridotites d'Amérique et d'Europe d'autre part, ont conduit les géologues américains à séparer les péridotites de l'association gabbros-diabases-pillow-lavas et à bouter ce terme d'ophiolites.

Puis les travaux de L. DUBERTRET (1939), J.H. BRUNN (1940-1961), P. ROUTHIER (1945-1946) et J. AUBOUIN (1959-1965) ont montré la possibilité d'un épanchement effusif basaltique, à la limite des bassins géosynclinaux dont la différenciation pouvait conduire à l'allure stratiforme des successions pétrographiques.

Ensuite, tenant compte d'une part des caractéristiques texturales et pétrographiques des différents faciès, des relations qui existent entre ces derniers, et d'autre part des travaux de W.N. BOWEN et O.F. TUTTLE (1949) et des quelques structures du fond des océans alors connues, H.H. HESS (1955) et W.P. DE ROEVER (1957) envisagent l'origine des ophiolites dans un écaillage tectonique du manteau supérieur.

b) Considérations actuelles

Depuis quelques années, sont intervenus les concepts de l'expansion océanique et de la tectonique globale : au vu de ces phénomènes géodynamiques, l'analogie remarquable entre les assemblages ophiolitiques et les dorsales océaniques actuelles apparaît très troublante ; elle a conduit de nombreux auteurs (B.M. REINHARDT, 1969 ; J.F. DEWEY et J.M. BIRD, 1970, 1971) à considérer les ophiolites comme les témoins d'anciennes croûtes océaniques.

De telles propriétés ont suscité de nouveaux intérêts et de nouvelles études : d'un accord général, les pétrographes, les géochimistes, les tectoniciens réunis à la "Penrose Conference" de la Société géologique américaine (ANONYMES, 1972) ont redéfini le terme ophiolite dans un sens très voisin de celui que Steinmann lui accordait :

Le terme ophiolite est utilisé par les auteurs présents à la G. S. A. Penrose Conference pour désigner "*un assemblage particulier de roches mafiques à ultramafiques. Il ne devrait pas être employé en cartographie comme nom de roche ou d'unité lithologique...*"

"Dans un assemblage ophiolitique complet, les faciès types interviennent, du bas vers le haut, selon la séquence suivante :

- un complexe ultramafique composé en proportions variables de harzburgites, lherzolites et dunites (plus ou moins serpentinisées), généralement avec une fabrique tectonique ;

(+) L'historique complet concernant la question ophiolite pourra être consulté in T. JUTEAU (1974), MONTIGNY (1975) ou encore in "Ophiolites" de R.G. COLEMAN (1977

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - GENERALITES

- un complexe gabbroïque, ordinairement avec des textures de cumulats contenant communément des cumulats périclites et pyroxénitiques et généralement moins déformés que le complexe ultramafique ;
- un complexe filonien basique ;
- un complexe volcanique basique habituellement à pillow-lavas.

Les faciès types associés comportent : 1) une série sédimentaire sus-jacente contenant typiquement des cherts, de fins interlits argileux et des calcaires subordonnés ; 2) des corps podiformes de chromite généralement associés aux dunités ; 3) des roches intrusives et effusives felsitiques et sodiques.

Les contacts faillés entre les unités cartographiables sont fréquents. Les coupes entières peuvent être absentes. Un assemblage ophiolitique peut être incomplet, disloqué ou métamorphisé, auquel cas, il devrait être appelé assemblage ophiolitique partiel, disloqué ou métamorphisé. Bien que les ophiolites soient généralement interprétées comme de la croûte océanique ou du manteau supérieur, l'emploi de ce terme doit être indépendant de son origine supposée".

Les symposiums récents sur ce thème (Moscou, ANONYMES, 1973 ; Nouméa, ANONYMES, 1979) semblent indiquer que cette définition, d'une façon générale, a été acceptée. Cependant, certains auteurs regrettent cette définition : A. MIYASHIRO (1975) propose une classification plus proche de la définition de G. STEINMANN qui, cependant, fait abstraction de l'allochtonie des assemblages ophiolitiques et comprend les roches ignées interstratifiées dans les sédiments de type flysch.

c) Recherches actuelles sur les ophiolites

A la lecture de la définition de la Penrose Conference, on doit toutefois remarquer la difficulté de déterminer les assemblages partiels car les complexes actuels ont été disloqués tectoniquement ; ils ont pu être plissés ou métamorphisés et ils ont été soumis à l'érosion. Chacun des phénomènes géologiques doit être évalué afin de rechercher la manière dont le complexe ophiolitique s'est mis en place pour enfin envisager si ce complexe incomplet ou modifié représente une partie d'une ancienne croûte océanique ou résulte d'un autre phénomène géologique.

Si la plupart des massifs ophiolitiques connus actuellement présentent des faciès comparables et des propriétés géochimiques qui conduisent à les interpréter comme des lambeaux de croûte océanique, certaines caractéristiques géochimiques et pétrographiques particulières tendraient à préciser leur position initiale au sein des domaines océaniques (mer marginale, bassin ouvert, ouverture intra-continentale) ; toutefois, on se doit de souligner la difficulté pour arriver à de telles déductions compte tenu des connaissances encore faibles concernant les aires de caractéristiques océaniques contemporaines.

Si les propriétés pétrographiques et géochimiques des assemblages ophiolitiques sont d'une façon générale bien connues, il n'en est pas de même pour les structures ; la cause en est souvent à rechercher dans les massifs eux-mêmes qui se prêtent mal à des études structurales.

II. LES OPHIOLITES EN GRECE

Les affleurements de type ophiolitique sont nombreux au sein des Hellénides ; ils se répartissent selon deux grands axes :

- "l'axe ophiolitique interne" ou "Inner Rad-ophit" (I. R. O.) de L. KOBER (1952) qui passe par la zone du Vardar entre le massif pélagonien et le Vardar ;
- "l'axe ophiolitique externe" ou "Extern Rad-ophit" (E. R. O.) de L. KOBER (1952), F. KOSSMAT (1924) et J.H. BRUNN (1956) situé sur la marge occidentale de l'axe pélagonien classique dont les affleurements forment en réalité deux alignements : l'un oriental où les ophiolites surmontent tectoniquement le substratum pélagonien (Vourinos-Vigla) et l'autre occidental où les ophiolites chevauchent les terrains des zones

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

externes depuis la nappe de la Mirdita en Albanie jusque la nappe de l'Othrys occidentale et des Kassidiaris en passant par la nappe du Pinde septentrional. Ces deux alignements sont séparés par les vastes affleurements de terrains quaternaires de la plaine d'effondrement de Trikkala et des séries détritiques d'âge oligo-miocène du sillon mésohellénique de J.H. BRUNN (1956).

Au Sud, les deux alignements n'apparaissent plus et l'on retrouve des ophiolites en klippes sur les séries externes (massif de l'Iti), en bordure de la terminaison méridionale du massif pélagonien (Kallidromon, Chlomon), en Eubée moyenne et en Argolide dans les monts Géranéés. Il est possible par ailleurs, de distinguer un troisième axe ophiolitique qui se développe depuis la Crête pour gagner Chypre puis le Hatay et les Taurides orientales.

Il est important de noter que le complexe ophiolitique d'Othrys occidentale occupe une position clef dans l'édifice hellénique : si l'on considère les deux alignements de l'axe ophiolitique externe comme une entité structurale (zone ophiolitique, J. AUBOUIN, 1959), ceux-ci semblent se réunir en Othrys sous l'effet d'un relèvement de l'axe de la "zone ophiolitique" depuis l'ensellement de Trikkala. On doit également remarquer qu'en surface d'affleurement, il s'agit du deuxième massif ophiolitique des Hellénides.

Les ophiolites helléniques ont fait l'objet de nombreuses études récentes ; seul un historique détaillé sera évoqué pour l'Othrys occidentale.

III. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES MASSIFS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE

J. AUBOUIN (1959) reconnaît en Othrys une disposition en nappe tertiaire de ces ophiolites où la succession continue typique s'observe dans une coupe W-E, depuis le Fournos Kaitsa vers Domokos (fig. 103). Cet auteur distingue la succession suivante :

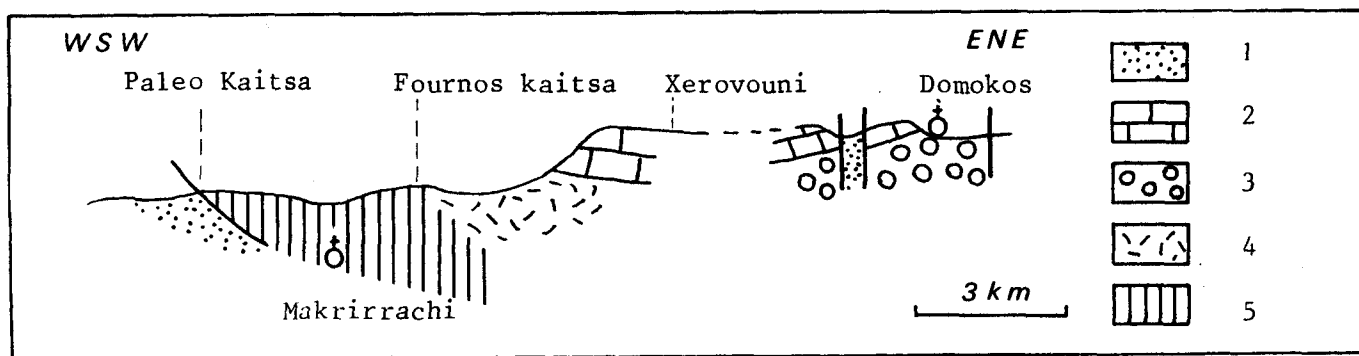


Fig. 103. - Coupe du Fournos Kaitsa d'après J. AUBOUIN (1959).

1. flysch tertiaire ; 2. calcaires du Crétacé supérieur ; 3. pillow-lavas ; 4. dolérites ; 5. serpentinites.

"- à la base de l'ensemble, chevauchant le flysch du synclinal du Pinde oriental, une grande masse de serpentinites contenant des noyaux de péridotites et de pyroxénolites moins altérés ; elles forment l'essentiel du massif du Katachloron ;

- des gabbros leur succèdent, puis, surtout, une épaisse carapace de dolérites souvent altérées qu'on trouve sporadiquement sur la massif du Katachloron mais qui forment une bande continue à l'Ouest d'Ano Agoriani s'enfonçant sous la couverture transgressive du Crétacé supérieur ;

- des dolérites sont à leur tour surmontées par des pillow-lavas qui se développent largement dans la région de Domokos puis de Pournari où des fragments de la couverture de radiolarites sont conservés".

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - GENERALITES

J. Aubouin note par ailleurs que "*les pillow-lavas prennent un énorme développement entre la plaine du Xynias et la plaine du Sperchios ; elles y sont surmontées par une puissante couverture de jaspes à Radiolaires qu'a respectée l'érosion antérieure à la transgression du Crétacé supérieur*".

Considérant ces faits et les observations en bordure méridionale de la plaine de Trikkala et dans le Koziakas, J. Aubouin interprète ces formations comme le résultat d'un épanchement d'une coulée ophiolitique sous-marine où, à l'abri d'une croûte de roches microlitiques ou microgrenues à la périphérie de l'épanchement, se réalise une lente cristallisation qui conduit à la différenciation par gravité des différents types de roches grenues.

G. MARINOS et ses collaborateurs (1957, 1962, 1967) séparent cartographiquement trois formations au sein de l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale : la première est composée de péridotites, de dunites, de chromitites, de pyroxénites, de gabbros de différents types ; la seconde consiste en olivinites à clinopyroxènes et feldspaths, tandis que la troisième est constituée de diabases, de dolérites et de roches effusives : des tufs de roches ignées basiques, des brèches volcaniques et des spilites.

Si l'on considère la définition de la "Penrose Conference" énoncée précédemment, il semble que ces auteurs aient rassemblé deux à deux les quatre unités définies :

- le complexe ultramafique et le complexe gabbroïque d'une part ;
- le complexe filonien basique et le complexe volcanique basique d'autre part.

Toutefois, la formation diabase-radiolarite est, d'après ces auteurs également présente dans un complexe de radiolarites et de cherts (Schiefer-Hornstein Komplex) d'âge triasique à jurassique ; il apparaît donc difficile de savoir si cette formation correspond effectivement à la partie effusive du complexe ophiolitique. Par ailleurs, les positions structurales de chacune des unités distinguées cartographiquement ne sont pas précisées.

A.G. SMITH et al. (1975) rapportent les observations de M. MENZIES (1973) et de A.J. HYNES (1972). Ces derniers auteurs reconnaissent des unités pétrographiques superposées les unes aux autres. Bien que la position structurale des différents faciès pétrographiques reconnus soit précisée (fig. 104), l'absence de carte détaillée ne permet pas de reconnaître l'extension géographique de ces unités et la position exacte des contacts qui les séparent.

D'après ces auteurs, le complexe ophiolitique d'Othrys occidentale correspond à un empilement tectonique de quatre unités constituant le "Mirna Group". Ce sont, du haut vers le bas, structuralement :

- les harzburgites de Kedros juxtaposées à l'unité suivante ;
- les lherzolites à plagioclases d'Agoriani métamorphisées qui recouvrent les faciès non métamorphiques des lherzolites à plagioclases du Mega Isoma ;
- les gabbros-dolérites de Kournovon ;
- les pillow-lavas du Sippetorema.

L'édifice ainsi constitué est considéré comme le résultat de l'écaillage d'un plancher océanique.

La présence de faciès de fusion partielle dans les lherzolites à plagioclases et la comparaison avec les faciès pétrologiques du massif de Troodos permettent à M. MENZIES (1973) et M. MENZIES et C. ALLEN (1974) d'envisager une origine "pindique" de ce secteur de plancher océanique.

Les propriétés géochimiques des ophiolites d'Othrys ont été étudiées par A. HYNES (1974) ; les compositions chimiques globales, en raison de l'altération et des modifications secondaires rendent difficile toute interprétation mais l'étude des clinopyroxènes dans les différents faciès permet à cet auteur de montrer deux directions d'évolution : l'une de type tholéïtique, l'autre d'affinité alcaline. Compte

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

tenu du caractère tholéïtique des basaltes océaniques et des différenciations alcalines possibles dans les océans (E. BONATTI et al., 1971), A.J. Hynes interprète les ophiolites d'Othrys comme des fragments de croûte océanique et de manteau supérieur.

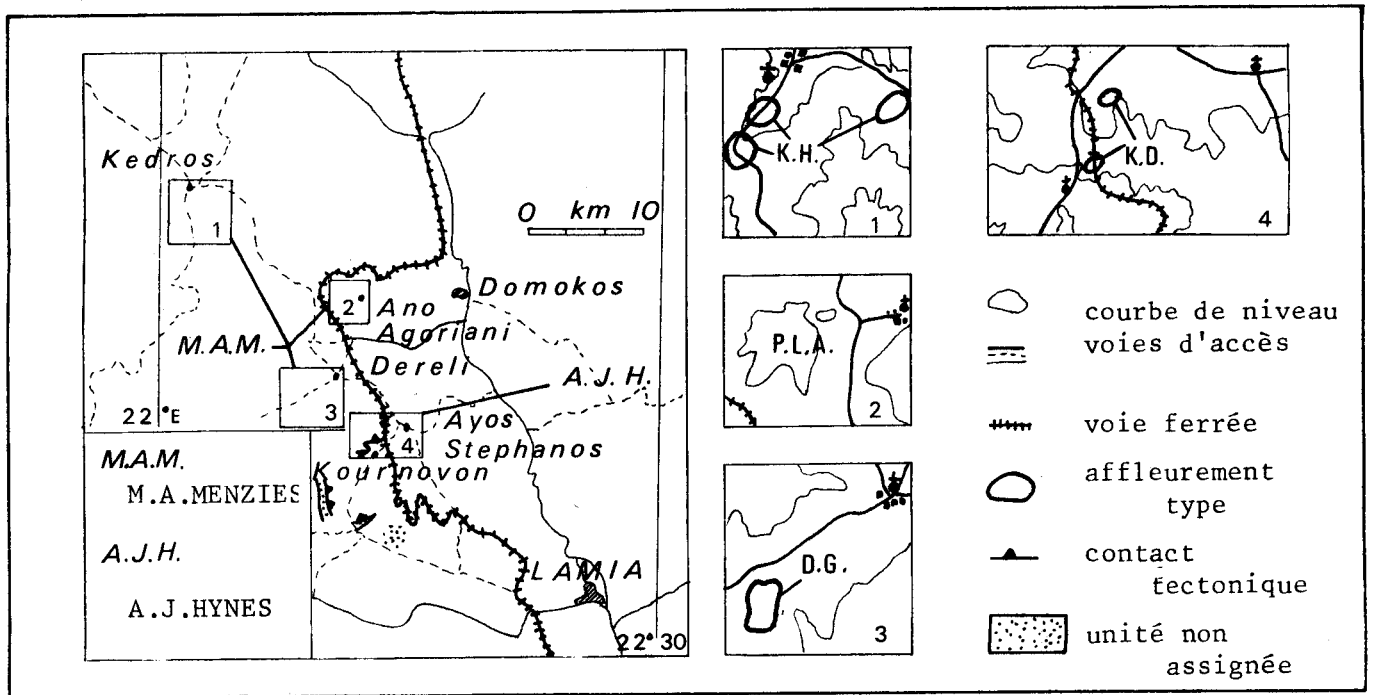


Fig. 104. - Localisation des différents faciès pétrographiques reconnus au sein d'un système ophiolitique d'Othrys occidentale d'après M. MENZIES (1973) et A.J. HYNES (1972) (in A.G. SMITH et al., 1975).

K.H. harzburgites de Kedros ; P.L.A. lherzolites à plagioclases d'Agoriani ; D.G. gabbros de Dereli ; K.D. dolérites de Kournovon.

Soulignant l'existence de péridotites à faciès de fusion partielle, observées dans le Troodos et l'absence de hiatus dans le diagramme Al_2O_3 -CaO-MgO en ce qui concerne l'Othrys alors qu'il en existe un pour le Troodos, M. MENZIES et C. ALLEN (1974) considèrent que les ophiolites d'Othrys consistent en un fragment de croûte océanique témoignant du départ d'un processus d'expansion.

CHAPITRE II : PERSPECTIVES D'ETUDES -METHODOLOGIE

Les ophiolites d'Othrys occidentale ont déjà fait l'objet d'une étude essentiellement géochimique (M.A. MENZIES, 1973, 1975 ; A.J. HYNES, 1972, 1975) ; cette étude vise à apporter les informations structurales indispensables aux interprétations génétiques et géotectoniques.

L'étude cartographique des massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale (voir carte structurale et carte géologique hors texte) montre une géométrie singulièrement complexe qui témoigne d'une part de la pétrogenèse de l'assemblage ophiolitique et d'autre part, de l'évolution tectonique de l'édifice ophiolitique. L'interprétation géodynamique des ophiolites nécessite le décryptage des dispositions relatives à chacun de ces phénomènes ; pour cela, il est apparu nécessaire d'appliquer les méthodes de la géologie structurale classique, c'est-à-dire la recherche des constituants des grands ensembles structuraux et l'établissement de séries -ici pétrographiques- qui caractérisent chacune des unités structurales ; l'étude pétrographique descriptive et les principes de base de la pétrofabrication constituent des "outils" pour mener à bien cette recherche.

Si les dispositions structurales permettent d'appréhender le rôle joué par les ophiolites dans l'édification d'un secteur des Hellénides, le décodage des structures primaires constitue une étape indispensable avant l'étude pétrologique détaillée et la mise en oeuvre de programmes d'analyses géochimiques en vue de considérer les relations génétiques unissant les différents faciès pétrographiques. En ce qui concerne les relations entre les différents faciès péridotitiques et les gabbros, de telles études chimiques sont actuellement prévues en collaboration avec M. et D. OHNENSTETTER de Nancy ; compte tenu des délais imposés par les différentes manipulations avant l'obtention des résultats et leur exploitation, ceux-ci ne seront pas envisagés dans cette thèse. En conséquence, l'aspect pétrogénétique des ophiolites ne sera considéré ici que d'après les descriptions pétrographiques et l'étude des structures primaires internes.

Les remarques précédentes permettent d'envisager l'étude des ophiolites d'Othrys occidentale de la façon suivante :

- 1) la présentation et la description de faciès types ; elles conduiront à quelques considérations génétiques à l'aide des textures et des caractéristiques minéralogiques observées ;
- 2) les structures internes primaires ; les successions de faciès et les structures métamorphiques primaires ou magmatiques permettront de définir des unités pétrographiques et d'envisager les processus et les conditions de genèse des ophiolites d'Othrys ;
- 3) les structures internes d'ordre tectonique ; différentes unités structurales seront séparées et la géométrie propre de chacune de ces unités permettra d'envisager l'histoire tectonique des ophiolites d'Othrys ;
- 4) les relations entre les unités pétrographiques et les unités structurales conduiront à considérer les mécanismes de mise en place tectonique des ophiolites.

A l'issue de cette étude, les différents apports et quelques considérations géochimiques acquises sur les résultats antérieurs permettront de retracer l'histoire des ophiolites d'Othrys qui seront ensuite replacées dans leur contexte géotectonique au sein des Hellénides centrales.

CHAPITRE III : PRESENTATION ET CLASSIFICATION DES GRANDS GROUPES PETROGRAPHIQUES DES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE

Les divers auteurs ayant travaillé en Othrys occidentale ont montré l'allochtonie de l'ensemble ophiolitique sur les zones externes (zone du Pinde et zone béotienne). L'étude structurale du secteur a permis de montrer avec certitude l'allochtonie des ophiolites sur les séries triasico-jurassiques (B. COURTIN *in* P. CELET et al., 1979 ; voir troisième partie). Outre cette position structurale, la cartographie systématique, conformément à la définition de la "Penrose Conference", a mis en évidence l'existence de quatre grands groupes pétrographiques répartis en unités structurales multiples.

I. PRESENTATION DES GROUPES PETROGRAPHIQUES

Les groupes pétrographiques reconnus sont :

- des ultramafites. Essentiellement constituées de ferromagnésiens (indice de coloration supérieur à 70). Elles comprennent des dunites, harzburgites, lherzolites, wherlites, pyroxénolites, chromitites. Ces roches sont caractérisées par une fabrique tectonique ; deux sous-groupes peuvent y être distingués :

- + les péridotites foliées
- + les péridotites foliées à plagioclases.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Ces ultramafites sont traversés par des "dykes" ou filons de gabbros, parfois si nombreux qu'il s'agit alors d'un véritable complexe filonien. Les dykes doléritiques sont peu fréquents ;

- un complexe gabbroïque. Comprenant généralement moins de ferromagnésiens, il comporte des troctolites, des gabbros à olivine, des gabbros-norites, des norites et plus rarement, des gabbros anorthositiques.

Cette série gabbroïque est caractérisée par la présence systématique de textures de cumulat magmatique, l'absence presque totale de déformations plastiques et la présence locale de faciès à l'aspect stratiforme causé par un litage qui correspond à des variations minéralogiques. Les faciès grossiers sont parfois recoupés par des roches à grains plus fins. Peu de dispositions filoniennes ont été reconnues ;

- un complexe filonien composé de gabbros parfois à structure de cumulat ou de gabbros à structure doléritique traversé par des dykes de roches à grains plus fins ou à caractéristique effusive plus marquée ;

- un complexe volcanique constitué essentiellement de pillow-lavas et de sédiments associés (pélites siliceuses, radiolarites, débris hyaloclastiques).

II. CLASSIFICATIONS ET NOMENCLATURES

a) Les roches grenues

La distinction des roches grenues constitutives de l'association repose d'une part sur les proportions des minéraux composant la roche et d'autre part, sur la structure de cette même roche. Les proportions minéralogiques sont évaluées par l'analyse modale. Celle-ci permet dans un premier temps, en séparant les ferromagnésiens des autres minéraux, de préciser la dénomination générale de la roche :

- ultramafites pour les échantillons contenant plus de 90 % de ferromagnésiens ;
- gabbros pour ceux contenant de 5 à 90 % de ferromagnésiens ;
- anorthosites pour ceux contenant moins de 5 % de ferromagnésiens.

Dans un second temps, les pourcentages évalués sont reportés sur les diagrammes de classification. La classification utilisée (fig. 105) est celle proposée par A. STRECKEISEN (1974).

La nomenclature utilisée ensuite est basée sur les structures :

- les ultramafites possèdent toutes des structures de tectonites et témoignent d'une histoire tectonique complexe. Aucun faciès de péridotites litées sans trace de déformation n'a été observé en Othrys occidentale ;

- les gabbroïdes présentent des structures grenues à microgrenues qui souvent peuvent être précisées grâce à des structures hidiomorphes et cumulitiques observables en plaques minces. Les dénominations des différentes textures de cumulats sont celles de L.R. WAGER et al. (1960) ; la signification des termes utilisés sera précisée en notes infra-paginales.

Il faut toutefois remarquer que l'opération de comptage rencontre diverses difficultés ; en particulier, celles-ci sont dues à une orientation préférentielle de certaines roches et aux litages (variations minéralogiques). Dans le cas des péridotites foliées, compte tenu du déplacement de la surplatine dans une seule direction, celle-ci doit être perpendiculaire à la direction préférentielle de l'échantillon. Dans le cas où la roche présente un litage de dimension centimétrique, chacune des tendances minéralogiques d'un lit peut être évaluée par un déplacement parallèle de la surplatine à la direction du lit, la lame étant taillée de préférence perpendiculairement à cette direction. D'autre part, dans l'évaluation du pourcentage des minéraux constitutifs intervient le problème des altérations. Ainsi par exemple, dans les péridotites à plagioclase, outre la transformation de pyroxène en bastite, ou en amphibole, les plagioclases sont isotropisés. En conséquence, afin de déterminer une

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - CLASSIFICATION

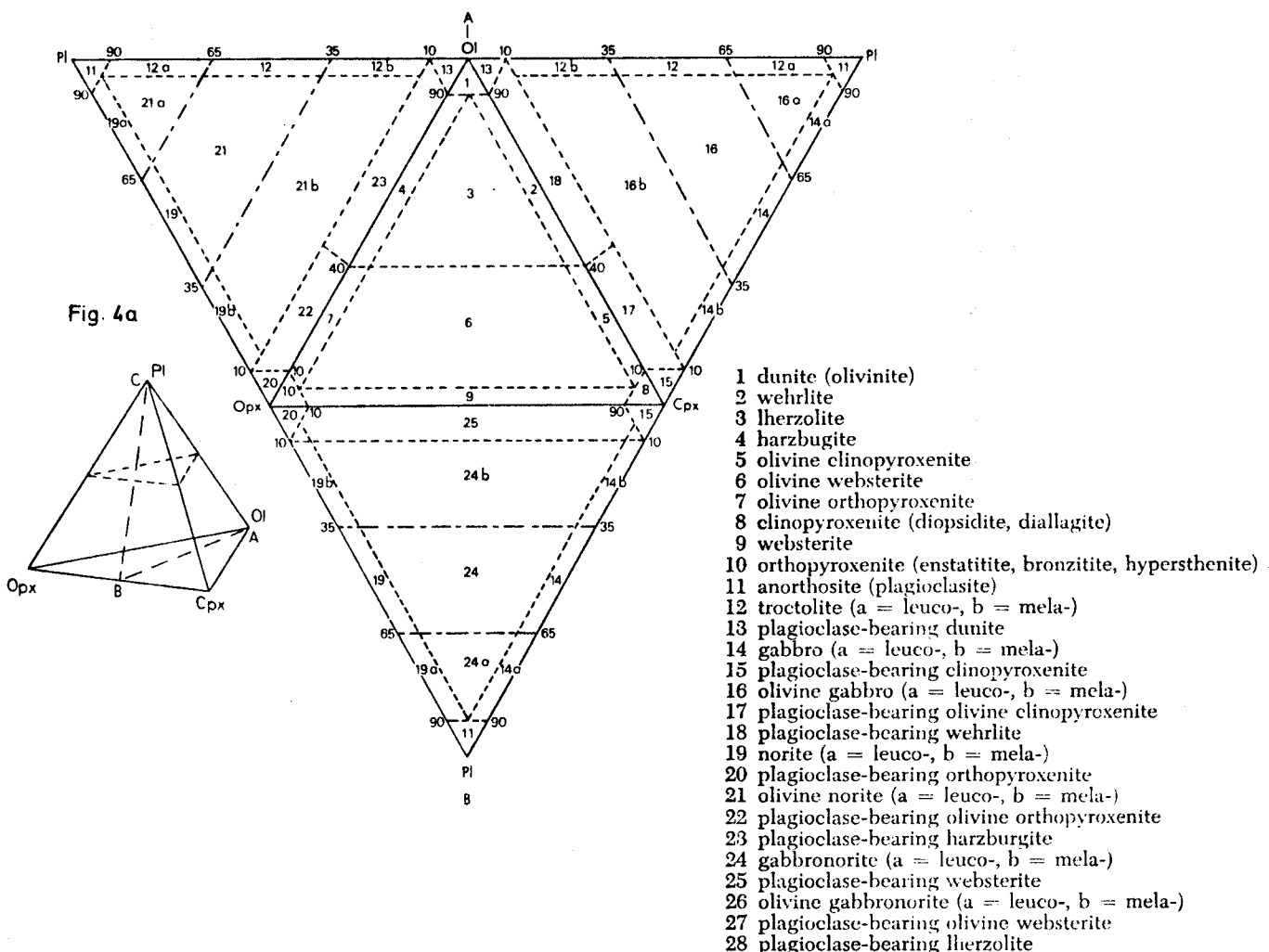


Fig. 105. - Classification des roches grenues basiques et ultrabasiques en fonction de leur composition modale *in* A. STRECKEISEN (1974).

valeur qui soit représentative de la teneur réelle, il faut séparer les types d'altération lors des comptages et d'une façon générale, chaque fois qu'une altération apparaît typique d'un minéral, c'est celui-ci qui doit être considéré.

b) Les roches microgrenues et effusives

La nomenclature utilisée est simple ; elle repose sur les caractéristiques de textures :

- microgrenue (ophitique ; subophitique et intersertale) ;
- microlitique (aphanitique, aphyrique, porphyrique, amygdalaire, vacuo- laire)

puis sur le contenu minéralogique de la roche selon la composition modale quantitative.

CHAPITRE IV : LITHOLOGIE DES MASSIFS OPHIOLITIQUES D'OTHRYS OCCIDENTALE

I. LES GRANDES UNITES LITHOLOGIQUES

Conformément à la présentation qui en a été faite, les faciès pétrographiques reconnus se placent au sein de quatre grandes unités lithologiques : les péridotites, les gabbros, le complexe filonien et les laves en coussins.

a) Les péridotites et les roches associées

1) Les différents faciès

Tous les faciès péridotitiques reconnus correspondent à des tectonites ; les faciès se distinguent par l'absence ou la présence de plagioclase et par les caractéristiques morphologiques à l'échelle de l'échantillon (rubanement ou non).

11) Les péridotites foliées sans plagioclase

Elles constituent des massifs imposants aux formes généralement arrondies comme le Pirgarki Thrapsimiu, le Katachloron et le Fornos Kaitsa. Les différents faciès consistent en dunites, dunites harzburgitiques, harzburgites, lherzolites et pyroxénolites ; les roches qui leurs sont associées sont des serpentinites, des gabbros et des chromitites.

Là où elles ont été intensément tectonisées, ces péridotites ont été transformées en serpentinites, serpentinites à bastite, serpentinites à pyroxène ou en péridotites serpentinisées ; à l'écart des grands accidents tectoniques, les roches sont relativement fraîches.

En dehors du fait qu'elles sont presque exclusivement constituées de ferromagnésiens, ces roches possèdent la caractéristique commune de présenter des structures témoignant de déformations primaires qui se traduisent sur le terrain par des foliations, linéations et microplis et, en lame mince, par des textures porphyroblastiques à blastomylonitiques où des porphyroblastes présentent des déformations intenses en extension ou en cisaillement. Les différents faciès peuvent également montrer des recristallisations qui apparaissent en plaque mince par des textures équigranulaire, tabulaire ou granoblastique polygonale.

La distinction entre les différents faciès serpentineux et entre les péridotites à pyroxènes (harzburgites, lherzolites) et les dunites peut être réalisée sur le terrain (présence et état des pyroxènes). Les distinctions entre les dunites harzburgitiques-harzburgites et harzburgites-lherzolites ne peuvent être réalisées qu'au microscope en fonction de la teneur en orthopyroxène et de la présence ou l'absence de clinopyroxène.

111) Les harzburgites

A l'affleurement, ce sont des roches massives dont la surface soumise à l'altération montre une couleur rouille caractéristique des hydroxydes de fer ; dans la zone d'altération météorique, les surfaces permettent d'observer la structure de la roche grâce à des pyroxènes centimétriques qui, laissés en relief par cette altération, soulignent par leur étirement, une nette orientation préférentielle (pl. IV, 1) ; à la cassure et en surface polie, ces roches sont caractérisées par une couleur vert bouteille -d'où le terme d'ultramafite- et présentent les mêmes directions d'orientation (pl. IV, 3).

Certains faciès comportent des lits pyroxénolitiques (pl. IV, 2), d'épaisseur centimétrique parfois déformés, étirés et boudinés ; ceci indique leur antériorité par rapport à des déformations et le développement de contraintes ayant joué en extension parallèlement aux directions des lits. Les caractéristiques structurales (foliation, linéation, plis et microplis) seront étudiées ultérieurement plus en détail.

Le massif du Fornos Kaitsa est constitué de harzburgites homogènes à structure de tectonites tandis que le Katachloron comporte des harzburgites qui s'appauvrissent latéralement en pyroxènes jusqu'à ne plus constituer que des dunites ; la route de Kedros à Loutra Pigi permet d'observer une telle alternance de niveaux décimétriques à métriques de harzburgites et de dunites.

Le faciès type considéré est une péridotite fraîche du massif du Fornos Kaitsa.

En plaque mince, elle présente une texture porphyroblastique ou certains niveaux comprennent de nombreux pyroxènes à l'état de phénoblastes développés dans une matrice d'olivine tandis que d'autres ne présentent que de l'olivine. La composition minéralogique, établie sur 25 comptages, est la suivante :

- olivine (65 à 80 %) - orthopyroxènes (10 à 30 %)
- spinelles (1 à 1,5 %) - clinopyroxènes (2 à 5 %)

Les orthopyroxènes se présentent sous forme de porphyroblastes centimétriques (fig. 106 a et b) développés au sein de la matrice grenue et parfois groupés en associations poly-minérales ; ils possèdent des formes arrondies dont les contours sont déchirés mais où certaines faces cristallines sont parfois visibles. On y observe des clivages flexueux, des kink-bands et des extinctions roulantes ; des lamelles d'exsolution parallèles au clivage fin et régulier (010) sont fréquentes (fig. 106 a et b). Certains cristaux constituent des "minéraux hôtes" (poecilites) et englobent de l'olivine généralement de forme globuleuse, ou encore des spinelles parfois automorphes. Les propriétés minéralogiques (B^+ ; 2 V grand) semblent indiquer de l'enstatite.

Les clinopyroxènes se présentent sous deux formes :

- certains cristaux, de taille millimétrique, montrent des contours indentés ou dilacérés, des clivages déformés et des extinctions roulantes ; ils comportent parfois des lamelles d'exolutions de faible biréfringence parallèle au clivage (010) ;

- d'autres cristaux, de taille plus petite (0,5 mm), se disposent à la périphérie des phénoblastes d'orthopyroxènes, ne montrent pas de clivages flexueux mais présentent des extinctions roulantes ; ils englobent parfois des petits globules d'olivine.

Certaines sections permettent d'observer les propriétés minéralogiques : angle d'extinction ($Ng \wedge c$) de 25 à 30°, B^+ , 2 V moyen. Il pourrait s'agir de diopside.

L'olivine se présente sous forme de porphyroblastes de taille plurimillimétrique, de formes étirées (fig. 106 a et b), indentées et souvent un peu arrondies aux extrémités. Certains cristaux présentent des kink-band ou des extinctions fortement roulantes. L'olivine constitue également la matrice qui enveloppe tous les autres minéraux ; il s'agit de minuscules petits cristaux qui montrent des extinctions roulantes et sont séparés par des fibres serpentineuses (fig. 106 a et b).

Les spinelles sont de teinte jaune-brun qui traduit vraisemblablement la composante chromifère (picotite). Les uns sont automorphes ou pseudo-automorphes, d'autres sont étirés ou de forme globuleuse et arrondie.

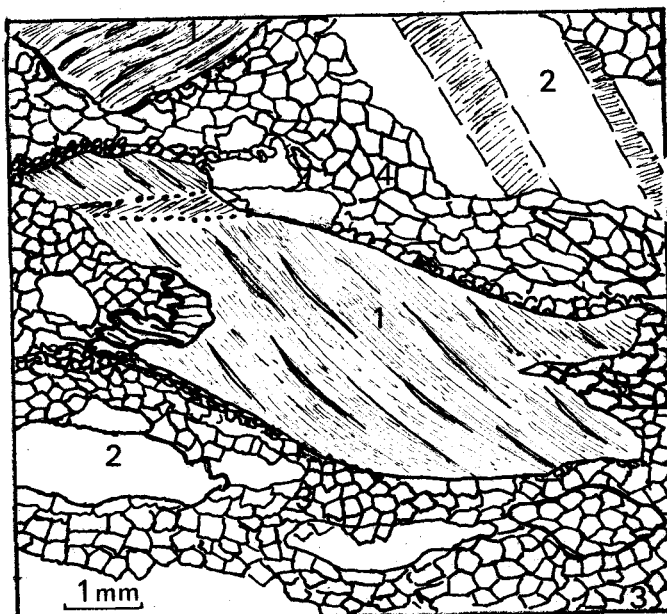
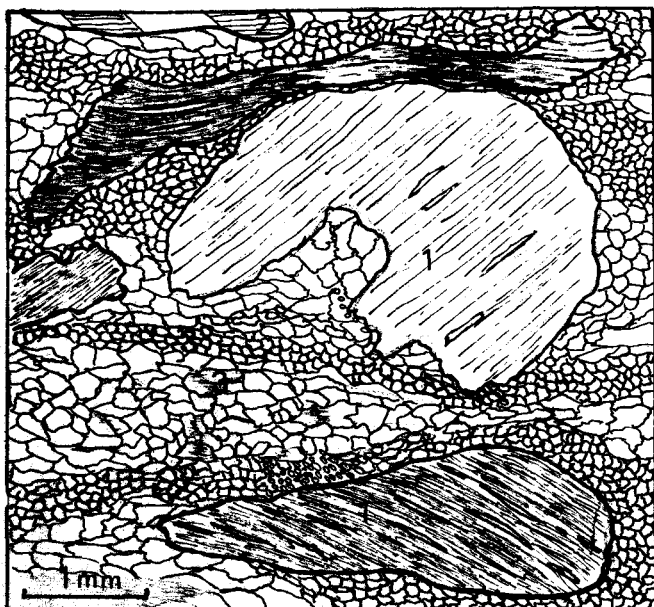


Fig. 106 a et b. - Vue micrographique de harzburgites.

1. phénoblastes d'orthopyroxène ; 2. phénoblastes d'olivine ; 3. matrice d'olivine localement recristallisée.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Deux types de variations de faciès sont susceptibles d'être rencontrés ; les premiers correspondent à des modifications texturales résultant de phénomènes de recristallisation, les seconds sont liés à l'altération.

Dans le premier cas, la texture a acquis une composante équi-granulaire-tabulaire. Des bandes de granulation différente où flottent des porphyroblastes de pyroxène sont développées parallèlement à la direction préférentielle. Certaines bandes sont composées d'olivine présentant les mêmes caractéristiques que les cristaux de la matrice du faciès type, à cela près que la serpentine n'y est pas toujours développée ; d'autres bandes sont constituées de cristaux d'olivine de taille millimétrique de forme polygonale à tendance hexagonale avec de nombreux points triples et parfaitement jointifs.

Dans le second cas, les pyroxènes sont pseudomorphosés (tout ou partie) en serpentine de type bastite ou encore affectés de transformations secondaires en amphibole ; celle-ci consiste le plus souvent en un feutrage de fines aiguilles d'amphibole limitée à la périphérie des cristaux. La matrice d'olivine est affectée par la serpentinisation ; celle-ci se manifeste par le développement de fibres serpentineuses faiblement colorées dans les jaune-vert (chrysotile contenant du fer) qui déterminent un réseau de mailles au centre desquelles subsistent de petits cristaux d'olivine rappelant ainsi les "window structures" de certains faciès serpentineux. Dans les fibres serpentineuses, on observe de fines aiguilles disposées perpendiculairement aux épontes.

112) Les lherzolites

Sur le terrain, elles ne se distinguent pas des harzburgites et présentent les mêmes caractéristiques macroscopiques.

Les lherzolites du Pirgarki Thrapsimiou ou de la partie occidentale du mont Koukos présentent une texture porphyroblastique analogue à celle des harzburgites. En réalité, elles ne se différencient de ces dernières que par un pourcentage plus élevé de clinopyroxènes. Ces derniers ne sont pas concentrés mais se disposent préférentiellement à la périphérie des porphyroblastes d'orthopyroxènes. La composition minéralogique est assez variable :

- olivine (70 à 80 %) - orthopyroxènes (7 à 12 %)
- spinelles (1 à 1,5 %) - clinopyroxènes (5 à 10 %)

Les variations de faciès sont analogues à celles observées dans les harzburgites.

113) Les dunites

D'une façon générale, ce sont des roches massives et très homogènes.

Deux faciès macroscopiques sont susceptibles d'être discernés. Le premier observé dans le massif du Katachloron correspond à une roche verte où on distingue des cristaux jaune-vert jointifs et des opaques. Le second est constitué de roches beige-clair dans la zone d'altération et à cœur noir de grains très fins. L'étude pétrographique montre que le second faciès est lié à la serpentinisation.

Les dunites fraîches du Katachloron présentent une texture grenue rubanée orientée.

La composition minéralogique est :

- olivine (90 à 95 %) - orthopyroxènes (0 à 5 %)
- spinelles (1 à 3 %)

L'olivine se présente sous diverses formes :

- des cristaux de 1 à 2 mm allongés, aux contours indentés ; ils présentent des kink-band et des extinctions roulantes ;

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - LITHOLOGIE

- des cristaux plus petits de forme variable et à extinction roulante ;
- des cristaux polygonaux fréquemment hexagonaux dont l'assemblage comporte de nombreux points triples et des angles de face cristalline à 120° .

Les spinelles chromifères sont soit automorphes parfois hexagonaux, soit aux contours arrondis avec des golfes contenant de l'olivine.

Les orthopyroxènes sont rares, étirés et aux contours dilacérés ; ils comportent des poecelles d'olivine.

Les dunités altérées de la route de Kedros à Loutro Pigi montrent une mosaïque de petits cristaux d'olivine (0,1 mm) séparés par un réseau de fibres serpentineuses disposées de façon orthogonale ; cette remarquable régularité indique le comportement isotrope de la roche face au phénomène de serpentinisation. Les spinelles présentent la même forme que précédemment et déterminent des alignements.

Certaines dunités comportent davantage d'orthopyroxènes (10 %) ; il s'agit de dunités harzburgitiques.

114) Les orthopyroxénolites

Il s'agit d'un faciès accessoire rencontré près de Kedros et dans le massif du Katachloron qui constitue des horizons centimétriques à décimétriques au sein des harzburgites ; ces niveaux apparaissent nettement sur le terrain car laissés en relief par l'altération. Au microscope, ces niveaux sont presque exclusivement constitués d'orthopyroxènes qui présentent des déformations et des lamelles d'exsolution. Entre ces cristaux, on observe des petits grains d'olivine, de spinelle et de clinopyroxène ; ces derniers ne sont pas ou peu affectés par les déformations et semblent occuper une position interstitielle par rapport aux autres minéraux.

12) Les péridotites foliées à plagioclase

Ces péridotites constituent l'essentiel des massifs du Mega Isoma, du Karapa et du mont Koukos ainsi que le massif du Platia Rachi Agoriani et la majeure partie du Koumaros. Sur le terrain, elles se reconnaissent facilement par les taches blanches de plagioclase. Il s'agit de lherzolites à plagioclase et, macroscopiquement, on peut reconstituer deux faciès : l'un présente un aspect rubané où alternent des niveaux riches en olivine et des niveaux riches en pyroxènes, l'autre possède un aspect homogène quant à la répartition de ces deux minéraux. Toutefois, ces deux faciès montrent des caractéristiques de tectonites.

Elles se comportent de la même façon que les péridotites foliées sans plagioclase face au phénomène de serpentinisation.

121) Les lherzolites à plagioclase à faciès rubané

A l'affleurement, sur le versant oriental du mont Koukos, ce sont des roches massives où l'altération conduit à une surface rouille qui permet, grâce à la présence de pyroxènes étirés, de reconnaître une foliation (pl. IV, 4). A la cassure, elle présente une couleur vert bouteille où se distinguent des niveaux sans pyroxène et d'autres très riches en pyroxènes ; toutefois, le rubanement est déformé, cisailé et même discontinu. Les petites taches blanches de plagioclase, peu nombreuses, sans formes précises mais allongées parallèlement au rubanement et à la foliation, se distinguent macroscopiquement (pl. IV, 5, 6).

En plaque mince, cet échantillon montre une texture porphyroblastique où des yeux de pyroxènes se disposent au sein d'une matrice granulée. A la périphérie des phénoblastes, existent de petites zones où des cristaux non déformés tendent à acquies une orientation parallèle à la foliation qui contourne ces yeux.

La composition minéralogique est :

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- olivine (60 à 70 %) - orthopyroxènes (12 à 20 %)
- spinelles (1 à 2 %) - clinopyroxènes (7 à 10 %)
- plagioclases (5 à 7 %)

Les orthopyroxènes (fig. 107a) sont bien développés cristallographiquement, de grande taille (5 mm) et concentrés en yeux pluri-minéraux le long de bandes discontinues. Ces cristaux exposent fréquemment des extinctions roulantes, des torsions de clivages, des mâcles mécaniques ; ils comportent des lamelles d'exsolution parallèles au clivage fin et régulier (010) et des poecelles d'olivine. En quelques endroits, ils sont pseudomorphosés en bastite. Les caractéristiques minéralogiques sont B à 2 V grand ou B à 2 V grand (enstatite et bronzite).

Les clinopyroxènes sont moins abondants et souvent isolés les uns par rapport aux autres. Moins bien développés que les orthopyroxènes, ils montrent parfois des torsions de clivages et très souvent de fines lamelles d'exolutions parallèles au clivage (010). La biréfringence est forte (jaune-rouge du deuxième ordre), $N_g \wedge c$ de l'ordre de 35 à 40° ; ce sont des cristaux biaxes positifs à angle 2 V moyen. Ces propriétés semblent indiquer du diopside.

L'olivine est représentée par des cristaux étirés parallèlement à la foliation ; elle constitue une matrice parcourue par une multitude de petites veinules serpentineuses en réseau fibreux (chrysotile) à aiguilles perpendiculaires aux épontes (antigorite) et débitée en une mosaïque d'éléments de plus petite taille.

Les plagioclases déterminent des plages de taille relativement petite, aux extrémités arrondies, nettement interstitielles par rapport aux pyroxènes et l'olivine ; elles sont allongées parallèlement à la trace de la foliation. Le plus souvent, les plagioclases sont altérés en un matériel isotrope résultant de transformations secondaires correspondant à une rhodinitisation, c'est-à-dire qu'ils sont remplacés par un mélange d'hydrogrenat, de prehnite et d'autres minéraux ; à la périphérie des plages, on note parfois la présence de petites fibres d'amphiboles vertes du type actinolite (fig. 107b). Dans le cas d'une altération faible -ce qui est rare- on peut observer que les plages sont composées d'un assemblage de cristaux plagioclasiques. Les déterminations optiques (méthode Michel Lévy) indiquent de la bytownite (An 75). Les

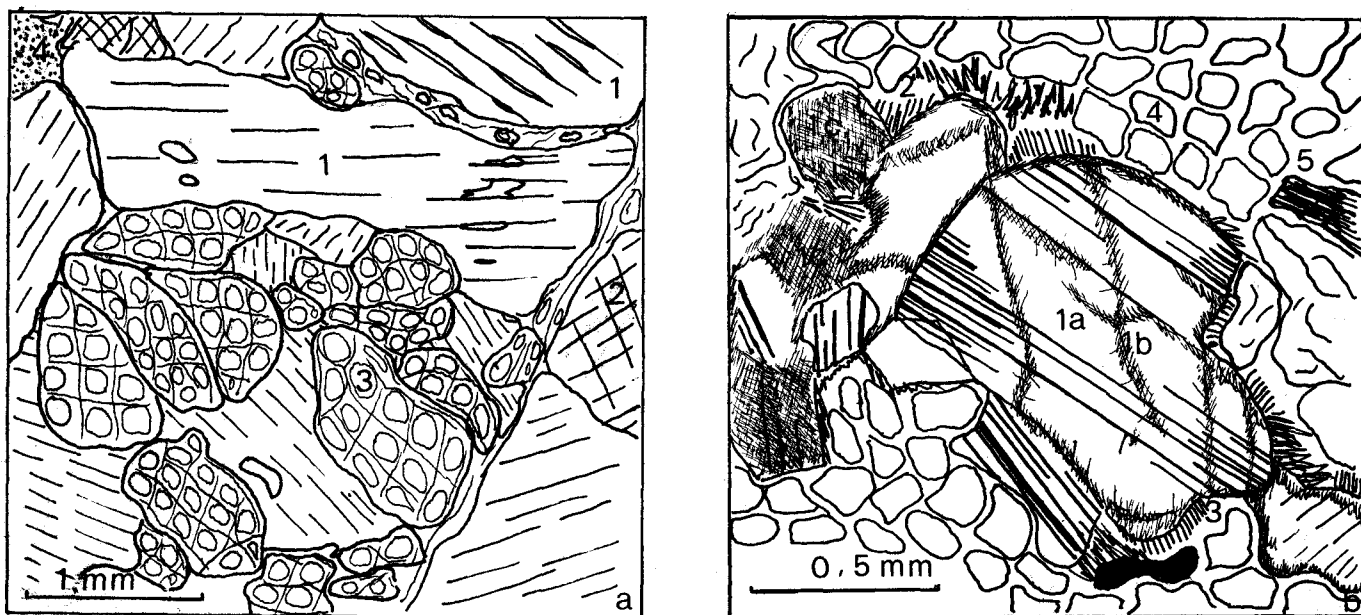


Fig. 107. - Vues micrographiques dans les péridotites à plagioclase.
 a : 1. orthopyroxène ; 2. clinopyroxène ; 3. olivine ; 4. produits d'altération de plagioclase.
 b : 1a. plagioclase frais ; 1b. prehnite ; 1c. plagioclase isotropisé ; 2. actinolite ; 3. chlorite ; 4. olivine ; 5. serpentine ; 6. opaque

produits d'altération plagioclasiques sont souvent disposés à proximité de pyroxènes et d'opacques (fig. 107c).

Les spinelles sont de teinte brun-rouge qui montre la composante chromifère (picotite). Ils sont alignés parallèlement à la trace de la foliation et parfois allongés parallèlement à cette même direction ; ils déterminent une linéation. Certains cristaux exposent des sections carrées.

Les seules variations de faciès observées consistent en lherzolites à teneur variable en plagioclases.

122) Les lherzolites à plagioclase d'aspect homogène

Elles forment des affleurements rocheux massifs, nettement orientés (foliation). Les pyroxènes se répartissent au sein de toute la roche sans concentration préférentielle selon certains niveaux ; généralement étirés, ils soulignent la foliation.

Leur composition minéralogique ne diffère des péridotites précédentes que par une teneur généralement plus forte en plagioclase ; celle-ci atteint parfois 20 %. Les caractéristiques minéralogiques sont analogues ; la détermination de teneur en anorthite (méthode Michel Lévy et platine théodolite) indique de la bytownite ou du labrador calcique (An 70-80). Ces plagioclases sont groupés en plages pluriminérales altérées qui permettent de reconnaître une première auréole de prehnite, une seconde constituée d'aiguilles biréfringentes et de matériel isotrope et une troisième auréole périphérique totalement isotropisée (fig. 107d). Sur le bord, on note la présence de petites aiguilles d'amphibole de type actinote qui se développent dans la serpentine déterminant les mailles à fenêtre d'olivine.

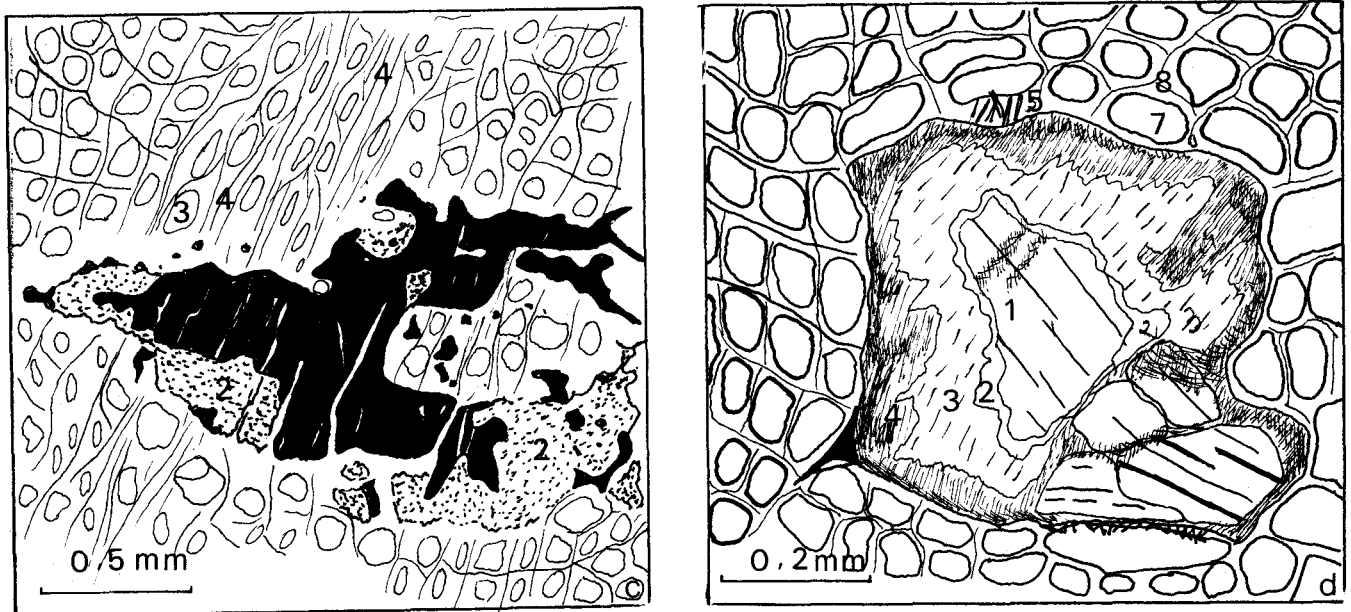


Fig. 107. - Vue micrographiques de détail dans les péridotites à plagioclase.

c : 1. spinelle chromifère ; 2. produits d'altération de plagioclase (hydrogrenat) ; 3. olivine ; 4. serpentine

d : 1. plagioclase ; 2. prehnite ; 3. matériel d'altération du complexe isotrope (hydrogrenat, prehnite, zoïzite, chlorite ...) ; 4. auréole périphérique isotropisée ; 5. actinote ; 6. spinelle chromifère ; 7. olivine ; 8. serpentine.

123) Les wehrlites

Peu de faciès de ce type ont été observés ; il s'agit en réalité d'horizons disposés au sein des péridotites à plagioclase et toujours situés à proximité des filons à bord diffus au sein de ces péridotites.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

La composition minéralogique est la suivante :

- olivine (70 à 80 %) - plagioclase (0 à 2 %)
- clinopyroxène (15 à 30 %) - spinelles (1 %)
- orthopyroxène (0 à 5 %)

L'olivine est largement développée et présente des déformations en kink-band .

Le clinopyroxène est peu déformé ; il englobe parfois l'olivine, montre des lamelles d'exsolution et constitue des plages interstitielles par rapport à l'olivine et l'orthopyroxène.

Le plagioclase est interstitiel par rapport à l'olivine et le clinopyroxène.

Les spinelles sont très petits.

L'orthopyroxène existe à l'état de grands cristaux reliques et constitue des petites plages qui ceignent l'extrémité de certains cristaux d'olivine semblant constituer ce qu'on pourrait appeler une couronne réactionnelle.

124) Les dunites plagifères

Elles constituent une roche homogène souvent de teinte brun-rouge présentant des taches blanches (plagioclase) et des points noirs (spinnelle). A l'affleurement, elles présentent assez mal les caractéristiques de tectonites.

La composition minérale est :

- olivine (85 à 95 %) - pyroxène (orthopyroxène) (1 à 3 %)
- plagioclases (7 à 9 %) - spinelle (1 à 1,5 %)

L'olivine constitue de grandes plages minérales étirées dans le rapport 2 à 3 selon une direction préférentielle. Elle présente des extinctions en kink-bands très nettes.

Les plagioclases constituent des plages allongées selon la même direction que celle déterminée par l'olivine. Ces plages ont un caractère interstitiel bien marqué par rapport à l'olivine. Généralement isotropisé, peu de plagioclase frais a pu être observé ; la seule mesure de teneur en anorthite alcaline montre une composition de bytownite (An 79). Certaines plages sont imparfaitement frangées de pyroxène.

Le spinelle constitue une linéation parallèle aux directions déterminées par l'étirement de l'olivine. De teinte brun-rouge (picotite), il est souvent associé aux plages de plagioclases et est frangé d'une auréole de faible biréfringence présentant un clivage (pyroxène ?).

13) Les roches associées aux péridotites foliées

131) Les serpentinites

Outre les péridotites serpentinisées déjà signalées dans l'étude des faciès, on peut distinguer différents types de serpentinites d'après leur aspect macroscopique ; dans ces différents faciès, toutes structures initiales ou minéraux reliques ont disparu.

Il s'agit tout d'abord de serpentinites massives et homogènes de teinte bleu-vert. Au microscope, on observe une disposition en mailles très fines constituée par un double réseau de fibres disposées à 90° (antigorite et chrysotile) ; des réseaux parallèles de fractures orthogonales sont parfois remplis secondairement par de la calcite.

Un second type consiste en roche bleu-vert à bleu argenté, composée de fibres parallèles de chrysotile, amphibole fibreuse et de talc. Latéralement, ces faciès passent parfois à des serpentinites amiantifères.

Un troisième type est représenté par des serpentinites à débit en fuseaux aplatis et étirés dans une direction ; ces galets présentent des faces luisantes et lustrées avec des stries parallèles à la direction d'étirement. Au microscope, certains faciès montrent deux réseaux de fibres disposées à 120° ou plus.

Ces différents faciès de serpentinites sont toujours associés à des contacts tectoniques.

132) Les chromitites

La présence de chrome en Othrys occidentale est connue depuis longtemps ; G. HIESSLEITNER (1952) signale les exploitations de Domokos et de Tsangli qu'il a visitées dès 1943. Des indices de chrome sont indiqués cartographiquement près de Kedros et de Trilofon par G. MARINOS et al. (1962).

Des chromites ont été exploitées à Metalleion près de Domokos ; la mine est aujourd'hui inactive et noyée. Seules quelques haldes qui jonchent l'ancien carreau de la mine ont été observées. Il s'agit d'un minerai dense, de teinte bleu-gris à noir, où l'on note des cristaux opaques disposés au sein d'une matrice jaune-vert. Au microscope, les grains de chromite sont de forme arrondie, rarement automorphes et comportent des golfes ; ils contiennent des poecelles d'olivine souvent altérées en serpentine. La matrice est totalement serpentinisée ; des fibres serpentineuses et des chlorites limitent les traces fantomatiques arrondies d'anciens cristaux d'olivine.

Près d'Ayos Stephanos, une ancienne carrière à ciel ouvert a permis d'observer une masse chromifère d'environ 5 m³. Il s'agit d'un minerai noir à bleu-gris, dense, à gangue simplement représentée par de la serpentine. Les proportions entre les grains de chromite et la gangue sont assez variables. Les grains individuels de chromite sont rassemblés tantôt en éléments demi-centimétriques aux formes géométriques, tantôt en éléments centimétriques arrondis. Ces derniers représentent peut-être des formes initiales, qui, affectées par un réseau serpentineux, ont acquis un aspect composé d'éléments géométriques. Au sein de la masse chromifère, on observe des niveaux moins riches en minerais qui dessinent des formes aux contours dilacérés (pl. IV, 7) et des "schlierens" indiquant des phénomènes magmatiques primaires. Ces dernières dispositions sont recoupées par des filons et des filonnets de gabbros aux contours diffus.

133) Les gabbros

Les gabbros observés dans l'ensemble péridotitique correspondent à des filons.

Dans les péridotites foliées sans plagioclase, peu de filons gabbroïques ont été notés mais ils présentent toujours des épontes nettes avec l'encaissant. Alors que ce dernier est serpentinisé, les filons sont altérés et le plagioclase se transforme en une matière blanche d'aspect mat (rhodingitisation). Certains filons comportent une zonation : les pyroxènes se situent préférentiellement contre les épontes alors que le plagioclase occupe le cœur du filon ; d'autres comprennent des différenciations : la texture grenue à grain de taille pluri-millimétrique passe à des textures pegmatitiques au centre où les cristaux peuvent parfois atteindre 10 cm.

Les faciès les plus frais ont permis d'identifier des gabbros à deux pyroxènes et des gabbros à clinopyroxène. Les textures sont grenues et la taille des grains varie du 1/2 cm au cm ; les cristaux ne présentent aucune trace de déformation. Les pyroxènes sont généralement automorphes et les espaces interstitiels sont occupés par le plagioclase ; les opaques restent abondants.

Dans les gabbros à deux pyroxènes, le clinopyroxène présente les caractéristiques minéralogiques du diopside tandis que dans les gabbros à clinopyroxène, il peut s'agir de diallage.

Dans les péridotites foliées à plagioclase, les filons sont très nombreux ; différents types de filons ont été observés ; ils se caractérisent par les différentes relations qu'ils présentent avec les péridotites et seront analysés plus en détail lors de l'étude des structures primaires.

On retiendra cependant la présence de filons sécants composés de gabbro à olivine, gabbro à deux pyroxènes, gabbro à clinopyroxène et de filons de gabbro à olivine présentant des déformations légères des cristaux et des structures analogues à

celles des péridotites encaissantes.

Dans les chromitites, les filons de gabbro montrent une disposition en "chevelu"; les épontes avec l'encaissant sont floues et diffuses. Des gabbros à clinopyroxène, de structure grenue, ont été séparés de gabbros à deux pyroxènes de structure micro-grenue.

Dans ces derniers, l'orthopyroxène présente les caractéristiques de la bronzite (B^- , 2 V moyen ; Ng $c 35^\circ$) ; le plagioclase est de nature calcique (An 68-72).

Dans les gabbros grenus, le plagioclase est altéré tandis que le clinopyroxène montre des inclusions de chromite.

Dans les serpentinites, les filons de gabbro semblent assez abondants. Malgré des transformations secondaires importantes, la nature gabbroïque et la texture grenue sont encore discernables. Le plagioclase est transformé en matériel isotrope (hydrogrenat) ou en agrégats cristallins de biréfringence assez forte (épidote, prehnite ?) tandis que les pyroxènes sont altérés en chlorite ou en amphiboles. Les spinelles sont encore visibles.

134) Les dolérites

Deux affleurements de dykes doléritiques ont été observés au sein des péridotites ; tous deux correspondent à des filons. L'un intervient dans le groupe harzburgite-dunite et occupe le centre d'un filon de gabbro le long de la route d'Archanion à Asvesti ; il est composé de plagioclase subautomorphe à automorphe, de clinopyroxène et d'opaques. Le second constitue un dyke à bordure figée dans les lherzolites à plagioclase du Platia Rachi Agoriani le long de la voie ferrée Athènes-Larissa ; très altérée, on y observe cependant une texture doléritique de type intersertale.

2) Signification des péridotites

L'étude pétrographique des péridotites permet de montrer la complexité de leur histoire.

La paragenèse primaire. L'existence de porphyroclastes déformés indique l'antériorité d'un assemblage minéral par rapport aux déformations. D'après les caractéristiques minéralogiques, on peut déduire que cet assemblage était de structure grenue et composée d'olivine et de spinelles pour les dunites et d'olivine, de spinelles, d'orthopyroxène et de clinopyroxène pour les harzburgites et les lherzolites. Au sein de cette paragenèse, l'ordre de cristallisation peut être précisé ; l'olivine et le spinelle se sont développés antérieurement aux pyroxènes puisqu'ils existent à l'état d'inclusions dans ces minéraux.

D'une façon générale, les orthopyroxènes sont toujours plus abondants que les clinopyroxènes ; la présence de lamelles d'exsolution de biréfringence élevée dans les orthopyroxènes et de biréfringence faible dans les clinopyroxènes indique une solution solide précoce de haute température vers les clinopyroxènes et sans doute vers les pyroxènes calciques de type diopside.

Au sein des péridotites à plagioclase, les plagioclases occupent une position interstitielle, ce qui indique son développement tardif vis-à-vis de l'assemblage minéral de la péridotite.

Les déformations : la genèse des tectonites. L'ensemble des péridotites est affecté par une foliation ; d'une façon générale, les pyroxènes et certaines olivines présentent des déformations en kink-bands. Un tel comportement résulte de glissements intra-cristallins ainsi que l'ont montré C.B. RALEIGH (1968), M.G. AVE LALLEMANT et N.L. CARTER (1970) et A. NICOLAS et al. (1972) et indique un fluage plastique sous de fortes pressions et fortes températures.

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - LITHOLOGIE

Les phénomènes syntectonites. Une recristallisation synchrone des déformations souligne les plans de foliation ; elle se traduit par des cristaux étirés parallèlement à la trace de foliation et présentant simplement des extinctions roulantes. De tels cristaux d'olivine et de pyroxène dessinent souvent des couronnes autour des phénoblastes, mais plus largement développées dans ce qui constitue les zones d'ombre de pression ; selon A. NICOLAS et al. (1972), leur développement pourrait être consécutif à des concentrations d'énergie à la périphérie des cristaux, à l'issue des mouvements différentiels qui les affectent lors des mouvements de glissement dans les phénoblastes voisins. Une autre hypothèse avancée par P. HARTMANN et E. DEN TEX (1964) fait intervenir une fabrique par piézocristallisation syntectonique avec ou sans liquide interstitiel susceptible de dissoudre l'olivine.

Par ailleurs, au sein des péridotites à plagioclase, on se doit de remarquer la position du plagioclase. De caractère interstitiel, celui-ci occupe des espaces allongés parallèlement aux directions préférentielles et généralement dans des niveaux riches en pyroxènes et à proximité de ces dernières mais aussi entre des olivines ou près d'opaques. Lorsqu'ils n'étaient pas isotropisés, les plagioclases ont montré peu de déformations. De plus, dans ces roches, on note l'aspect granulé à la périphérie des pyroxènes et surtout des clinopyroxènes de telle sorte qu'ils évoquent des recristallisations syn-tectonites tandis que l'olivine présente des déformations et ne montre pas de recristallisations tardi- à post-tectoni

De tels faits, la prolifération de filons gabbroïques notamment de filons à bord diffus et les faciès wherlitiques à proximité de ceux-ci, suggèrent des phénomènes de fusion partielle comme l'ont montré M.A. MENZIES (1973) et M.A. MENZIES et C. ALLEN (1974). Toutefois, il semble possible de préciser le caractère syntectonique de ce phénomène compte tenu de la répartition du plagioclase et des faibles déformations présentées par les cristaux. L'existence de plagioclase à auréole périphérique granuleuse autour des pyroxènes et les relations entre les minéraux dans les wherlites semblent indiquer que cette fusion partielle affecterait préférentiellement le plagioclase et le clinopyroxène et seulement ensuite l'orthopyroxène.

Les phénomènes tardi- à post-tectonites. Une recristallisation tardi- à post-tectonite se traduit par un faciès isogranulaire polygonal à points triples et extinction franche des cristaux d'olivine, disposé selon des plages parallèles à la trace de la foliation. Ce type de recristallisation qualifiée de "recuit" par T. JUTEAU (1975) indique des températures élevées, de l'ordre de 1 200°C, d'après A. NICOLAS et al. (1972). Au sein des faciès évoqués, ces recristallisations ne sont pas systématiques ; il semble qu'elles aient été limitées spatialement compte tenu des localisations actuelles des roches qui en ont été affectées.

La serpentinitisation. Si elle est accrue au niveau des contacts tectoniques, il semble exister une serpentinitisation plus générale. Elle se développe d'abord et préférentiellement dans les niveaux riches en olivine surtout quand ils ne montrent pas de recouvrance tardi- ou post-tectonite ; la serpentine semble s'installer tout d'abord selon des dispositions préalablement créées par les déformations puisque les premières fibres qui apparaissent dessinent un entrelacs de direction générale parallèle à la foliation.

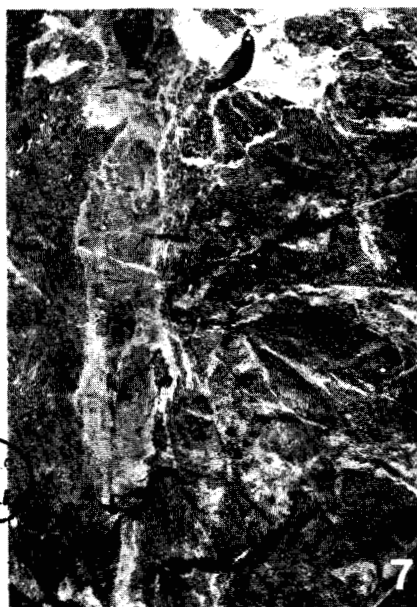
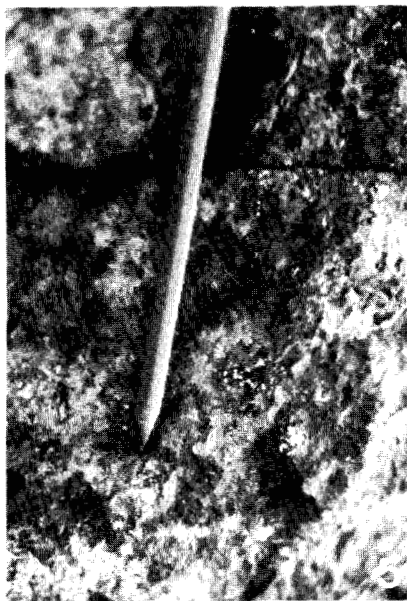
Il semblerait donc que l'on puisse séparer une serpentinitisation générale des ultramafites d'une serpentinitisation liée à la tectonique ; une telle observation va dans le sens de ce qu'a montré J.F. PARROT (1977) à l'aide du rapport MgO/SiO_2 . Ceci semble confirmer l'idée de R.G. COLEMAN (1971) que dans les zones tectoniquement calmes, la serpentinitisation s'effectue en système clos et avec augmentation de volume alors que dans les zones tectoniques, le système reste ouvert.

b) L'alternance péridotite-gabbro à structure de tectonite

1) Les observations

Ces roches présentent également des déformations et ne sont séparées des péridotites précédentes que par leur aspect rubané. Elles possèdent une extension

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



BIL
LILL

limitée et n'ont été observées que près de Perivoli au niveau des premières maisons à l'Ouest du village et au sommet du Mega Isoma. A l'échelle macroscopique, l'aspect rubané n'est dû qu'à l'absence ou la présence de plagioclase (pl. IV, 8 et 9).

En réalité, ces alternances correspondent à une succession d'horizons péridotitiques (dunite, harzburgite, lherzolite), d'horizons péridotitiques à plagioclase (harzburgite et lherzolite à plagioclase) et d'horizons à composition minéralogique de type gabbro à olivine liés à des contacts de phase (apparition et disparition de phase minérale, cf. "phase contacts" de E.D. JACKSON, 1968) relatifs à l'olivine, les pyroxènes et le plagioclase.

Au sommet du Mega Isoma, il s'agit de lherzolites à plagioclase peu abondant (OL : 70 à 80 % ; OPX : 15 à 20 % ; CPX : 5 à 8 % ; PL : 2 à 5 % ; SP : 1 à 1,5 %) qui comprend des niveaux centimétriques à pluricentimétriques de lherzolites à plagioclase (OL : 60 à 70 % ; OPX : 15 à 17 % ; CPX : 8 à 10 % ; PL : 5 à 10 % ; SP : 1 à 1,5 %) ou de gabbro riche en olivine.

Les caractéristiques des phases minérales sont analogues à celles des péridotites foliées à plagioclase. Les plagioclases sont également altérés mais les déterminations optiques de teneur en anorthite montre 75 à 85 % An.

Près de Perivoli, les horizons péridotitiques ne comportent généralement pas de plagioclase ; il s'agit de dunites, de harzburgites ou de lherzolites selon les teneurs en orthopyroxène et clinopyroxène. Les déformations par glissements intracristallins y sont particulièrement visibles au niveau des pyroxènes. Les orthopyroxènes sont de taille centimétrique et présentent des lamelles d'exsolution et des poecelles d'olivine.

Les horizons à plagioclase correspondent à des lherzolites à plagioclase ou à des gabbros à olivine selon la teneur en plagioclase (5 à 9 %). Ces horizons de lherzolites à plagioclase présentent une texture grenue où les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène semblent plus grands que les autres phases minérales exprimées.

L'olivine est généralement de forme arrondie et allongée dans un rapport de 2 ou 3 et présente des traces de déformations.

L'orthopyroxène présente des traces de déformations, des extinctions roulantes ainsi que des lamelles d'exsolution à biréfringence plus forte parallèle au clivage (010) ; il comporte des poecelles d'olivine et est parfois ouralitisé.

Le clinopyroxène est largement développé dans les roches mais existe à l'état de cristaux plus petits qui englobent parfois de l'olivine et constituent des plages qui ceinturent des éléments d'orthopyroxène. Ces clinopyroxènes sont parfois ouralitisés.

Les spinelles sont peu abondants et se présentent sous forme de très petits cristaux aux allures non automorphes.

Le plagioclase dessine des plages mono-ou pluriminérales souvent isotropisées ; il n'est généralement pas déformé. Les mesures de la teneur en anorthite à la platine théodolite semblent montrer des variations importantes (An 65-85).

La serpentine remplace parfois d'olivine et constitue un réseau maillé entre les reliques d'olivine.

Planche IV : FACIES DES PERIDOTITES D'OTHRYS OCCIDENTALE.

1, 2, 3. péridotites foliées sans plagioclase (harzburgites, massif du Katachloron) : 1 et 2. aspect macroscopique sur le terrain ; 3. surface polie. 4, 5, 6. péridotites foliées à plagioclase (lherzolites à plagioclase, massif du Mega Isoma) : 4 et 5. aspect macroscopique sur le terrain ; 6. surface polie. 7. chromitites d'Ayos Stephanos ; 8 et 9. alternance péridotite-gabbro de Perivoli (aspect macroscopique). Sur les surfaces polies en 3 et en 6, le trait représente 1 cm.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les roches associées à cette alternance sont des serpentinites et des filons de gabbro à olivine nettement sécants sur le rubanement. L'olivine y est de tendance automorphe et non déformée.

2) Significations

La juxtaposition de niveaux particulièrement enrichis en clinopyroxène et en plagioclase et de niveaux appauvris en ces phases minérales ainsi que la différence de texture observées entre les différents niveaux suggèrent que les faciès à clinopyroxène et plagioclase constituent des ségrégations susceptibles de représenter la phase exprimée d'une fusion partielle ainsi que l'a proposée M.A. MENZIES (1973). D'après les relations minérales, l'ordre d'apparition des différents cristaux est analogue dans les faciès à plagioclase et dans les péridotites : olivine, orthopyroxène, spinelle et plagioclase. Les déformations importantes de l'olivine et des pyroxènes dans les niveaux péridotitiques alors qu'elles sont moins fortes et ne semblent pas affecter le plagioclase et le pyroxène dans les horizons qui les contiennent pourraient indiquer que la fusion partielle s'est effectuée de façon synchrone à la genèse des tectonites ; pendant la déformation, le plagioclase et le pyroxène existaient à l'état de phase liquide contenue dans les interstices (dont la forme a été contrôlée par les déformations) entre les cristaux d'olivine.

L'allure rubanée de cette alternance et la nature même des horizons qui la composent permettent d'envisager que les veines gabbroïques résultent de l'expression de produit de fusion partielle syntectonite, les niveaux péridotitiques constituant la fraction résiduelle. Compte tenu des relations minérales et des textures, il n'est guère possible de préciser si des phénomènes cumulitiques sont intervenus antérieurement aux déformations et à la fusion partielle.

c) Les ultramafites et les mafites à texture et structure de cumulats et les roches associées

A l'échelle de l'affleurement, ces roches présentent des structures magmatiques qui se traduisent par un litage discret mais où on peut distinguer des couches séparées par des contacts de phase, de proportion ou de forme (cf. E.D. JACKSON, 1967, 1971). L'étude au microscope permet de séparer des cumulats déformés de cumulats non déformés.

1) Les cumulats présentant des traces de déformations

Ces faciès ont été observés près de Perivoli, sur la crête qui unit le mont Karapa au mont Kastro. Les textures montrent des caractéristiques de cumulats. Les litages sont très discrets et correspondent à des contacts assez frustes de phase ou de proportion, relatifs à l'olivine et au clinopyroxène.

11) Les troctolites

Dans ces roches qui présentent des traces de déformations, on peut distinguer deux types de textures cumulitiques correspondant à des assemblages minéraux distincts.

111) Les dunites plagifères à texture d'orthocumulat (+) déformé

Ce sont des roches homogènes et mélanocrates sans aucune orientation magmatique ou métamorphique visible à l'oeil nu. La taille de l'olivine varie de 1 à 3 mm.

(+) Orthocumulat : roche à un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux de nature différente, plus ou moins poecilitiques.

limitée et n'ont été observées que près de Perivoli au niveau des premières maisons à l'Ouest du village et au sommet du Mega Isoma. A l'échelle macroscopique, l'aspect rubané n'est dû qu'à l'absence ou la présence de plagioclase (pl. IV, 8 et 9).

En réalité, ces alternances correspondent à une succession d'horizons péridotitiques (dunite, harzburgite, lherzolite), d'horizons péridotitiques à plagioclase (harzburgite et lherzolite à plagioclase) et d'horizons à composition minéralogique de type gabbro à olivine liés à des contacts de phase (apparition et disparition de phase minérale, cf. "phase contacts" de E.D. JACKSON, 1968) relatifs à l'olivine, les pyroxènes et le plagioclase.

Au sommet du Mega Isoma, il s'agit de lherzolites à plagioclase peu abondant (OL : 70 à 80 % ; OPX : 15 à 20 % ; CPX : 5 à 8 % ; PL : 2 à 5 % ; SP : 1 à 1,5 %) qui comprend des niveaux centimétriques à pluricentimétriques de lherzolites à plagioclase (OL : 60 à 70 % ; OPX : 15 à 17 % ; CPX : 8 à 10 % ; PL : 5 à 10 % ; SP : 1 à 1,5 %) ou de gabbro riche en olivine.

Les caractéristiques des phases minérales sont analogues à celles des péridotites foliées à plagioclase. Les plagioclases sont également altérés mais les déterminations optiques de teneur en anorthite montre 75 à 85 % An.

Près de Perivoli, les horizons péridotitiques ne comportent généralement pas de plagioclase ; il s'agit de dunites, de harzburgites ou de lherzolites selon les teneurs en orthopyroxène et clinopyroxène. Les déformations par glissements intracristallins y sont particulièrement visibles au niveau des pyroxènes. Les orthopyroxènes sont de taille centimétrique et présentent des lamelles d'exsolution et des poecelles d'olivine.

Les horizons à plagioclase correspondent à des lherzolites à plagioclase ou à des gabbros à olivine selon la teneur en plagioclase (5 à 9 %). Ces horizons de lherzolites à plagioclase présentent une texture grenue où les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène semblent plus grands que les autres phases minérales exprimées.

L'olivine est généralement de forme arrondie et allongée dans un rapport de 2 ou 3 et présente des traces de déformations.

L'orthopyroxène présente des traces de déformations, des extinctions roulantes ainsi que des lamelles d'exsolution à biréfringence plus forte parallèle au clivage (010) ; il comporte des poecelles d'olivine et est parfois ouralitisé.

Le clinopyroxène est largement développé dans les roches mais existe à l'état de cristaux plus petits qui englobent parfois de l'olivine et constituent des plages qui ceinturent des éléments d'orthopyroxène. Ces clinopyroxènes sont parfois ouralitisés.

Les spinelles sont peu abondants et se présentent sous forme de très petits cristaux aux allures non automorphes.

Le plagioclase dessine des plages mono-ou pluriminérales souvent isotropisées ; il n'est généralement pas déformé. Les mesures de la teneur en anorthite à la platine théodolite semblent montrer des variations importantes (An 65-85).

La serpentine remplace parfois d'olivine et constitue un réseau maillé entre les reliques d'olivine.

Planche IV : FACIES DES PERIDOTITES D'OTHRYS OCCIDENTALE.

1, 2, 3. péridotites foliées sans plagioclase (harzburgites, massif du Katachloron) : 1 et 2. aspect macroscopique sur le terrain ; 3. surface polie. 4, 5, 6. péridotites foliées à plagioclase (lherzolites à plagioclase, massif du Mega Isoma) : 4 et 5. aspect macroscopique sur le terrain ; 6. surface polie. 7. chromitites d'Ayos Stephanos ; 8 et 9. alternance péridotite-gabbro de Perivoli (aspect macroscopique). Sur les surfaces polies en 3 et en 6, le trait représente 1 cm.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les roches associées à cette alternance sont des serpentinites et des filons de gabbro à olivine nettement sécants sur le rubanement. L'olivine y est de tendance automorphe et non déformée.

2) Significations

La juxtaposition de niveaux particulièrement enrichis en clinopyroxène et en plagioclase et de niveaux appauvris en ces phases minérales ainsi que la différence de texture observées entre les différents niveaux suggèrent que les faciès à clinopyroxène et plagioclase constituent des ségrégations susceptibles de représenter la phase exprimée d'une fusion partielle ainsi que l'a proposée M.A. MENZIES (1973). D'après les relations minérales, l'ordre d'apparition des différents cristaux est analogue dans les faciès à plagioclase et dans les péridotites : olivine, orthopyroxène, spinelle et plagioclase. Les déformations importantes de l'olivine et des pyroxènes dans les niveaux péridotitiques alors qu'elles sont moins fortes et ne semblent pas affecter le plagioclase et le pyroxène dans les horizons qui les contiennent pourraient indiquer que la fusion partielle s'est effectuée de façon synchrone à la genèse des tectonites ; pendant la déformation, le plagioclase et le pyroxène existaient à l'état de phase liquide contenue dans les interstices (dont la forme a été contrôlée par les déformations) entre les cristaux d'olivine.

L'allure rubanée de cette alternance et la nature même des horizons qui la composent permettent d'envisager que les veines gabbroïques résultent de l'expression de produit de fusion partielle syntectonite, les niveaux péridotitiques constituant la fraction résiduelle. Compte tenu des relations minérales et des textures, il n'est guère possible de préciser si des phénomènes cumulitiques sont intervenus antérieurement aux déformations et à la fusion partielle.

c) Les ultramafites et les mafites à texture et structure de cumulats et les roches associées

A l'échelle de l'affleurement, ces roches présentent des structures magmatiques qui se traduisent par un litage discret mais où on peut distinguer des couches séparées par des contacts de phase, de proportion ou de forme (cf. E.D. JACKSON, 1967, 1971). L'étude au microscope permet de séparer des cumulats déformés de cumulats non déformés.

1) Les cumulats présentant des traces de déformations

Ces faciès ont été observés près de Perivoli, sur la crête qui unit le mont Karapa au mont Kastro. Les textures montrent des caractéristiques de cumulats. Les litages sont très discrets et correspondent à des contacts assez frustes de phase ou de proportion, relatifs à l'olivine et au clinopyroxène.

11) Les troctolites

Dans ces roches qui présentent des traces de déformations, on peut distinguer deux types de textures cumulitiques correspondant à des assemblages minéraux distincts.

111) Les dunites plagifères à texture d'orthocumulat (+) déformé

Ce sont des roches homogènes et mélanocrates sans aucune orientation magmatique ou métamorphique visible à l'oeil nu. La taille de l'olivine varie de 1 à 3 mm.

(+) Orthocumulat : roche à un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux de nature différente, plus ou moins poecilites.

Au microscope, on note une texture d'orthocumulat où les phases cumulus sont l'olivine et le spinelle, tandis que le plagioclase est inter-cumulus. La composition minéralogique est :

- olivine (50 à 60 %) - plagioclase (38 à 49 %) - opaques (1 à 2 %)

Les olivines présentent des formes automorphes mais possèdent des extinctions roulantes. Bien qu'aucun kink-band typique ne soit observable localement, certaines sections montrent, en certaines positions de la platine, des bandes discrètes d'extinction. Les olivines de certains faciès sont parfois entourées de façon discontinue par une couronne de pyroxène.

Les plagioclases sont totalement isotropisés.

Les opaques sont automorphes et disposés entre les olivines.

112) Les troctolites à clinopyroxène et texture d'adcumulat (+) déformé

Ce sont des roches mésocrates et homogènes sans aucune orientation préférentielle que ce soit litage ou foliation.

Les troctolites déformées présentent une texture grenue de tendance adcumulat à laquelle se superpose une texture de type microgranoblastique polygonale ; elles contiennent :

- pyroxène (5 à 10 %) - plagioclase (60 à 65 %)
- olivine (15 à 20 %) - opaques (0,2 %)

L'olivine se présente sans forme particulière mais généralement étirée et arrondie ; elle n'occupe que de petits espaces entre les plagioclases et montre des extinctions roulantes et en kink-bands ; elle est altérée en serpentine de teinte verdâtre.

Le plagioclase existe sous forme de grandes lattes de 2 mm comportant des torsions de mâcles et de clivage, des extinctions fortement roulantes et parfois des mâcles mécaniques et sous forme de petits cristaux de 0,1 à 0,2 mm de formes polygonales généralement répartis selon des plages à la périphérie des grands cristaux.

Les opaques sont très rares, très petits et noirs (magnétite ?).

Le clinopyroxène, peu abondant, tend à se disposer autour des olivines.

Dans ces faciès, on note des fractures radiales qui joignent les îlots d'olivine ; en traversant les plagioclases, ces fissures occasionnent une altération en prehnite. Cette dernière remplit également des filons qui recoupent la roche.

12) Les gabbros à olivine

Constitués d'olivine (10 %), de clinopyroxène (30 %) et de plagioclase (60 %), ils présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques et texturales que les troctolites. Les clinopyroxènes occupent des plages cristallines de 2 à 3 mm qui possèdent des extinctions roulantes et en kink-bands ; ils comportent des lamelles d'exsolution de faible biréfringence (plagioclase ?). Des bandes discontinues à faible biréfringence (orthopyroxène ?) existent aux contacts entre olivines et plagioclases.

13) Les gabbros (s.s.)

Ce sont des cumulats à texture ordinaire ou grenue. Ils sont composés de :

- clinopyroxènes (35 %) - plagioclases (65 %) - opaques (0,3 %)

Les clinopyroxènes possèdent des extinctions en kink-bands, et des lamelles d'exsolution de faible biréfringence elles-mêmes affectées par les glissements intracristallins.

(+) Adcumulats : roches dans lesquelles les minéraux ont été éloignés postérieurement à leur dépôt en expulsant le liquide interstitiel.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les plagioclases sont déformés (torsion de mâcle et de clivage, extinction roulante).

14) Les microgabbros-norites

De texture microgrenue, ils recoupent parfois les faciès précédents. On y observe (pl. V, 6) :

- orthopyroxènes (20 %) -plagioclases (54 %)
- clinopyroxènes (25 %) - opaques (1 %)

Les orthopyroxènes constituent des cristaux millimétriques présentant des kink-bands et des lamelles d'exsolution.

Les clinopyroxènes correspondent à des plages de taille millimétrique déformées par des kink-bands ; ils présentent des lamelles d'exsolution ; ils existent aussi sous forme de petits cristaux d'allure polygonale voire déformée.

Les plagioclases existent sous forme de plages millimétriques présentant des déformations et sous forme de petits cristaux (0,1 mm) de forme polygonale

2) Les cumulats non déformés

Il s'agit de troctolites, de gabbro à olivine, de gabbro s.s., de gabbro anorthositique et de gabbro-norite. Tous ces faciès présentent des textures analogues à celles des cumulats précédents mais sont exempts de toute déformation. Les textures permettent de préciser l'ordre de cristallisation.

21) Les troctolites

Elles ne présentent aucun litage et se caractérisent par une teinte mélanocrate ou mésocrate. D'après les textures observées au microscope, différents faciès sont identifiables.

211) Les troctolites à texture d'orthocumulat

A l'altération, elles montrent des surfaces rousses d'oxydation où l'olivine est en creux par rapport au plagioclase. Selon la présence de clinopyroxènes, on peut distinguer des dunites plagifères ou des troctolites à clinopyroxènes.

Les dunites plagifères possèdent une texture d'orthocumulat ; la phase cumulus correspond à l'olivine et aux opaques, la phase inter-cumulus est représentée par le plagioclase (pl. V, 1). La composition minéralogique est :

- olivine (60 à 70 %) - plagioclase (30 à 40 %) - opaques (1 à 2 %)

L'olivine est de tendance automorphe mais souvent arrondie ; elle ne présente pas de déformations. Elle est partiellement transformée en serpentine de teinte jaune-brun (greenalite ?) développée en fibre et présente des plages périphériques transformées en serpentine incolore et isotrope (serpophyte ?).

Le plagioclase occupe les plages interstitielles entre les olivines et est souvent totalement isotropisé. Quelques déterminations optiques de la teneur en anorthite indiquent de la bytownite (An 80-85).

Les opaques sont de teinte brun-jaune (spinelle chromifère ?), de forme automorphe ou sub-automorphe et disposés entre les olivines parfois au sein des plagioclases.

Les troctolites à clinopyroxènes sont composées de plagioclase, d'olivine, de spinelles en proportion équivalente à celle des précédents faciès mais comportent du clinopyroxène (1 à 3 %). Celui-ci constitue des bandes discontinues qui entourent les olivines à proximité des contacts avec les plagioclases ; il se développe parfois dans des plages séparant les olivines. Les phases cumulus sont l'olivine et le spinelle, les phases inter-cumulus sont le clinopyroxène puis le plagioclase.

212) Les troctolites à texture d'adcumulat

Les troctolites sans pyroxène. A texture d'adcumulat à deux minéraux, elles comportent :

- olivine (30 à 35 %) - plagioclase (65 à 70 %) - opaques (moins de 1 %)

L'olivine n'occupe que des plages entre les plagioclases. Elle ne montre pas de déformations et est altérée en serpentine verdâtre.

Les plagioclases constituent de larges lattes non déformées ; les déterminations optiques indiquent de la bytownite (An 76).

Les opaques sont petits et peu abondants (magnétite ?).

Des fractures radiales joignent les îlots d'olivine et contribuent à l'altération des plagioclases en prehnite. L'altération en hydrogrenat semble suivre la même voie.

Les troctolites à clinopyroxène constituent une variation de faciès des troctolites précédentes ; le clinopyroxène intervient en hétéradcumulus et atteint parfois 7 % (pl. V, 2). Elles se présentent parfois sous forme de faciès pegmatitique à cristaux centimétriques qui interviennent au sein de l'ensemble troctolitique.

Dans ces troctolites à clinopyroxène, on note des horizons de type dunitique à inter-cumulus plagioclasiqye isotropisé ; certains échantillons présentent des orientations qui témoignent de parcours de fluides interstitiels, de direction oblique à tendance orthogonale par rapport au litage.

22) Les gabbros s.s.

Ils constituent un ensemble assez homogène susceptible de comporter des orientations préférentielles et un litage marqué par des horizons riches en ferromagnésiens et d'autres en plagioclase. Cette dernière propriété intervient surtout dans les gabbros s.s. sans olivine.

221) Les gabbros à olivine

Tous les faciès observés présentent des textures d'hétéradcumulats (+) ; ils ne comportent pas de lamination consécutive à des concentrations préférentielles de ferromagnésiens.

La taille des grains est assez variable mais la structure est toujours grenue ; ce sont des roches homogènes massives et d'aspect mésocrate à leucocrate. Elles sont composées de :

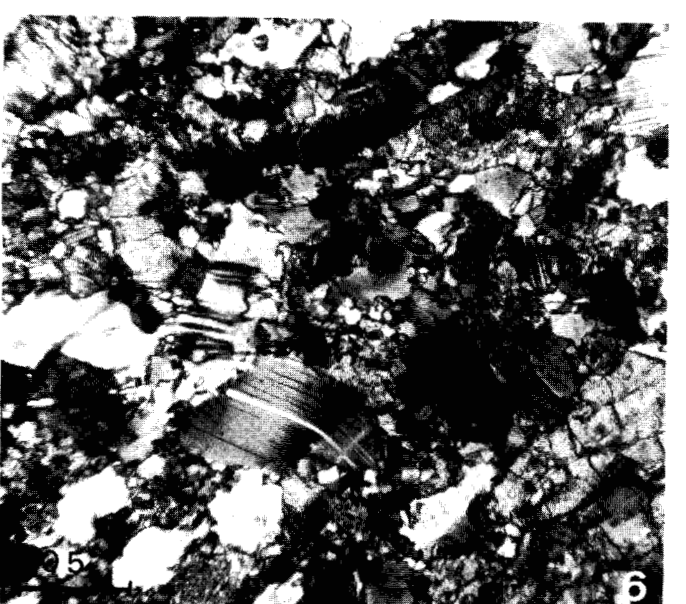
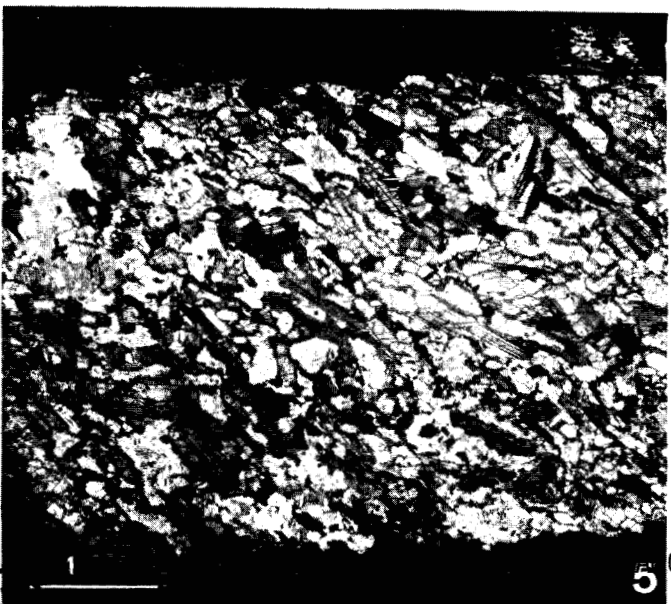
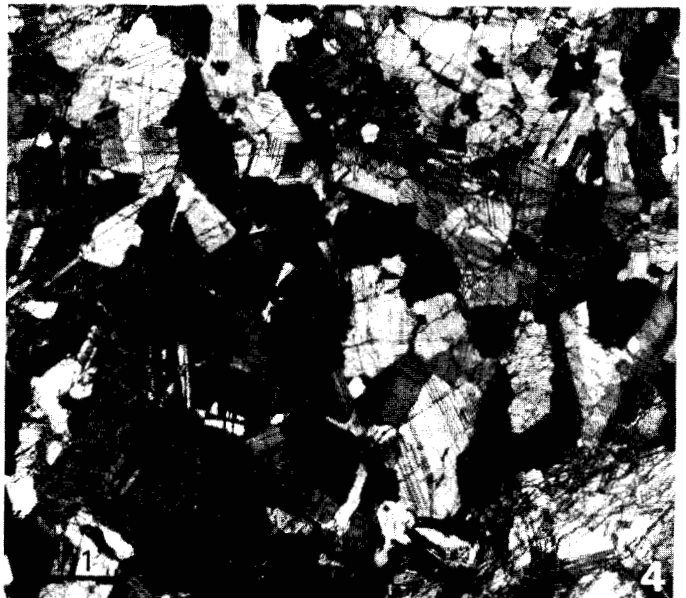
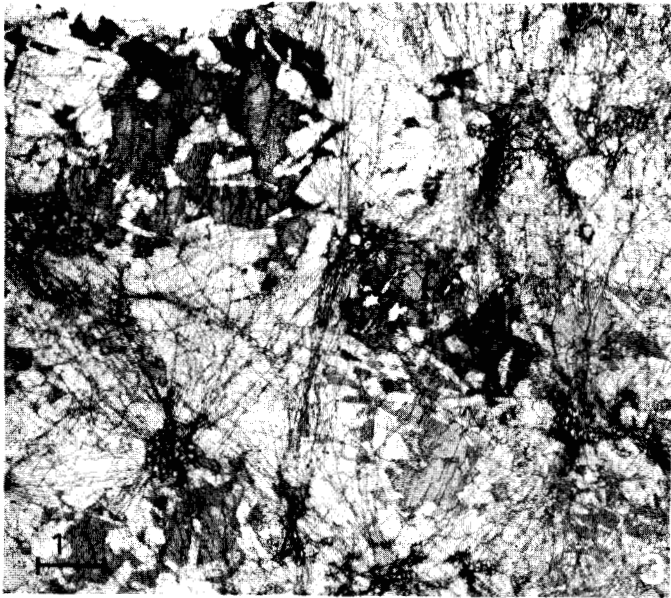
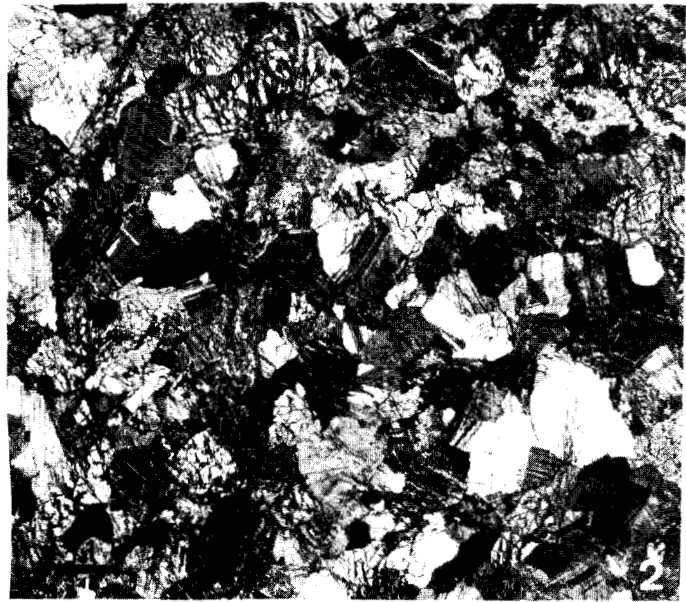
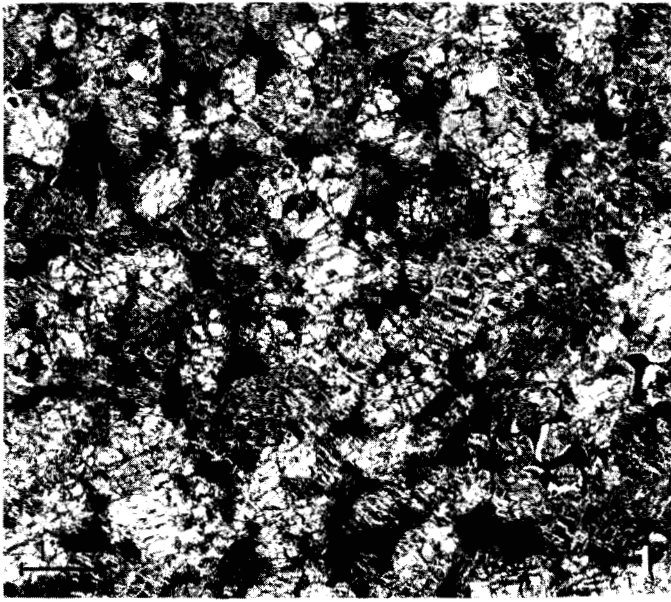
- plagioclase (47 %) - olivine (22 %)
- clinopyroxène (30 %) - opaque (1 %)

L'olivine occupe des plages xénomorphes pluricristallines où les cristaux sont rarement automorphes (pl. V, 3) ; certains éléments de cet assemblage sont parfois remplacés par du plagioclase. Ces plages sont altérées en serpentines fibreuses colorées en jaune-brun ou en chlorites au niveau des contacts qu'elles présentent avec les pyroxènes ; ces derniers sont alors bastitisés.

Les plagioclases sont développés en longs cristaux ; les déterminations optiques indiquent de la bytownite (An 75) ou du labrador (An 65) ; ils sont altérés en prehnite selon des systèmes de fissures qui joignent les olivines (pl. V, 3, 4).

(+) Hétéradcumulats : roches où les minéraux en cumulus sont entourés par de larges minéraux non zonés de composition différente.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



CHE V

B
LILLE

Les clinopyroxènes constituent des bandes qui ceignent les olivines ou de larges plages de type hétéradcumulat qui englobent les plagioclases. Les observations optiques (teinte verdâtre ; $Ng \wedge c 42$; $2 V 50^\circ$) semblent indiquer de l'augite ; les clinopyroxènes présentent souvent des lamelles d'exsolution.

Les opaques correspondent à des spinelles automorphes de couleur brune. On note par ailleurs des opaques résultant de l'altération d'olivine (magnétite).

Des filons de prehnite recourent l'ensemble de la roche.

222) Les gabbros

Ils sont soit de structure grenue homogène, soit affectés par un litage marqué des teneurs en ferromagnésiens très variable ; certains horizons tendent alors vers des anorthosites. Ils sont constitués de :

- plagioclase (58 %) - clinopyroxène (40 %) - opaques (2 %)

et possèdent des textures d'hétéradcumulat où les plagioclases constituent la phase cumulus.

Les plagioclases sont parfois allongés et disposés de telle façon qu'ils semblent indiquer une direction de courant (pl. V, 5) ; dans d'autres cas, ils sont disposés sans orientation préférentielle ; ils sont altérés en prehnite selon des fissures ou à leur périphérie. Les déterminations optiques indiquent du labrador sodique (An 50-55).

Les clinopyroxènes sont hétéradcumulus ; ils montrent une altération parfois très importante en amphibole de type actinote-trémolite ; sur échantillon frais, les caractéristiques optiques indiquent de l'augite.

223) Les gabbros à diallage

Ils présentent un rubanement fruste marqué par des proportions différentes de ferromagnésiens avec de fortes variations de taille. Ce litage s'accompagne parfois d'une variation de texture et on passe alors d'un hétéradcumulat, où le plagioclase est la phase cumulus, à un orthocumulat où diallage et plagioclase sont tous deux des minéraux cumulus ou encore à un adcumulat à diallage cumulus.

3) Les faciès transformés

Les faciès précédents sont parfois affectés de transformations qui conduisent à l'apparition de nouveaux minéraux.

Dans les troctolites et les gabbros à olivine, alors que couramment la prehnite se développe sur des fissures dans les plagioclases et selon des fractures dans les roches et que l'olivine est affectée par la serpentisation, localement on observe parfois une auréole d'amphibole de type actinote-trémolite qui entoure les olivines. Dans certains cas, ces dernières sont totalement transformées et remplacées par des paquets d'amphiboles.

Dans les gabbros à clinopyroxène, ceux-ci sont remplacés par des agrégats crêtés et fibreux d'amphibole de type actinote-trémolite. Au contact avec les plagioclases, ils montrent une altération en prehnite fortement accrue ; entre cette zone altérée et le plagioclase frais, se sont développés des petits agrégats cristallins de teinte rosée d'épidote de type zoïzite (teinte de polarisation anormale). Au sein de petites zones altérées en actinote témoignant d'anciens pyroxènes, de petites amphiboles vertes se sont développées.

Planche V : FACIES DES CUMULATS TROCTOLITIQUE ET GABBROÏQUE DE BOGAZI.

1. dunite plagifère à texture d'orthocumulat ; 2. troctolite à clinopyroxène ; 3. gabbro à clinopyroxène (lumière naturelle) ; 4. gabbro à olivine (lumière polarisée) ; 5. gabbro s.s. à plagioclases orientés ; 6. microgabbro-norite déformé. Unité en mm.

BUS
LILLE

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Dans les gabbros à diallage, alors que les plagioclases sont remplacés par un matériel prehnitique et envahis par des amphiboles (actinote), les clinopyroxènes sont partiellement transformés depuis la périphérie vers le centre par des amphiboles de type actinote-trémolite.

4) Significations pétrographiques

Les structures et les textures de l'ensemble gabbroïque montrent que ces roches se sont formées par gravité au sein d'une chambre magmatique. L'étude pétrographique permet d'observer deux ensembles composés sensiblement des mêmes termes mais dont l'un présente à la fois des textures cumulitiques et des déformations pénétratives tandis que l'autre ne présente que des textures cumulitiques. L'homologie des faciès dans les deux ensembles autorise deux hypothèses : formation simultanée au sein d'une même chambre dont certains secteurs soumis à des contraintes ont conduit à la genèse de faciès déformés ou formations successives dans le temps de deux séries de composition identique par processus répétitif. Toutefois, les mêmes caractéristiques cumulitiques, les rôles identiques joués par les minéraux dans les phases post-cumulat, l'absence dans les deux cas d'unités cycliques typiques incitent à opter pour la première solution.

L'absence d'unités cycliques typiques et de litage suggère une action gravifique simple conduisant à l'étagement lent des différentes classes minérales (olivine, pyroxène, plagioclase). La nature des contacts entre les différents horizons de la série gabbroïque montre une séparation incomplète des diverses classes minérales qui pourrait résulter de la brièveté du phénomène séparant les différentes phases germinatives de l'épaisseur de la zone de nucléations et de la distance qui la sépare du sommet des couches cristallisées (cf. A.D.T. GOODE, 1976).

L'étude pétrographique montre des transformations minérales compatibles avec un métamorphisme de type schistes verts. Les minéraux renfermés sont les suivants : chrysotile, magnétite, épidote, calcite, prehnite, chlorite, trémolite et actinote. L'étude du développement de ces minéraux suggère, au moins dans certains faciès (troctolites) des transformations liées à des mécanismes de fracturation ayant pu faciliter la circulation de fluides hydrothermaux.

d) Les roches grenues métamorphiques

Dans cet ensemble, ont été regroupées les épidiorites présentant une schistosité fruste ou nette et les amphibolites.

1) Les épidiorites schistosées

A l'affleurement, il s'agit de roches leucocrates, légèrement verdâtres et à aspect de mylonite. Au microscope, on observe une texture de type proto-mylonitique et une composition minéralogique constituée de plagioclase, de clinopyroxène de type augite et d'amphibole de type actinote-trémolite ou hornblende verte.

Les actinotes-trémolites occupent des plages de forme allongée, amygdalaire étirée ou amygdalaire tordue ; les fibres d'amphiboles sont parallèles aux limites des plages.

Les plagioclases sont développés entre les plages d'amphiboles ; ils constituent des plages de géométrie semblable mais à texture grenue où des clinopyroxènes en voie d'altération (actinote) sont encore visibles. On observe une granulation importante à la périphérie des plages.

Certains faciès sont moins déformés et les plages d'amphiboles sont occupées par des cristaux polygonaux verdâtres. L'apatite, le sphène et la zoïzite sont également présents.

2) Les amphibolites

Ce sont des roches massives mésocrates à grain fin qui présentent une nette

schistosité. On peut y distinguer des amphibolites à hornblende verte et des amphibolites à pargasite et grenat.

21) Les amphibolites à hornblende verte

Les cristaux sont à peine visibles à l'oeil nu mais un litage apparaît nettement grâce à des horizons feldspathiques et des horizons riches en ferromagnésiens.

Au microscope, elles présentent une texture granonématoblastique où existent de gros cristaux de plagioclase, de pyroxène et d'amphiboles ; les pyroxènes incolores présentent un comportement cassant avec des déformations en cisaillement et en étirement ; les plagioclases (andésine ; méthode Michel Lévy) sont granulés alors que les amphiboles se présentent en "goate texture" ou possèdent des halos d'étirement. Ces gros cristaux sont disposés au sein d'une matrice micro-granonématoblastique de petits cristaux (0,1 à 0,2 mm) de plagioclase, de sphène, d'opacques et d'amphibole verte disposée en aiguilles parallèles à la schistosité.

Certains faciès ne comportent pas de pyroxène.

22) Les amphibolites à pargasite et grenat

La roche est plus claire et sensiblement plus fine ; la texture est granonématoblastique avec de gros cristaux de plagioclase à extinction roulante et halos d'étirement et d'amphibole incolore et B⁺ ; la matrice qui les contient est composée de plagioclase, d'amphibole aux mêmes caractéristiques et de petits grenats roses (almandin ?).

3) Significations

Les associations minérales de ces faciès sont caractéristiques du métamorphisme régional de type amphibolitique de F.J. TURNER et J. VERHOGEN (1960) et notamment localement, du sub-faciès à almandin-épidote-quartz-albite. L'étude pétrographique montre que certaines d'entre elles dérivent de gabbros et sont marquées par la transformation de pyroxène en amphibole qui, d'après H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962), est étroitement dépendante de la pression partielle de l'eau. Ces transformations rappellent le métamorphisme de Ride (W.G. MELSON et al., 1968 ; W.G. MELSON et G. THOMPSON, 1971 ; A. MIYASHIRO et al., 1971 ; F. AUMENTO et al., 1971) où les températures sont susceptibles d'induire un métamorphisme de ce type (J.R. CANN, 1970). D'autres faciès, à schistosité bien marquée, situés préférentiellement à proximité de contacts tectoniques, suggèrent une relation de cause à effet entre le développement de ces faciès et la tectonisation (précoce ?) de l'assemblage ophiolitique. Outre la schistosité, les déformations des cristaux incitent à penser que ces faciès se sont développés sous des contraintes de cisaillement conduisant à des recristallisations et des nucléations de nouvelles phases minérales (F. DACHILLE et R. ROY, 1964).

e) Les dolérites, les diabases filoniennes et les roches associées

Elles couvrent généralement des aires restreintes et constituent des collines aux formes molles généralement assez claires dans le paysage ; elles ont été observées près des villages d'Archanion, Trilofon et Ano Agoriani, près de Domokos et du groupement de "stroungas et kalivias" des bergers d'Asproklissia. Macroscopiquement, elles apparaissent généralement verdâtres ou jaune-vert. La morphologie d'affleurement, la taille des cristaux et les textures permettent de séparer différents faciès.

1) Les gabbros-dolérites d'allure massive

Ils constituent des ensembles traversés par des dykes de dolérites plus fines ou des dykes de laves (pl. VI, 1, 3). Entre ces filons, elles sont parfois réduites à de simples pans. Là où les dykes sont peu nombreux, elles sont généralement de texture ophitique et associées à de simples gabbros à clinopyroxène de texture grenue

tandis que là où les dykes doléritiques et laviques sont abondants, elles sont de texture sub-ophitique.

11) Les gabbros-dolérites à texture ophitique

Ils sont composés de :

- plagioclase (58 %) - pyroxène (40 %) - opaques (2 %)

Le plagioclase correspond à de la bytownite sodique ou du labrador calcique (An 65-72) ; il est individualisé en lattes de 5 mm sur 2 ou 3 mm qui confèrent l'aspect doléritique à la roche. Dans certains faciès, ces lattes sont plus ou moins orientées indiquant des directions de courant.

Le pyroxène (diopside ?) occupe les espaces entre les plagioclases et les englobe parfois à la façon d'un hétéradcumulus.

12) Les gabbros-dolérites à texture sub-ophitique

Ce sont des roches homogènes sans orientation préférentielle ni litage apparent ; ces variations de taille de grains sont observables et dans certains cas, les plagioclases sont plus ou moins orientés. Ils ne constituent plus que des pans limités par des filons doléritiques, plus fins, diabasiques ou laviques. Deux faciès principaux peuvent être séparés selon la présence ou l'absence d'olivine.

121) Les faciès à olivine relictuelle

Le faciès type possède des cristaux bien visibles à l'oeil nu (0,5 à 0,3 cm) et est constitué de :

- plagioclase (55 à 80 %) - olivine relictuelle (5 à 10 %)
- pyroxène (10 à 25 %) - opaques (3 à 10 %)

Les textures évoquent des hétéradcumulats.

Le plagioclase est exprimé selon de larges lattes ; les méthodes optiques de détermination de teneur en anorthite (platine théodolite) montrent de grandes variations entre du labrador calco-sodique et la bytownite sodique (An 60-75). Dans les faciès type, ils ne présentent aucune zonation ; ils sont parfois saussuritisés.

Le clinopyroxène occupe les espaces entre les plagioclases et en englobe parfois ; on y observe des concentrations d'oxydes selon des clivages qui semblent montrer une assez forte teneur en fer. Ils sont parfois altérés en actinote.



Fig. 108. - Pseudomorphose d'olivine dans un gabbro doléritique.

- 1. olivine ; 1a. serpentine ; 1b. chlorite ; 1c. magnétite (en auréoles) ;
- 2. actinote ; 3. clinopyroxène ; 4. plagioclase ; 5. opaque.

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - LITHOLOGIE

L'olivine n'existe plus qu'à l'état relictuel (fig. 108). Le coeur est altéré en chlorite et montre encore des restes de fibres entrecroisées de serpentine ; il est parfois envahi par des actinotes en agrégats crêtés tandis que des amas cristallins d'épidote se surimposent parfois aux chlorites. La périphérie est jalonnée par des auréoles d'opaques (magnétite) et des actinotes déterminent une frange à la bordure. Les actinotes se développent dans les pyroxènes voisins et se surimposent parfois à des plagioclases.

Les opaques existent à l'état de produits d'altération (cf. olivine et pyroxène) et sous forme de minéraux noirs d'allure géométrique tabulaire ou lamellaire qui évoque l'ilmenite. Ils sont parfois altérés en leucoxène.

Les variations de faciès correspondent à des différences de texture qui, bien que toujours doléritique, présentent parfois des caractéristiques cumulitiques. Dans certains cas, le pyroxène n'occupe plus que de petits espaces entre les plagioclases et évoque des mésocumulats. Dans d'autres cas, outre ces dispositions, les plagioclases montrent des fantômes correspondant à des cristaux cumulus jalonnés de petits germes de clinopyroxène et les individus limités par les macles montrent des extinctions franches (pl. VI, 2) ; les macles se poursuivent franchement dans le plagioclase périphérique post-cumulus dont les limites cristallines sont parallèles au cristal initial. Le plagioclase post-cumulus expose un "zoning" continu surtout visible à la périphérie ; ceci indique une croissance de type adcumulat ainsi qu'une signification de mésocumulat (+).

122) Les faciès sans olivine relictuelle

Si ce n'est l'absence de l'olivine, ils présentent les mêmes textures et les mêmes compositions et caractéristiques minéralogiques que les dolérites à olivine. Des variations de texture sont également visibles ; elles interviennent de la même façon que précédemment.

2) Les dolérites filoniennes

Elles recoupent les faciès précédents et les filons sont parfois si abondants qu'elles ne laissent plus subsister que d'étroits panneaux de l'encaissant. Localement, elles apparaissent massives à l'affleurement mais l'examen détaillé permet de distinguer des bordures figées, symétriques ou asymétriques selon plusieurs directions, ce qui indique une disposition en "dyke complex". Elles sont elles-mêmes recoupées par plusieurs générations de dykes de laves et constituent des filons dans les empilements de coussins. Malgré de légères variations de texture et les transformations, elles présentent des faciès homogènes.

Les faciès types présentent des texture sub-ophitique à intersertale ; ils sont composés de plagioclase, de pyroxène et d'opaques.

Les plagioclases présentent un rapport L/l de 3 ou 4. Si certaines mesures indiquent du labrador (An 55), d'autres indiquent de l'andésine (An 42) ; ils sont assez souvent altérés et saussuritisés.

Les pyroxènes semblent correspondre à des augites légèrement brunes.

Les opaques possèdent des formes tabulaires lamellaires, parfois arborescentes, indiquant de l'ilmenite.

Des fissures remplies de quartz et de prehnite parcourent la roche.

Les variations interviennent au niveau des textures. Les dolérites présentent parfois des faciès porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase ou de pyroxène ; d'autres correspondent à des textures de type intersertale où les plagioclases sont squelettiques, parfois disposés en croix ou en syneusis avec du pyroxène.

Les transformations de faciès affectent souvent les dolérites. On y observe du quartz, de l'épidote, de l'albite, de l'actinote, de l'amphibole verte et des chlorites.

(+) Mésocumulat : cumulat à caractères hybrides d'orthocumulat et d'adcumulat.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Dans les faciès sub-ophitiques à intersertaux, les pyroxènes sont d'abord franchés d'actinote puis remplacés par des amphiboles vertes. Le quartz constitue des plages interstitielles, participe à des transformations en bordure des plagioclases et constitue du matériel de remplissage de fissures. L'épidote existe à l'état de petits amas dans la roche et dans les fissures. Les amphiboles remplacent les pyroxènes ; on y observe parfois une amphibole verte passant à une amphibole brune. La chlorite apparaît dans certains faciès microdoléritiques intersertaux et constitue des plages sphérolitiques. Dans les faciès porphyriques, les pyroxènes de la matrice sont transformés en amphibole alors que les phénocristaux sont altérés en masse chloriteuse ou parfois en serpentines de type bastite.

Certaines roches présentent des opaques sub-sphériques demi-centimétriques (hématite ?) qui contiennent des petits agrégats cristallins d'épidote et des prismes cristallins possédant un clivage et de teinte incolore à plage fortement pléochroïque dans les bleu-verts ; il pourrait s'agir de pyroxènes sodiques (augite aegyrienne ?).

3) Les diabases

Elles interviennent dans les mêmes affleurements que les dolérites et ne semblent pas s'en différencier macroscopiquement. Au microscope, elles sont composées de plagioclase, d'amphibole de type actinote et hornblende verte et d'opaques ; de texture doléritique intersertale, elles possèdent des actinotes qui pourraient figurer des produits d'altération de pyroxène. Les hornblendes vertes constituent des plages généralement assez géométriques ; dans certains cas, ces plages montrent des passages entre amphibole brune et verte ; localement, on n'observe plus que des hornblendes vertes. Les opaques sont d'allure tabulaire (ilmenite). Souvent, le quartz intervient comme matériel interstitiel ou constitue du remplissage de fissure. Les mesures de teneur en anorthosite semblent indiquer des plagioclases de type andésine oligoclase (An 25-32).

4) Les roches associées

Les roches associées au système doléritique sont de deux ordres : les unes constituent des laves ; les autres forment des panneaux limités par des dykes doléritiques et correspondent à des roches exceptionnelles.

41) Les roches effusives

Elles sont représentées par des dykes de laves (pl. VI, 4) à texture microlitique, porphyrique ou microlitique aphanitique, des coulées de nature picritique et des coussins basaltiques dont les caractéristiques minéralogiques seront envisagées ultérieurement.

42) Les roches exceptionnelles

Elles correspondent à des roches peu abondantes et à tendance plus acide : diorites, diorites quartziques et tonalites.

421) Les diorites

Ce sont des roches homogènes à grains très fins. Aucun caractère de cumulat n'est visible mais elles présentent une texture de type doléritique sub-ophitique à intersertale. On y observe des plagioclases, des clinopyroxènes, des amphiboles vertes et brunes, de l'actinote et des opaques.

Les plagioclases sont altérés en prehnite.

Les rares clinopyroxènes sont altérés en actinotes et à hornblende verte.

Les hornblendes brunes, de forme géométrique, se disposent entre les plagioclases ; on y observe parfois des passages sans limite distincte à des amphiboles vertes.

Les opaques sont peu abondants.

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - LITHOLOGIE

Le quartz et la prehnite interviennent comme remplissage de fractures.

422) Les diorites quartziques

Il s'agit de roches microgrenues de teinte vert-beige. Au microscope, on observe une structure granophyrique contenant des plagioclases souvent altérés dont la détermination de la teneur en An par méthode statistique montre de l'andésine (An 32). Certains cristaux sub-automorphes sont remplacés par du quartz ; celui-ci existe également en structure micro-pegmatitique. On note aussi la présence d'amphiboles (hornblende verte), de ferromagnésiens ouralitisés (actinote), de fibres de prehnite et de nombreux opaques.

423) Les tonalites

Outre quelques débris, un seul affleurement a pu être étudié : la tonalite constitue un panneau d'encaissant limité par des dykes doléritiques. Macroscopiquement il s'agit d'une roche très claire, presque blanche, microgrenue. Cette texture s'observe également au microscope et la roche est constituée de :

- quartz (45 %) - feldspath (45 %) - ferromagnésiens (10 %)

Les feldspaths sont totalement altérés, saussuritisés mais semblent posséder des formes cristallines automorphes.

Le quartz correspond à de larges cristaux (0,8 à 1 mm) plutôt de type xénomorphe ; l'allure parfois sub-automorphe semble en fait conditionnée par les plagioclases voisins.

Les ferromagnésiens sont petits et constituent des paillettes entre les cristaux de l'assemblage précédent ; il s'agit de hornblende verte, peu abondante ou de biotite chloritisée avec concentration d'oxyde dans les clivages.

On y observe des petits opaques (magnétite ?) ainsi que des épidotes à l'état de petits cristaux ou contribuant au remplissage de fissures. Il existe également de l'apatite.

5) Signification pétrographique

La composition minéralogique et les textures parfois cumulitiques des faciès de l'ensemble doléritique massif, permettent d'envisager qu'ils sont en relation, sinon en continuité, avec les faciès gabbroïques à signification de cumulats. Des textures ophitiques, cet ensemble passe progressivement à des textures de type sub-ophitique et intersertale. Les caractéristiques des pyroxènes, la réapparition de l'olivine dans certains faciès et la présence d'ilmenite indiquent des termes évolués et une plus grande richesse en fer des dolérites par rapport aux gabbros à clinopyroxènes.

Les filons doléritiques sont peu abondants mais recoupent les faciès précédents et constituent localement des complexes filoniens peu importants. Les filons de nature diabasique sont plus fréquents.

Les différents faciès présentent des transformations : les formes relictuelles d'olivine serpentinisée et chloritisée comportent des opaques (hématite), de la calcite, de l'épidote et de l'actinote ; les amphiboles et les chlorites, produits de décomposition de pyroxène sont abondantes ; séricite, chlorite et albite interviennent dans l'altération des plagioclases ; le quartz existe à l'état de matrice interstitielle et des fissures emplies de quartz, prehnite et épidote parcourent les roches. Ces différents minéraux traduisent un métamorphisme de type schistes verts. L'importance pressentie des migrations ioniques et la répartition de ces phases minérales peuvent être expliquées par des phénomènes d'altération deutérique ou l'influence de circulations hydrothermales.

L'importance d'un réseau filonien de nature effusive et dont la mise en place peut être due à un mécanisme de formation répétée, consécutive à des distensions,

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

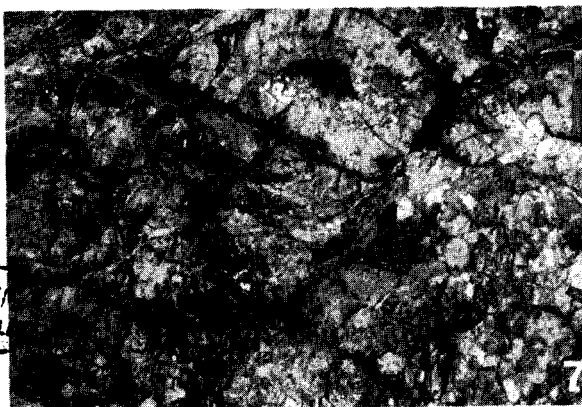
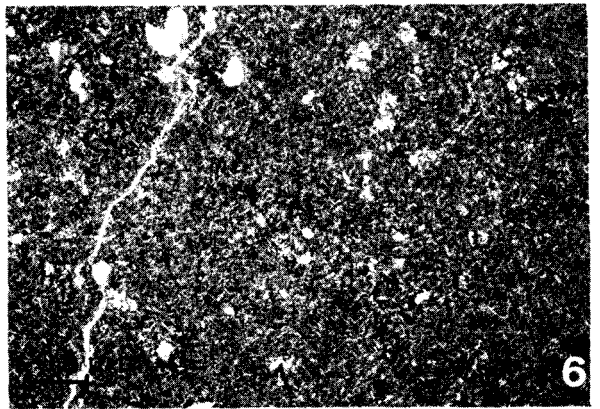
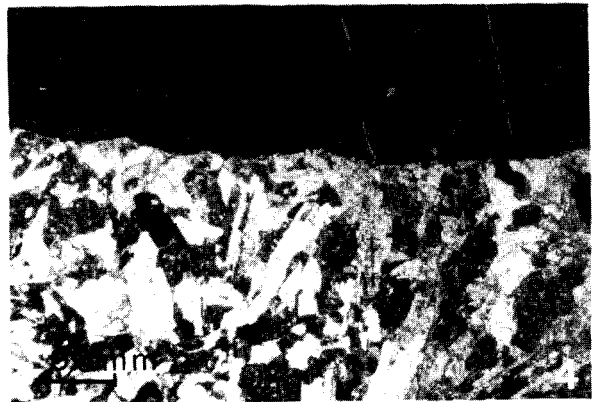


PLANCHE VI

peut créer une relation de cause à effet avec l'extension et l'importance des transformations intervenant dans les horizons doléritiques en constituant une multitude de plans propices aux circulations des fluides.

f) Les roches effusives

Trois faciès principaux peuvent être retenus ; ils se différencient tant par l'allure morphologique que par les textures et compositions minéralogiques.

1) Les dykes de laves

Ils recoupent les ensembles doléritiques et plus rarement les empilements de coussins. Au sein de l'assemblage gabbro-dolérite, ils constituent plusieurs familles parallèles qui se recoupent. Toutefois, l'étude pétrographique ne permet pas de faire de différence entre les filons tardifs et ceux antérieurs. Ils présentent des bordures figées typiques. Deux faciès peuvent être distingués : les laves porphyriques et les laves microlitiques simples.

11) Les faciès microlitiques porphyriques

Ce sont des roches homogènes, denses, mélanocrates ou seuls quelques phénocristaux sont visibles à l'oeil nu. Au microscope, elles présentent une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux sont essentiellement des plagioclases, parfois altérés et saussuritisés ; les mesures de teneur en anorthite indiquent du labrador (An 60). On y observe plus rarement, des pyroxènes ; ceux-ci sont altérés en actinote, chlorite et calcite. Localement, les phénocristaux sont groupés et donnent une texture doléritique.

Le fond de la lame est occupée par une texture microlitique intersertale comportant des plagioclases squelettiques et des petits grains de clinopyroxène. On y observe de la chlorite, de l'actinote, de l'épidote, du quartz et des opaques.

L'actinote et la chlorite semblent remplacer les petits grains de clinopyroxène dans les faciès intersertaux tandis que la chlorite paraît se développer aux dépens de la mésostase dans des faciès microlitiques. Le quartz est interstitiel et les opaques semblent être de la magnétite. L'épidote constitue des petits grains dans la roche et participe, ainsi que le quartz, au remplissage de fissures.

12) Les faciès microlitiques

Ce sont des roches sombres et compactes. Au microscope, elles possèdent une texture microlitique aphanitique et sont constituées de pyroxène, de plagioclase et d'opaques à l'état de microlites. De l'actinote remplace parfois les pyroxènes ; des chlorites et du quartz interviennent au sein de la mésostase transformée.

2) Les coulées picritiques

Elles existent au sein du système doléritique et des empilements de coussins. Macroscopiquement, ce sont des roches vertes tachetées ou noires qui montrent parfois

Planche VI : FACIES ET MICROFACIES DE L'ENSEMBLE DOLERITIQUE ET EFFUSIF.

1. dykes effusifs dans des gabbros-dolérites (Trilofon) ; 2. gabbros doléritiques où le plagioclase cumulus présente des fantômes ; 3. dykes effusifs dans des gabbros-dolérites (Asproklissia) ; 4. bordure figée d'un dyke effusif dans des dolérites ; 5. dykes doléritiques dans des roches effusives ; 6. microfaciès des laves ophiolitiques à débit en coussins ; 7. pillow-lavas ophiolitique à géode centrale (position normale) ; 8. pillow-lavas ophiolitique présentant un pédoncule (position normale).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

des orientations préférentielles. L'examen des affleurements et pétrographiques permettent d'observer des variations de texture depuis des faciès dépourvus de phénocristaux jusqu'à des faciès porphyro-ankaramitiques où coexistent des phénocristaux d'augite altérés en actinotes, chlorite et calcite et d'olivine totalement transformés en chlorite et à bordure périphérique d'hématite, au sein d'une matrice microlitique à tendance intersertale composée de plagioclase altéré parfois zéolitisé, quartz interstitiel, d'actinote, de chlorite et d'opagues de formes trapues.

3) Les pillow-lavas et les roches associées

Les pillow-lavas d'Othrys occidentale constituent de vastes empilements qui correspondent à des collines brunes dans le paysage. Généralement de dimension demi-métrique, leur forme permet souvent de déduire la polarité des affleurements (pl. VI, 8). Ils sont dépourvus de surface vitreuse et montrent des fissures radiales de refroidissement qui déterminent un réseau polygonal à leur surface ; ils comportent généralement peu ou pas de vésicules ; toutefois, dans certains cas, on observe des pillow à écorce compacte et géode centrale dont la base plane permet de retrouver l'horizontale au moment de l'épanchement (pl. VI, 7). Ils présentent généralement une teinte verte ou brune.

Malgré certaines différences de textures et d'altération, ils présentent des faciès homogènes. Le cœur possède des textures de type microlitique (pl. VI, 6) composées de :

- plagioclase (45 %) - opaques (5 %)
- pyroxène (40 %) - chlorite (10 %)

Les plagioclases constituent des lattes squelettiques assez souvent altérées en chlorite et en zoïzite. Les faciès les plus fins ont montré une composition de type albite-oligoclase (An 5-12 ; méthode statistique).

Les pyroxènes correspondent à de petits grains ou à des fibres d'allure plumeuse développées orthogonalement par rapport aux lattes plagioclasiques.

Les opaques sont de petits grains automorphes, assez trapus ou des petites aiguilles.

La mésostase est altérée en chlorites tandis que la roche est parcourue de veines de carbonate ou de prehnite et de chlorite.

La périphérie des coussins est de texture plus fine mais présente les mêmes caractéristiques ; on y observe parfois des petits phénocristaux de plagioclase altéré et de petites amygdales remplies de calcite ou de chlorite.

La matrice friable brun-vert est très peu abondante ; elle est composée de chlorite, d'épidote et d'un faible pourcentage de matériel argileux. Ce matériel et les produits grattés dans les anfractuosités des coussins n'ont pas révélé de nannoplancton.

Localement, on peut observer des méats radiolaritiques dont le traitement à l'acide fluorhydrique n'a pas permis l'identification de Radiolaires ou de méats carbonatés totalement dolomités, dépourvus de microfaune identifiable.

Par endroits, on observe des pseudo-bancs de matériel carbonaté et/ou radiolaritique. Les calcaires sont totalement recristallisés et comportent des débris de verre rouge, des débris de verre chloritisé et des opaques (hématite). Lorsque ces horizons sont à proximité de radiolarites, ils sont dolomités.

Localement, des dykes doléritiques sont développés dans les empilements de coussins (pl. VI, 5).

4) Signification des faciès

Les faciès des coussins présentent des transformations ; les paragenèses chlorite-albite-pyroxène et chlorite-albite-calcite-épidote évoquent des paragenèses de type spilitique (T.G. VALLANCE, 1960).

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - LITHOLOGIE

D'après les caractéristiques pétrographiques, le caractère albito-porphyrique semblerait plutôt lié à des transformations secondaires. Sans vouloir entrer dans les discussions sur les origines des spilites, il se pourrait que cette composition soit acquise par circulation de fluide et/ou métamorphisme. Les caractéristiques des transformations des filons doléritiques ou diabasiques associés à ces coussins corroboreraient cette origine secondaire.

II. LES UNITES ET LES HORIZONS LITHOLOGIQUES DES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE ET LEUR EXTENSION

Avant d'envisager les relations pétrologiques et structurales entre les différents horizons lithologiques, on peut tenter d'établir une estimation des proportions de faciès. Sans aller jusqu'à la distinction des horizons, on peut considérer les rapports de proportions des diverses unités d'après les surfaces d'affleurement. Mais avant de considérer les informations données par les calculs, on doit remarquer que des restrictions doivent être apportées à cette méthode.

Ces calculs ne tiennent pas compte des effets des tectoniques successives (recouvrements tectoniques, géométrie au sein des diverses unités structurales) ni de l'effet de l'érosion. Compte tenu de l'étude structurale, des pourcentages majorés ont été figurés dans le tableau ; ils prennent en compte les déformations propres aux diverses unités (coefficient 2 pour les roches grenues, d'après la signification des plis ; coefficient 1 pour les dolérites puisque les dykes observés sont peu différents d'une position verticale ; coefficient 1 pour les empilements de coussins puisque la polarité de ceux-ci indique l'horizontalité).

Grands groupes	Faciès pétrographiques distingués en cartographie	Surfaces d'affleurements km ²	%	% des grands faciès	% des grands groupes	% majorés
	Tectonites sans plagioclase	67	23,5	46,5		32
Roches grenues	Tectonites à plagioclases	66	23		48	31
	Cumulats gabbroïques	4	1,5	1,5		1
	Complexe filonien	11	4	4		3
Roches microgrenues et microlitiques	Complexe effusif	140 dont 71 dans le secteur étudié	48	48	52	33
		288	100	100	100	

Fig. 109. - Calculs des pourcentages d'affleurement en surface des différents faciès pétrographiques en Othrys occidentale.

Du calcul des pourcentages (fig. 109), il ressort les considérations suivantes :

- tout d'abord, on doit remarquer la prédominance très nette des faciès péridotitiques et effusifs sur les faciès cumulitiques et le complexe filonien. Les ophiolites d'Othrys correspondent donc avant tout à des péridotites et des pillow-lavas ;
- les proportions font apparaître des rapports de 2/3 de roches grenues pour 1/3 de roches effusives. Il apparaît cependant prématuré d'envisager les pourcentages volumiques réels car toutes corrections liées à la géométrie structurale effectuées, il reste à noter que celles-ci ont fait intervenir une position horizontale du plan de foliation et un écoulement plastique laminaire idéal. Dans une telle hypothèse, on doit remarquer que tectonites sans plagioclase, tectonites à plagioclase et coussins basaltiques représentent une surface de dimension équivalente de l'ordre de 150 km² ;
- les rapports indiquent l'équivalence des proportions de surface des péridotites à plagioclase et des péridotites sans plagioclase ; celle-ci est effective

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

puisque les déformations microscopiques et mésoscopiques présentées par les deux unités sont de même ordre et de plus, les passages de l'un à l'autre sont transitionnels ;

- les calculs de proportion montrent un rôle mineur des cumulats et des dolérites ; vu les remarques précédentes, il est difficile de considérer ces valeurs par rapport aux péridotites et aux pillow. On peut toutefois retenir l'équivalence de surface occupée par les dolérites et les cumulats.

Ces considérations statistiques sont intéressantes dans la mesure où elles font intervenir des propriétés structurales au sein de dispositifs tectoniques ophiolitiques ; toutefois, les significations ne sont que très restreintes compte tenu des remarques effectuées.

III. CONCLUSION A L'ETUDE DES GRANDS GROUPES PETROGRAPHIQUES

Cette étude montre un assemblage ophiolitique complet composé des groupes pétrographiques. L'originalité de l'association est marquée par la présence simultanée de harzburgites-dunites et de lherzolites à plagioclase, la présence de dolérites homogènes et l'existence d'un complexe volcanique peu varié essentiellement représenté par des coulées en débit en coussins.

L'analyse pétrographique permet de préciser les multiples processus intervenus lors de la genèse du système ophiolitique :

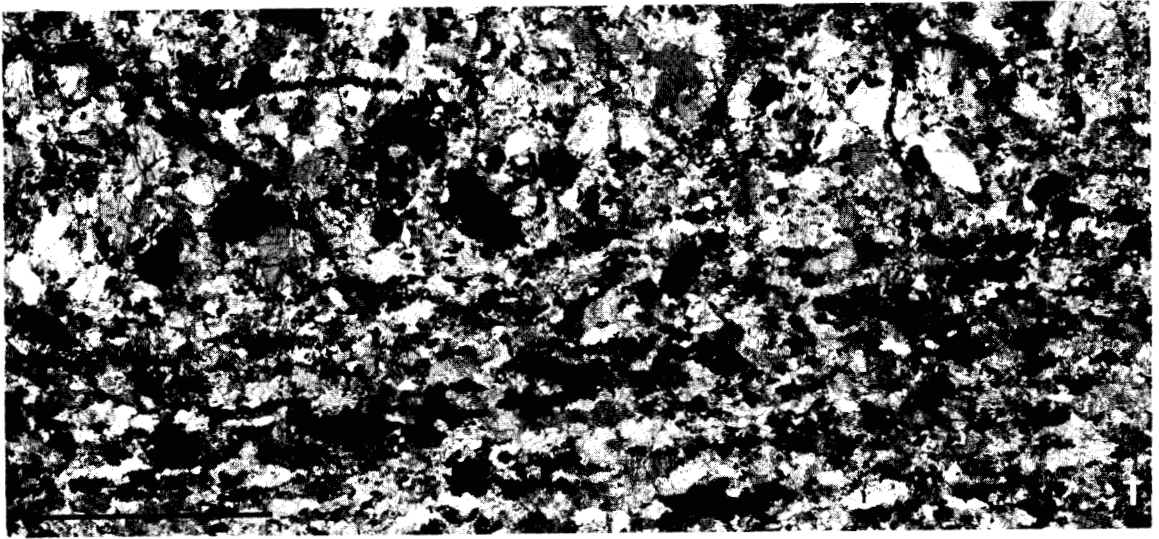
- intrusions et extrusions (sills, dykes, coulées...) ;
- sédimentations magmatiques. Certaines sont post-tectonites, d'autres syn-tectonites ; cependant, les relations minérales et la texture dans les cumulats déformés apparaissent différentes de ceux des péridotites. Un comportement différent vis-à-vis des contraintes peut être envisagé, conséquence de la présence de liquides interstitiels ;
- fusions partielles, les unes vraisemblablement syn-tectonites (lherzolites à plagioclase) d'autres peuvent être tardi-tectonites (orthopyroxénolites) ;
- déformations plastiques à l'état solide expliquant la foliation et les pénétrations intracristallines ainsi que des recristallisations postérieures à ces déformations ;
- transformations (schistes verts et amphibolites) associées à des discontinuités témoignant du dynamisme génétique du système ophiolitique ;
- transformations liées à la tectonisation (amphibolites).

CHAPITRE V : LES RELATIONS GENETIQUES ENTRE LES DIFFERENTS HORIZONS LITHOLOGIQUES : LES STRUCTURES INTERNES DE L'EDIFICE OPHIOLITIQUE

L'étude structurale de l'ensemble ophiolitique permet de séparer les structures primaires marquées par des transitions de faciès et les relations génétiques entre les différents faciès d'un assemblage initial d'une part, des structures liées à la mise en place tectonique représentées par des contacts anormaux tangentiels et des tectoniques cassantes et plicatives d'autre part.

Planche VII : FABRIQUE DES FACIES PERIDOTITIQUES ; VUE MICROGRAPHIQUE DANS LE PLAN AC DES AXES CINEMATIQUES DE DEFORMATION (le trait en bas à gauche représente 1 cm).

1. lit pyroxénolitique parallèle à la foliation dans une harzburgite ; 2. harzburgites du Katachloron, remarquer les déformations des porphyroblastes d'orthopyroxène et d'olivine ainsi que la matrice d'olivine localement recristallisée ; 3. lherzolite à plagioclase, remarquer les niveaux riches en pyroxène et en plagioclase qui apparaît en noir.



815
LILLE

Conséquemment aux considérations du chapitre précédent, les structures primaires et les relations génétiques entre les différents horizons lithologiques seront envisagées au sein de chacun des ensembles caractérisés par un assemblage pétrographique. Cette étude permettra d'aborder, dans un premier temps, les mécanismes génétiques ayant conduit à l'élaboration d'un assemblage ophiolitique.

I. LES STRUCTURES PRIMAIRES DANS LES ENSEMBLES PERIDOTITIQUES

a) Textures et microstructures ; notion de pétrofabrique

1) Les faits

Au sein de l'ensemble des *péridotites sans plagioclase*, les dunites, les harzburgites et les lherzolites possèdent une foliation et des linéations minérales (orthopyroxènes, spinelles) (pl. VII, 1, 2, 3) ; au microscope, les cristaux présentent des déformations.

L'orthopyroxène existe à l'état de phénocristaux demi-centimétriques, qui peuvent être étirés parallèlement à la linéation qu'ils déterminent, arrondis ou déformés en cisaillement simple ou jusqu'au développement de kink-bands et de mâcles mécaniques (fig. 110). Ces déformations apparaissent au microscope : chaque bande possède une position d'extinction différente des autres et est limitée par des surfaces plus ou moins nettes ou par des mâcles mécaniques parfois soulignées de recristallisation. Les quelques analyses minéralogiques effectuées sont insuffisantes pour être traitées statistiquement ; toutefois, là où ils ont été déterminés, les plans séparant les kink-bands ou les mâcles mécaniques correspondent au plan (001) et donc l'axe de glissement est (001) ; généralement, la trace t du glissement fait un angle de 30 à 40° avec la trace de foliation individualisée dans la lame par les linéations minérales (orthopyroxènes, spinelles).

L'olivine existe à l'état de phénocristaux centimétriques, étirés et déformés (fig. 111) en kink-band. Là encore, les mesures minéralogiques sont peu nombreuses ;

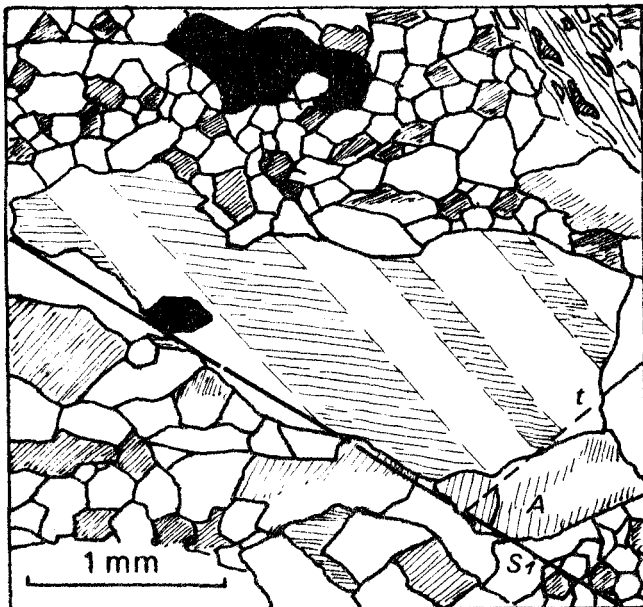


Fig. 111. - Déformation d'un phénoblaste d'olivine (dunites du Katachiron 6B 601 ; cisaillement senestre.

S_1 : trace de la foliation ; t : trace de glissement ; A : angle de cisaillement.

toutefois, les plans des "k.b.b." correspondent au plan (010) tandis que les plans de glissement sont (100) et l'axe de glissement $[100]$. D'après ces quelques données, la fabrique de l'olivine apparaît asymétrique, l'axe $Z([100] ; Ng)$ étant incliné par rapport à la trace de foliation d'un angle variant entre 20 et 40°. Par ailleurs, l'olivine se présente également sous forme de cristaux plus petits, les uns disposés

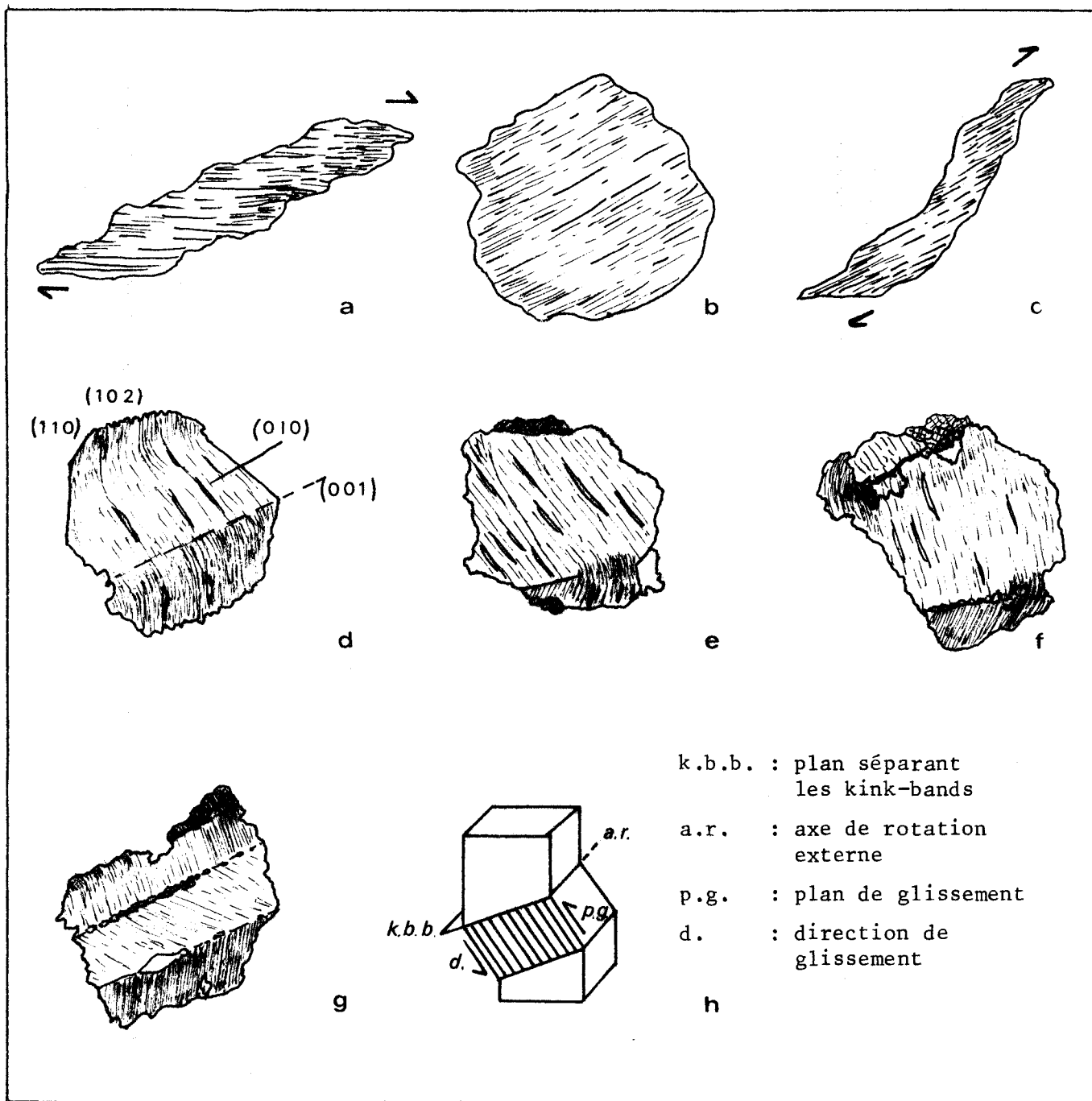


Fig. 110. - Déformation des orthopyroxènes dans les péridotites foliées sans plagioclase (harzburgites du Katachloron).

a. (8B 916 ; ac) : déformation en étirement ; b. (8B 915 ; ac) : arrondie suivant l'axe cinématique b ; c. (8B 916 ; ac) : déformation en cisaillement dextre ; d. (6B 147), e. (7B 44), f. (8B 916), g. (8B 916) : déformation en kink-band depuis un cristal sub-automorphe (a) jusqu'à la macle mécanique (g) ; h. représentation schématique d'un kink-band dans un cristal in C.B. RALEIGH (1968).

essentiellement en bordure des porphyroblastes ou encore selon des bandes qui confère une allure rubanée et montre une action dynamique et thermique. L'olivine possède également une troisième forme : des plages de texture equi-tabulaire polygonale évoquant une action thermique dominante.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les spinelles sont parfois automorphes (fig. 112 C) ou déformés en étirement (fig. 112 B) ou en cisaillement (fig. 112 A).

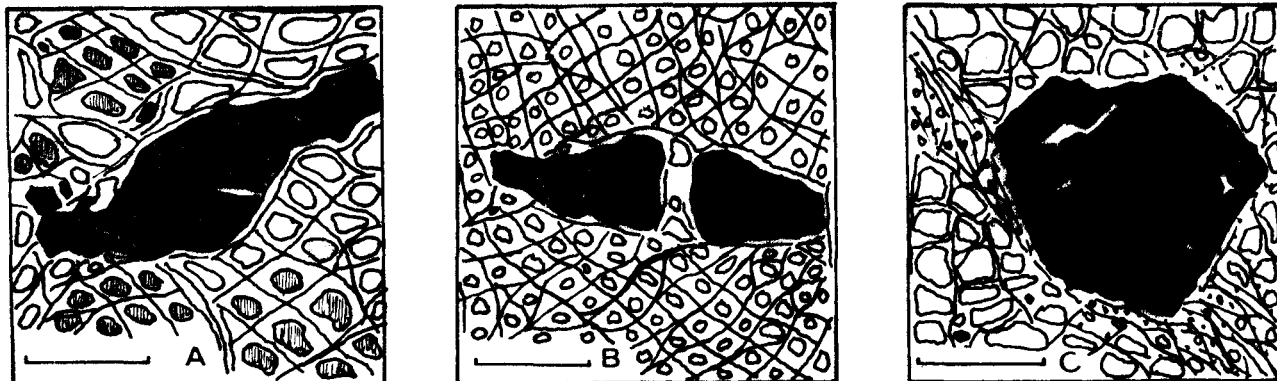


Fig. 112. - Les spinelles dans les péridotites sans plagioclase (8B 915 ; harzburgites du Katachloron).

A. déformation en cisaillement ; B. en étirement ; C. automorphe.
Le trait en bas à gauche représente 0,25 mm.

Les clinopyroxènes peuvent également présenter des déformations en étirement ou en kink-band ; cependant, ils sont généralement plus petits que les orthopyroxènes et moins observables ; le plus souvent, ils correspondent à de petits minéraux à extinction roulante exprimés à la périphérie des phénoblastes d'orthopyroxènes. Ces caractéristiques semblent traduire une action thermique et dynamique.

Dans les péridotites foliées à plagioclase (lherzolites rubanées et homogènes), différents minéraux (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle) sont affectés de déformations analogues à celles des harzburgites et des dunites.

Au sein de l'alternance péridotites-gabbros, les fabriques sont surtout observables dans les horizons péridotitiques ; l'olivine et les orthopyroxènes permettent de rechercher le trièdre des axes cinématiques. On doit remarquer cependant des recouvrements syn-tectoniques qui nuisent quelque peu à cette construction.

2) Leurs significations

L'homogénéité de l'orientation de la foliation S_1 , au niveau de l'affleurement et du massif (+), et la similitude de fabrique de l'olivine et du pyroxène au sein de l'ensemble des péridotites suggèrent un même mécanisme de déformations ayant agi sur l'ensemble du système ultramafique.

De telles structures et de telles fabriques sont susceptibles d'être induites par différents mécanismes de déformations :

- des déformations plastiques correspondant à des glissements intracristallins (C.B. RALEIGH, 1968) suivies de recouvrements par recristallisation (J. FRIEDEL, 1964) ;
- des recristallisations syn-tectoniques (H.G. AVE LALLEMANT et N.L. CARTER, 1970) ;
- un fluage d'une bouillie de cristaux ("crystal mush" de W.N. BOWEN et O.F. TUTTLE, 1949).

(+) en faisant abstraction des déformations post-foliation.

Le type de fabrique de l'olivine ("pencil glide system" 100) est identique en Othrys occidentale et dans d'autres ensembles péridotitiques (A. NICOLAS et al., 1971 ; J. Jr. ZIMMERMAN et H.L. CARTER, 1973 ; T. JUTEAU, 1975 ; R.A. LONEY et C.R. HIMMELBERG, 1976 ; R.P. GEORGE, 1978).

Comparativement aux déformations expérimentales de l'olivine et des péridotites (C.B. RALEIGH, 1968 ; H.G. AVE LALLEMANT et N.L. CARTER, 1970 ; A. NICOLAS et al., 1972), les déformations qui affectent les harzburgites, les dunites et les lherzolites à plagioclase *p.p.* correspondent à des déformations plastiques à l'état solide sous des températures importantes et des pressions intermédiaires. Ceci semble corroboré par le fait que la paragenèse initiale (de texture grenue composée d'olivine et de spinelle, d'orthopyroxène et de clinopyroxène pour les harzburgites) reste dans le domaine harzburgitique après foliation (cf. D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD, 1967 ; M.J. O-HARA, 1967) et par le développement -au moins local- de recristallisation conduisant à des textures équitabulaires granulaires qui indiquent des hautes températures (plus de 1 000°C) et des pressions de quelques K.E. à 10 K.B. (A. NICOLAS et al., 1972).

Si les variations de texture dans l'ensemble harzburgitique (recristallisation syn-tectonite) ne sont pas nécessairement à rechercher dans des variations de condition thermodynamique, il n'en est pas de même pour certains faciès de péridotites à plagioclase et l'alternance gabbro-péridotite. Leur étude pétrographique précédente et celle effectuée par M.A. MENZIES (1973) montrent des ségrégations et des textures témoignant de fusion partielle.

Par ailleurs, les recristallisations dans les harzburgites supposent des températures importantes, de l'ordre de 1 200 à 1 300°C.

En outre, dans les chromitites d'Othrys, la présence de figures magmatiques, l'allure des textures et les traces de déformations dans les secteurs stériles semblent indiquer une mise en place par fluage plastique avec présence d'une phase silicatée mobile ainsi que le défendent T.P. THAYER et G. VAN DER KANDEN (+). La présence d'une phase liquide et la nature dunitique de l'encaissant suggèrent des températures plus fortes au-dessus des températures du liquidus.

b) Les mésostructures

L'analyse des mésostructures primaires est très délicate compte tenu des déformations liées à la mise en place tectonique de l'édifice ophiolitique qui se marque -nous le verrons ultérieurement- non seulement par des structures cassantes (contacts tangentiels ou contact par failles) mais encore par des déformations plicatives.

Les péridotites présentent un rubanement (S_0) marqué par des variations de proportions minérales rapides (alternance dunité-harzburgite) ; elles possèdent une foliation (S_1) marquée par l'aplatissement des pyroxènes et des linéations minérales (pyroxènes, spinelles). Par ailleurs, elles sont traversées de dykes gabbroïques ou doléritiques ou encore par des veines gabbroïques ou orthopyroxénolitiques.

Les mésostructures correspondent à des structures visibles à l'échelle de l'échantillon (où l'unité est le cm) jusqu'à celles observables sur le terrain (où l'unité est la dizaine de m). Elles seront envisagées en deux temps : tout d'abord les structures liées aux propriétés mêmes des péridotites et ensuite, les relations entre ces structures et les filons et les veines.

(+) Réf. in T. JUTEAU (1975).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

1) Les mésostructures propres aux péridotites

D'une façon très générale, la foliation est parallèle au rubanement et tous deux déterminent une orientation planaire dans la roche ; toutefois, certains affleurements ou échantillons montrent des plis. On peut en fait distinguer deux types de plis : l'un où la structure plissée est la foliation, l'autre où la structure plissée est le rubanement.

11) Les plis liés à la foliation

Il s'agit de plis centimétriques ou décimétriques en S assez ouvert. Deux plis de ce type ont été observés : l'un de taille centimétrique, le long de la route de Kedros-Smokovon (pl. VIII, 1), l'autre de taille décimétrique, dans le massif du Katchloron. Dans les deux cas, l'axe des plis est sensiblement superposé à la direction b du trièdre des axes cinématiques de déformation déterminé par l'étirement des pyroxènes ; les plans axiaux de ces plis sont soulignés par un broyage et marqués, en plaque mince, par des recristallisations syn-tectoniques.

La reconstitution des contraintes ayant donné naissance à ces plis conduit à un trièdre en correspondance étroite avec celui des axes cinématiques de la foliation, ce qui permet d'interpréter ce pli comme une déformation en cisaillement liée au développement de la foliation et donc au fluage plastique ; il s'agit de plis syn-S₁.

12) Les relations entre la foliation et le rubanement

D'une façon générale, la foliation et les limites harzburgites-dunites sont parallèles. Les spinelles déterminent une linéation parallèle au contact de la dunité. Toutefois, près de Kedros et dans le massif de Katchloron, la foliation est légèrement oblique sur le contact harzburgite-dunité ; les deux structures déterminent un angle de 10 à 15°.

L'étude à l'échelle décimétrique près de Kedros a permis d'observer que, bien que toujours de direction N-S, les contacts harzburgites-dunites ne pendent pas dans le même sens : l'un s'effectue vers l'Est, l'autre vers l'Ouest, alors que la foliation reste verticale et de direction N-S. Aucune faille n'a été reconnue, aussi peut-on interpréter cette disposition comme une déformation plicative des contacts harzburgites-dunites admettant le plan de foliation pour plan axial. Les observations de terrain concernant les déformations des pyroxènes semblent indiquer que la direction de l'axe du pli correspond à la direction de flux (a) du trièdre des axes cinématiques.

A l'échelle du bloc (20 à 30 cm), des plis isoclinaux serrés affectent le rubanement créé par l'alternance d'horizons riches en pyroxènes ou en olivine ; le plan axial du pli correspond au plan de foliation.

13) Signification

Certains plis affectant la foliation sont synchrones des déformations ; d'axe parallèle à la direction de rotation (b), ils peuvent être interprétés selon un mécanisme de cisaillement conduisant à des déformations en rotation analogue au processus conduisant au plan de foliation.

Des plis affectant le rubanement et dont le plan axial correspond à la foliation ont été signalés au sein de nombreux édifices ophiolitiques mais, quoi qu'il en soit de l'origine de ces plis (A. NICOLAS et F. BOUDIER, 1975), il apparaît de toute façon qu'ils semblent synchrones au développement de la foliation.

2) Les rapports entre les péridotites et les veines ou les filons

21) Filons gabbroïques et veines orthopyroxénolitiques dans les harzburgites-dunites

Dans l'ensemble des péridotites foliées sans plagioclase, tous les filons de nature gabbroïque observés ne montrent pas de déformations ; ils recoupent la péridotite encaissante, son rubanement et la foliation. Il n'existe donc apparemment pas de rapports entre les déformations dans les péridotites sans plagioclase et les filons.

Le long de la route d'Archanion à Avesti (pl. VIII, 3,4), de nombreux filons de gabbros *s.s.*, souvent rhodingitisés, de largeur variable entre 1 m et 50 cm, traversent un encaissant de harzburgites serpentinisées. Sur le terrain, on observe des familles qui se recoupent selon des angles voisins de 90° . Le relevé des pendages des épontes, reporté sur stéréogramme (fig. 113), montre l'existence possible de quatre orientations de filons répartis en quatre familles groupées 2 à 2 qui se recoupent selon des angles de 60 à 90° ; chacun des groupes effectue un angle de 45 à 60° avec l'autre.

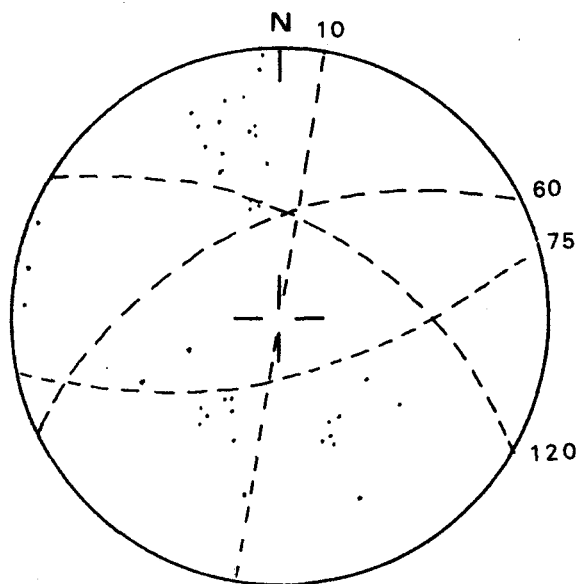


Fig. 113. - Projection stéréographique des attitudes des filons des gabbroïdes et des harzburgites (route d'Archanion à Asvesti ; canevas de Schmidt, 38 mesures).

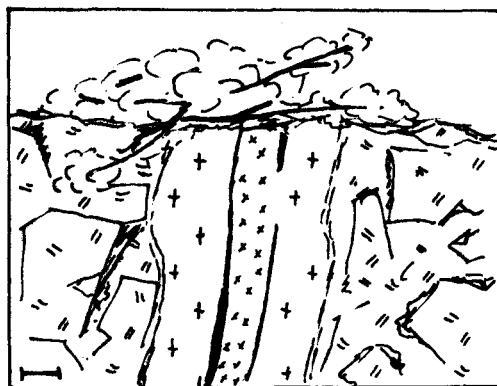


Fig. 114. - Caractère dilationnel de filons gabbroïques dans des serpentinites (route d'Archanion à Asvesti).
Commentaires dans le texte.

Certains de ces filons présentent des variations de grain de telle sorte que le coeur des filons tend à posséder une texture pegmatitique. Dans d'autres cas, on observe des laminations parallèlement aux épontes marquées par des concentrations préférentielles de plagioclase et de pyroxène ; au coeur du filon, les pyroxènes sont de taille centimétrique alors qu'à la périphérie, ils sont de taille millimétrique.

Le long de cette route, un filon sub-vertical, de direction N 90 et à composition de gabbros, traverse des serpentinites à pyroxènes (fig. 114). Au coeur de ce filon, on observe une seconde intrusion filonienne de texture microgrenue et à composition gabbroïque où on observe des lentilles de plagioclase à texture équante disposées parallèlement aux épontes au sein d'une matrice microgrenue de pyroxène et de plagioclase ; localement, les pyroxènes sont altérés et transformés en amphibole verte.

Dans les péridotites foliées existent également des veines orthopyroxénolitiques. Dans le massif du Katachloron, des veines à composition d'orthopyroxénolites à olivine, de largeur centimétrique, sont exprimées parallèlement au plan de foliation dans des dunites et des dunites harzburgitiques.

Dans cette veine, les olivines sont sensiblement arrondies mais présentent des déformations (extinctions roulantes, kink-band) ; les orthopyroxènes (enstatite) possèdent une allure interstitielle par rapport aux olivines, contiennent des poecelites d'olivine et des lamelles d'exsolution de forte biréfringence et montrent de légères torsions de clivage et des extinctions roulantes. Les opaques (chromo-spinelles) sont automorphes tandis qu'autour des orthopyroxènes, on note la présence de petits cristaux de clinopyroxène (diopside ?) parfois à extinction roulante et parfois non déformés qui semblent remplir les interstices entre orthopyroxène et olivine.

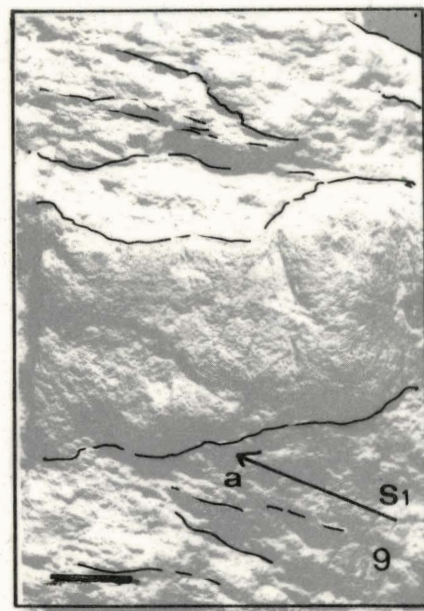
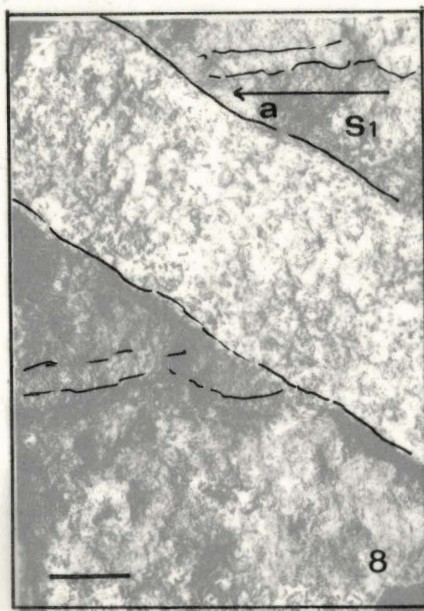
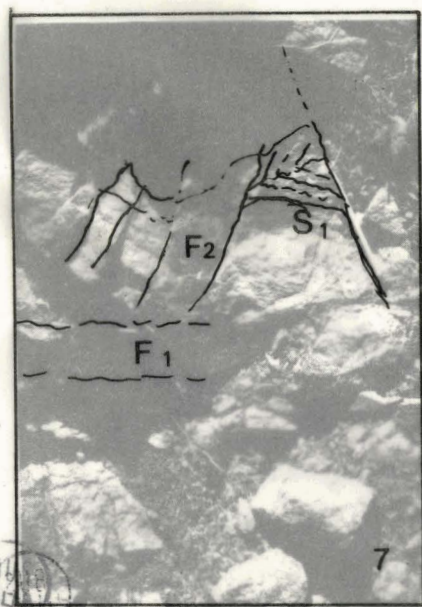
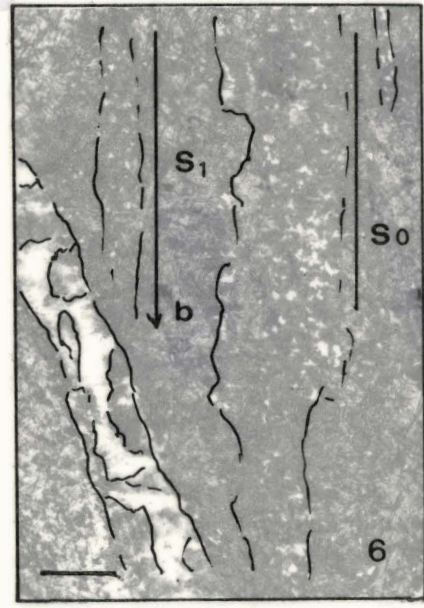
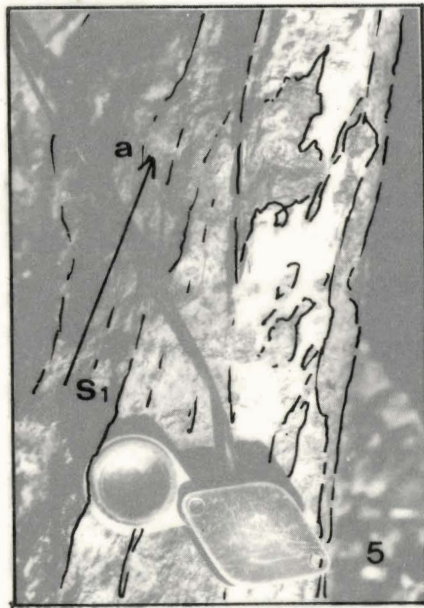
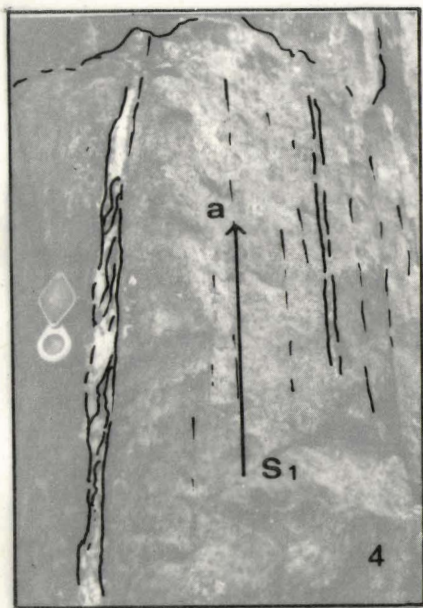
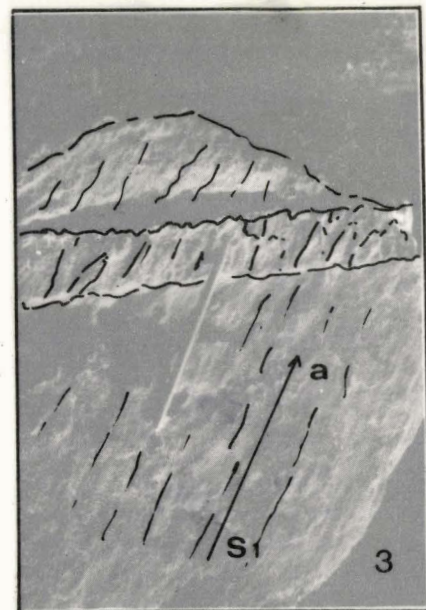
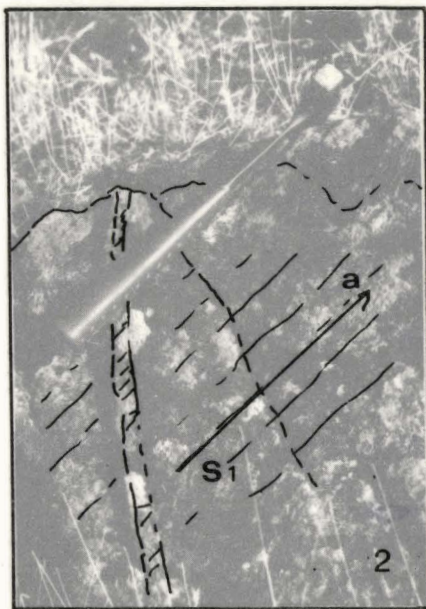
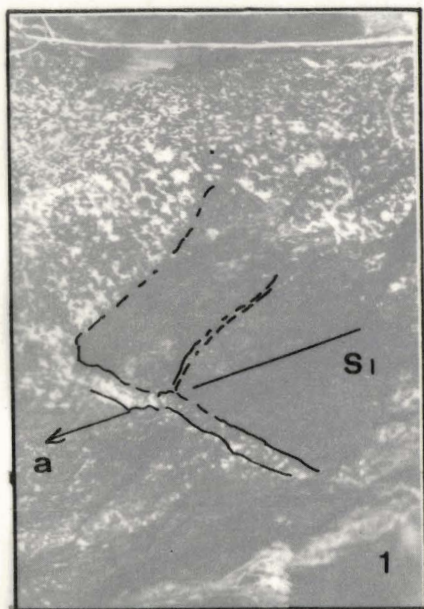
Près de Kedros, des harzburgites et des dunites harzburgitiques comportent des veines orthopyroxénolitiques disposées selon des familles de surface non rigoureusement planes (pl. VIII, 2) ; certaines sont sub-parallèles à la foliation tandis que d'autres la recoupent avec un angle variant de 15 à 20°. Les veines pyroxénolitiques présentent généralement les mêmes caractéristiques texturales et minéralogiques que celles du Katachloron ; cependant, certaines sont uniquement composées de pyroxènes (ortho et clino) très peu déformés.



Planche VIII : MESOSTRUCTURES INTRA-PERIDOTITIQUES.

1. plis synchrones de la foliation (harzburgites de Kedros) ; 2. veines orthopyroxénolitiques dans les harzburgites de Kedros ; 3. filon de gabbro rhodinitisé dans les harzburgites (Asvesti) ; 4. filons de gabbro rhodinitisé dans les harzburgites (Asvesti).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



En ce qui concerne les filons de gabbros, on peut dire qu'ils ne présentent pas de relations apparentes avec l'encaissant ; les attitudes de différentes familles de filons, le caractère dilatationnel de certaines autres peuvent laisser penser que ces filons se sont mis en place grâce à un système de fractures développé dans les harzburgites, postérieurement à la genèse de ces dernières ; cette hypothèse serait renforcée par les observations de terrain qui montrent une fréquence plus importante à certains endroits qu'en d'autres. La texture grenue de ces gabbros, l'absence de traces de courant magmatique évoquent une cristallisation tranquille sans grands mouvements. Ces faits, l'homogénéité des faciès observés, la faible densité des filons dans ces faciès laissent penser que ces filons représentent le produit de venues *per descensum* plutôt que le témoin d'une (re-) mobilisation originaire de niveaux sous-jacents.

Pour les veines orthopyroxénolitiques, les relations minérales entre pyroxène et olivine, les faibles déformations des orthopyroxènes et l'absence sporadique de déformations dans les clinopyroxènes, alors que l'olivine présente de nettes déformations, pourraient permettre de penser que ces veines résulteraient d'une différenciation exprimée tardivement par rapport aux déformations, il pourrait s'agir par exemple d'une étape de fusion partielle produisant un pyroxène calcique et un reliquat de tendance dunitique. Cette hypothèse est renforcée par l'importance des recristallisations tardi-tectoniques indiquant l'effet de hautes températures sur les péridotites.

22) Veines et filons dans les lherzolites à plagioclase

Les péridotites foliées à plagioclase comportent des veines gabbroïques et sont recoupées par des filons gabbroïques déformés ou non, et par des filons doléritiques très peu nombreux.

Les ségrégations constituent des poches de taille variable partiellement ou totalement altérées qui se disposent parallèlement au plan de foliation. Les veines gabbroïques, essentiellement marquées par une richesse en plagioclase, sont d'épaisseur millimétrique ou centimétrique ; elles peuvent être parallèles au plan de foliation ou le recouper suivant un angle de 20 à 30°.

Les filons gabbroïques déformés sont très nombreux dans les lherzolites à plagioclase. Il s'agit de filons de gabbros à olivine ou de gabbros *s.s.* qui présentent une géométrie variable avec le plan de foliation des péridotites : ils peuvent être parallèles, obliques ou perpendiculaires au plan de foliation.

Les filons déterminant un plan sub-parallèle à celui de la foliation ne semblent pas présenter de ségrégation différentielle et montrent des pyroxènes allongés sensiblement parallèlement à leurs épontes. Ces déformations et celles des pyroxènes dans les encaissants sont conformes, l'intersection entre filon et plan de foliation correspond pratiquement à la direction de transport (a).

Les filons qui constituent un plan oblique sur la foliation peuvent être de deux ordres suivant la morphologie des pyroxènes. Si l'on considère des sections perpendiculaires au plan de foliation contenant la linéation (a), on observe deux cas : l'un où la trace du filon est sub-parallèle à la linéation (a), l'autre où elle est oblique.

Dans le premier cas, les filons comportent davantage de pyroxènes à proximité des épontes ; ils présentent des étirements obliques par rapport aux épontes et l'intersection entre les deux plans se fait selon la perpendiculaire à la direction de transport (pl. IV, 1, 2, 3), c'est-à-dire parallèlement à (b). Les mesures de l'angle entre les deux plans donnent des valeurs comprises entre 42 et 60°.

Dans le second cas, les filons ne présentent pas de ségrégation différentielle et l'étirement des pyroxènes, conforme à celui des pyroxènes de l'encaissant, est parallèle à l'intersection entre le plan de foliation et le filon. L'intersection correspond donc à la direction de flux (a) (pl. IX, 4, 5, 6). La mesure de l'angle entre foliation et filon, dans la région de Perivoli, montre une valeur de 15 à 35°.

Localement, ces filons peuvent présenter des plis assez lâches avec axe parallèle à (a) ou plis serrés à axe parallèle à (b).

L'étude de deux affleurements particulièrement riches en filons près de Périvoli, sur le mont Koukos, permet d'observer les relations entre les différents filons (fig. 115). L'homogénéité des observations (filon de direction N 30 et N 150, plan de foliation peu différent de la verticale et de direction N-S) permet d'accorder une certaine confiance aux mesures effectuées. Il résulte de ces valeurs que, statistiquement, les filons dont l'intersection avec la foliation s'effectue pratiquement selon la perpendiculaire à la direction de transport (I, II) sont plus nombreux que ceux d'intersection parallèle à (a) (III).

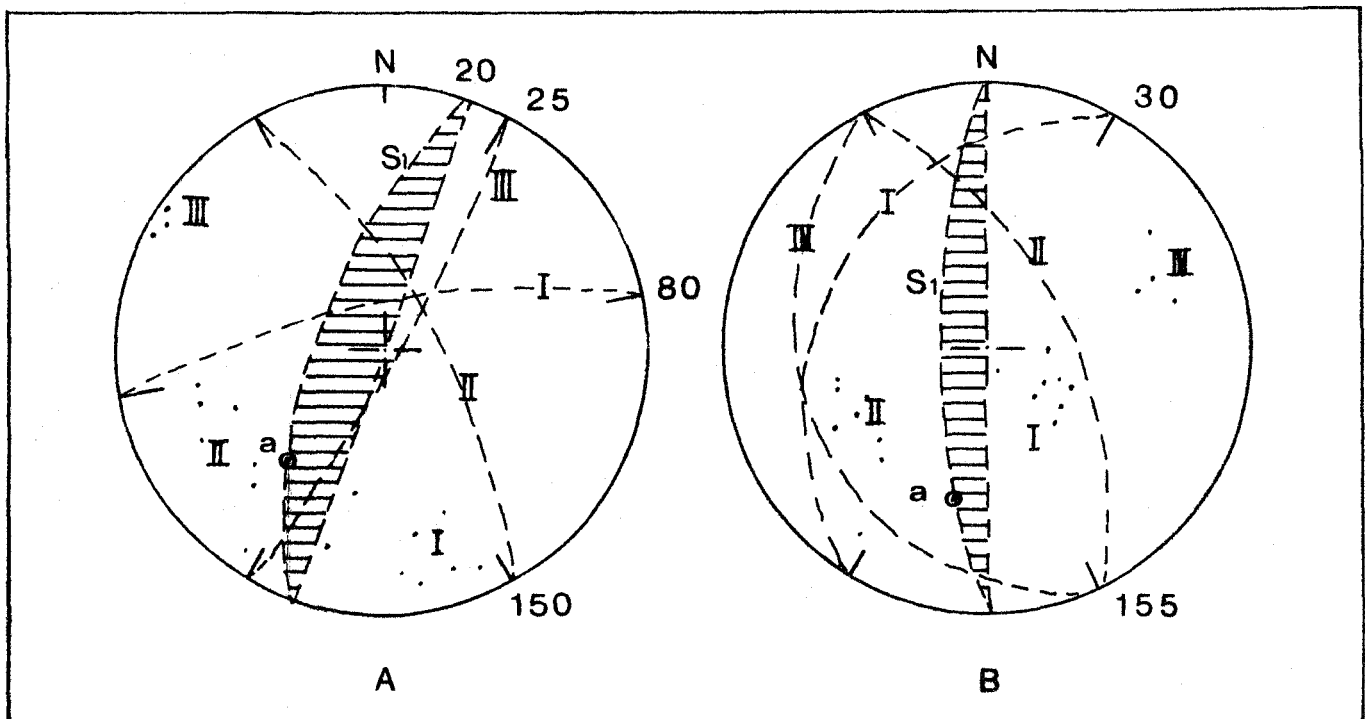


Fig. 115. - Attitude des filons gabbroïques déformés sur deux affleurements distants de 500 m (près de Perivoli - mont Koukos).

S_1 . foliation ; (a). direction de flux ; I, II. filon à intersection de type (b) avec S_1 ; III, IV. filon à intersection de type (a) avec S_1 .

Les filons d'intersection (b) constituent deux familles symétriques par rapport à la foliation (S_1) et tendent à faire un angle supérieur à 45° avec S_1 . Les filons à intersection de type (a) tendent à faire un angle inférieur à 45° avec la foliation.

En résumé, ces filons se disposent selon deux systèmes répartis en quatre familles de façon symétrique par rapport à la foliation. L'un des systèmes recoupe la

Planche IX : ATTITUDE DES FILONS DANS LES PERIDOTITES FOLIEES A PLAGIOCLASE.
(Commentaires dans le texte).

a, b. axe cinématique de déformation ; S_1 . foliation ; S_0 . rubanement ; F_1 et F_2 . filon.

En 6, 8 et 9, le trait situé en bas à gauche correspond à 1 cm.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

foliation sous un angle faible, l'intersection avec S_1 étant (sub-) parallèle à (a) ; l'autre recoupe la foliation sous un angle plus fort, l'intersection avec S_1 étant (sub-) parallèle à la perpendiculaire de la direction de transport.

Les filons perpendiculaire ou sub-perpendiculaire au plan de foliation montrent des épontes soulignées par des pyroxènes ; ces épontes présentent un aspect en dents de scie. Sur les sections orthogonales aux filons, les pyroxènes sont étirés perpendiculairement aux épontes ; l'intersection entre le plan du filon et celui de la foliation s'effectue selon la perpendiculaire à la direction de transport (fig. 116).

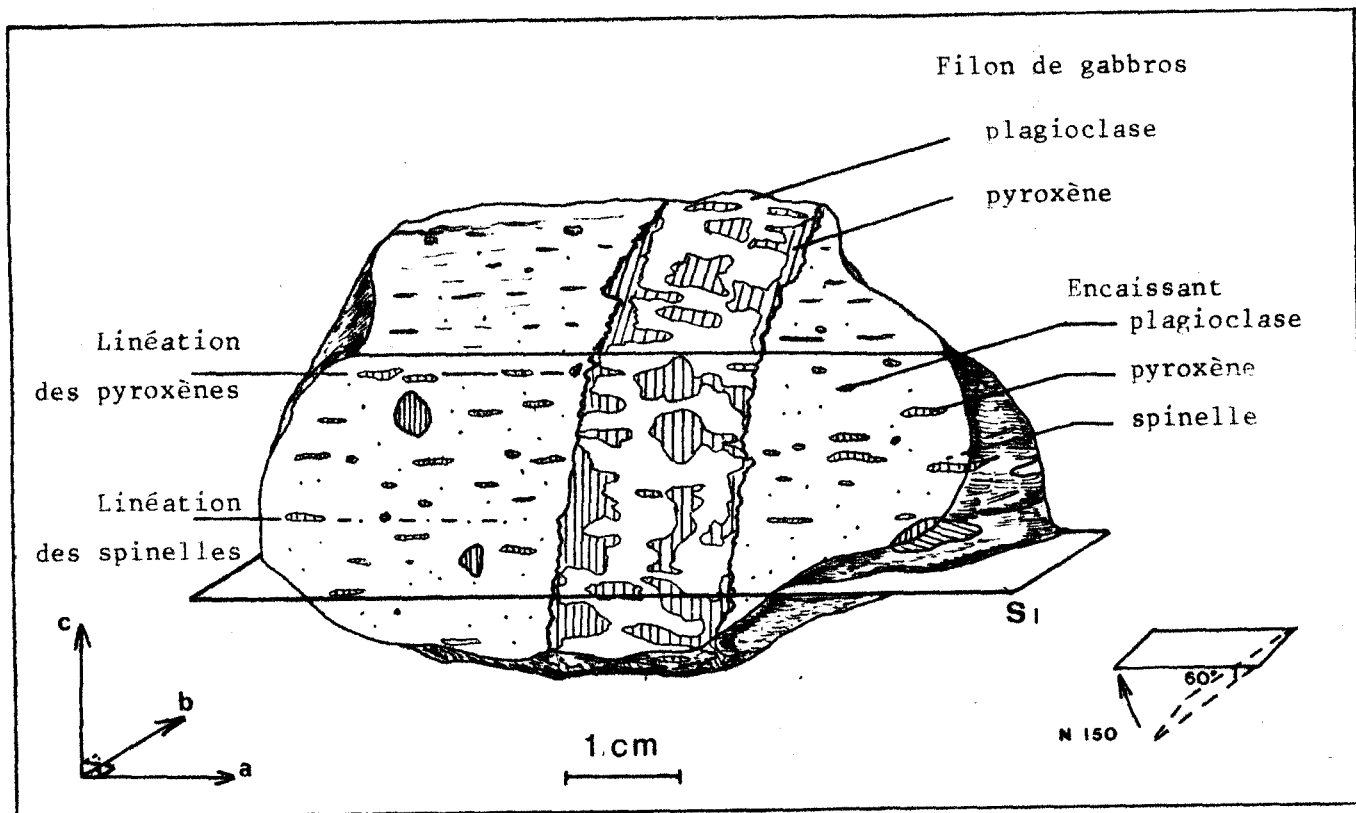


Fig. 116. - Filon de gabbro déformé sub-perpendiculaire à la foliation (S_1) et d'intersection parallèle à (b).

Les relations entre filons déformés et veines gabbroïques n'ont été observées que près de Perivoli.

D'allure assez sinueuse (fig. 117), le filon de gabbro à olivine recoupe obliquement la foliation selon la direction de transport (a). La lherzolite contient des ségrégations plagioclasiques (3) parallèles au plan de foliation (S_1), ainsi que des veines gabbroïques (2) parallèles à S_1 et au rubanement (S_0) marqué par des horizons plus riches en pyroxènes (4). Près du filon, sur une distance de 4 cm, les ségrégations plagioclasiques sont rares et il ne subsiste que des veines de composition gabbroïque, parallèles à la foliation qui se poursuivent jusqu'au filon jusqu'à s'y confondre. L'éponte du filon n'est pas très franche et l'on note des indentations de direction parallèle au plan de foliation.

Une telle disposition suggère que le filon gabbroïque pourrait résulter de la coalescence de veines gabbroïques individualisées par fusion partielle (cf. étude pétrographique) au sein de la lherzolite.

Les filons de gabbros non déformés recoupent les lherzolites à plagioclase (pl. IX 7, 8). Il s'agit de gabbros à olivine, à deux pyroxènes ou de gabbros s.s. Les affleurements étudiés montrent l'existence d'un angle de 50 à 70° entre plan de foliation et filon. Les épontes sont franches et l'on observe des variations de la taille

des cristaux (demi-centimétrique au coeur, millimétrique à la périphérie).

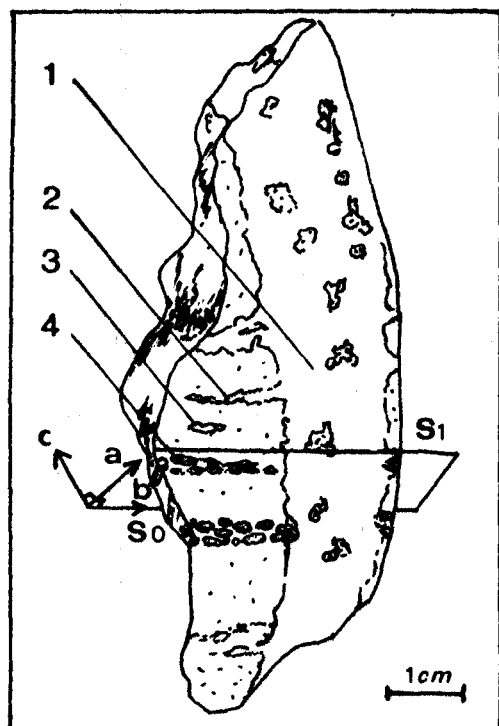


Fig. 117. - Relation entre filons et veines gabbroïques.
(Commentaire dans le texte).

Les filons doléritiques observés sont d'épaisseur demi-métrique ; ils présentent des bordures de refroidissement franches et recoupent obliquement la foliation (pl. IX, 9) et le rubanement de la lherzolite encaissante.

L'alternance péridotite-gabbro est recoupée par des zones floues riches en plagioclases qui tendent parfois à se disposer en filons à 45° du plan de foliation. L'intersection entre les plans de filons et le plan de foliation s'effectue selon la perpendiculaire à la direction de transport.

Les indices de fusion partielle dans la lherzolite déformée et le développement du système filonien gabbroïque dans ces roches suggèrent une relation de cause à effet entre ces deux phénomènes ; l'observation des relations entre les veines, les ségrégations et les filons gabbroïques déformés montrent cette filiation : le matériel issu de la fusion partielle semble se concentrer dans des plans parallèles à la foliation tandis que la collecte s'effectue par des filons qui recoupent les différents plans. L'attitude des filons évoque des processus multiples puisqu'ils sont de géométrie variable par rapport à la foliation. Les filons à intersection avec la foliation peuvent être interprétés comme des plans de détente en relation avec un cisaillement simple dans le plan de la foliation (A. NICOLAS et al., 1972) ; dans une telle optique, les filons perpendiculaires à la foliation et de plan (bc) pourraient alors être considérés comme des figures de tension. Mais ce style de comportement n'explique pas les filons à intersection (a) avec la foliation.

Une telle disposition pourrait être expliquée par le développement de fente de tension dû à un comportement différentiel du fluage selon sa direction et ne s'effectuant pas simplement selon un plan.

Les filons de gabbros non déformés qui traversent ces formations peuvent résulter de produits *per descensum* comme du résultat de la (re ?) mobilisation de matériel sous-jacent. Ces filons doléritiques peuvent correspondre soit à des filons *per descensum*, soit à des intrusions tardives, peut-être en relation avec les tectoniques précoces.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

c) Les structures majeures primaires

A l'échelle kilométrique, les structures majeures observées sont relatives aux transitions de faciès. Celles-ci peuvent être illustrées par des coupes au sein de l'ensemble péridotitique du Mèga Isoma (fig. 118).

1) Coupe du mont Koukos

Depuis le Sud de Makrirrachi vers Perivoli, on rencontre successivement du NW vers le sommet du mont Koukos au SE puis vers l'Est (fig. 119) :

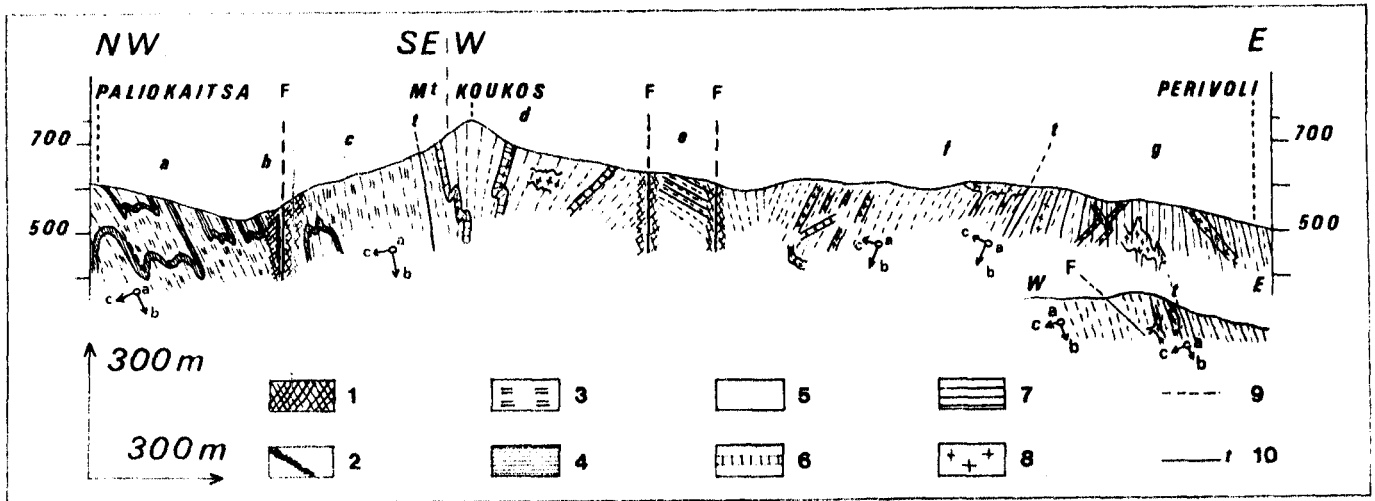


Fig. 119. - Coupe du mont Koukos (49).

1. serpentinites ; 2. serpentinites amiantifères ; 3. harzburgites ; 4. dunites ; 5. lherzolites à plagioclase ; 6. horizon pyroxénolitique ; 7. alternance péridotites-gabbros ; 8. gabbros ; 9. plan de foliation ; 10. limite d'extension de faciès, zone de transition.

- a : des péridotites foliées sans plagioclase composées de harzburgites, de dunites et de lherzolites ;
- b : des harzburgites et des dunites serpentinisées ; cette transformation est induite par la présence d'une faille ;
- c : des harzburgites d'aspect massif qui passent localement à des lherzolites ;
- d : des lherzolites à plagioclase (6 %) où la foliation est parallèle à un rubanement bien souligné par des horizons riches en pyroxènes. Vers l'Est, ces péridotites comportent davantage de plagioclases (10 %) et la teneur en pyroxène est plus élevée (25 %) ; elles sont localement recoupées par de rares filons de gabbros à deux pyroxènes sub-perpendiculaires à la foliation ;
- e : une alternance composée d'horizons décimétriques péridotitiques (dunites, dunites harzburgitiques, harzburgites, lherzolites) et d'horizons riches en plagioclase (lherzolites à plagioclase, gabbros à olivine). Son extension est limitée par des failles verticales ; plus au Sud, cet ensemble semble surmonter des lherzolites à plagioclase massives, parallèlement au plan de foliation de ces dernières ;
- f : des lherzolites à teneur en plagioclase élevée (12 %) et en clinopyroxène importante (20 %) ; elles sont recoupées par des filons de gabbros s.s. ou de gabbros à olivine. Ces derniers tendent à recouper les péridotites selon la direction de transport alors que les premiers constituent deux familles obliques

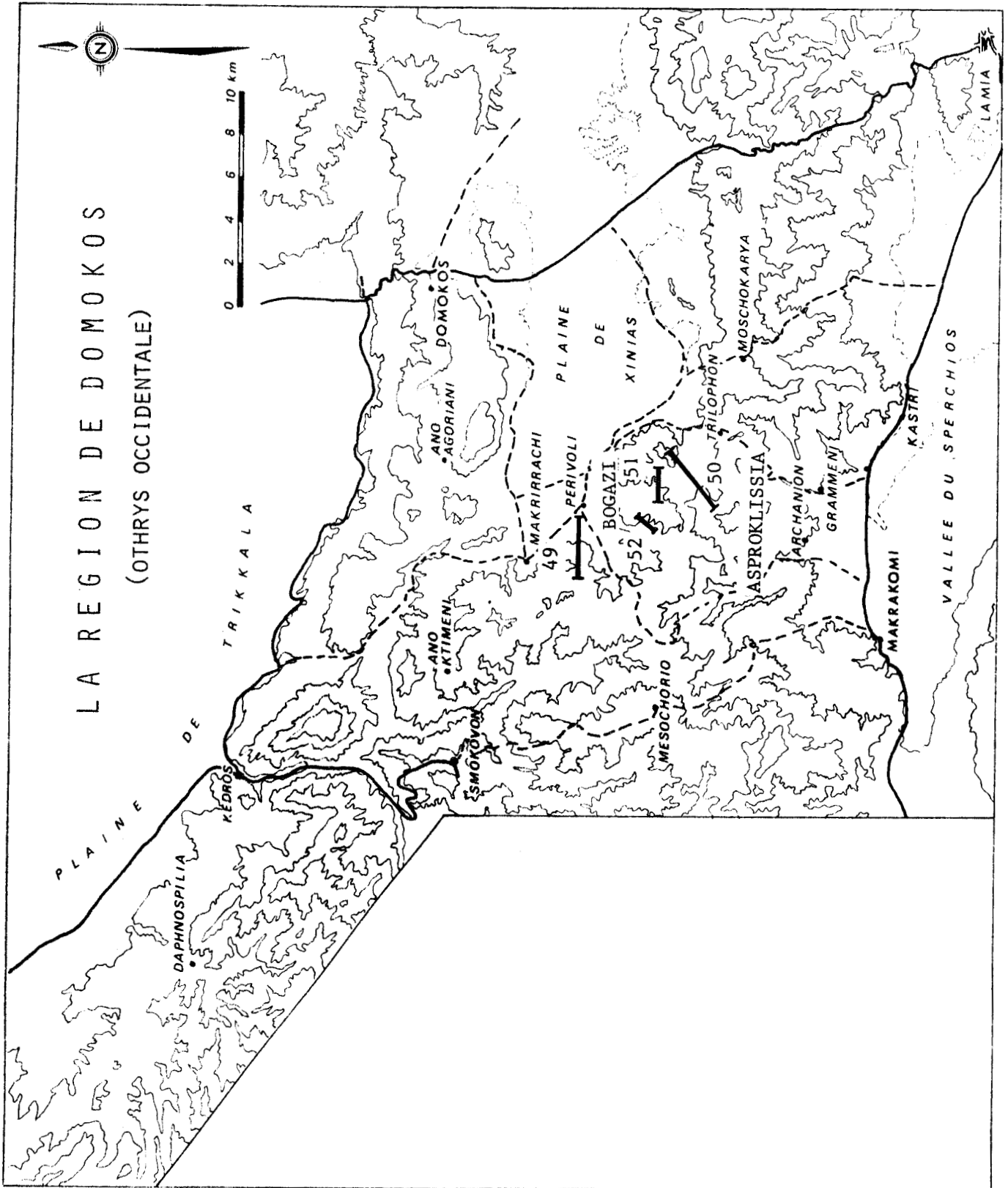


Fig. 118. - Situation géographique des coupes illustrant les relations primaires entre les différents faciès dans le massif du Mega Isoma.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

sur la foliation et le recoupe selon la perpendiculaire à la direction de flux (cf. fig. 115 A). Plus à l'Est, ces péridotites contiennent moins de plagioclase (8 %) et sont également recoupées par des filons de la même façon que précédemment (cf. fig. 115 B). Localement, ces filons semblent se rassembler pour constituer des corps gabbroïques ;

- g : une alternance d'horizons à plagioclase et d'horizons sans plagioclase (cf. e). Cet ensemble présente encore des déformations qui apparaissent plus nettement dans les horizons sans plagioclase et à orthopyroxène. Cette alternance se réalise selon des plans sub-parallèles à la foliation (angle de 15°). Plus au Nord, le long du chemin qui relie Perivoli à Makrirrachi, la transition entre faciès apparaît nettement. Les différences de pendage de la foliation et des plans d'alternance au Nord et au Sud sont redevables à la mise en place tectonique des ophiolites.

Indépendamment de la présence de failles verticales, cette coupe rend compte de certaines évolutions de la foliation ; en deux endroits, des charnières de plis à axe N-S affectant la foliation ont été observées. Faisant abstraction de ces déformations post-foliation, celle-ci apparaît alors homogène. Les observations des déformations des pyroxènes et l'étude en laboratoire d'échantillons orientés permettent de situer spatialement le trièdre des axes cinématique de déformation ; ces orientations apparaissent cohérentes.

La partie occidentale de la coupe permet d'observer le passage depuis les péridotites foliées sans plagioclase vers les péridotites foliées à plagioclase. Vers l'Est, ces dernières s'enrichissent en plagioclase et en pyroxène.

La partie orientale de la coupe montre la transition entre les lherzolites à plagioclase folié et l'alternance péridotite-gabbro. Les rapports entre les deux faciès mettent en cause l'antériorité de cette succession par rapport aux déformations dans les faciès rubanés. La prolifération des filons gabbroïques dans les lherzolites à plagioclase, leur géométrie par rapport à la foliation, leur nature pétrographique et le fait qu'ils soient déformés, conduisent à envisager l'origine magmatique des gabbros à l'issue du phénomène de fusion partielle précédemment évoqué ; les différentes observations conduisent à montrer le synchronisme entre ce phénomène et le développement des déformations.

2) Coupe du Mega Isoma

Une coupe effectuée du SW vers le NE depuis le lieu-dit Asproklissia vers le sommet du Mega Isoma, permet de rendre compte de la succession suivante au sein des faciès péridotitiques surmontant une unité tectonique de gabbros-dolérites (fig. 120) :

- a : des serpentinites et des harzburgites serpentinisées ;
- b : des harzburgites et des lherzolites massives où le plan de foliation apparaît nettement ;
- c : des lherzolites à plagioclase folié ;
- d : des harzburgites et des lherzolites (cf. b) ;
- e : des lherzolites à plagioclase ;
- f : une alternance d'horizons centimétriques, péridotitiques sans plagioclase ou à faible teneur en plagioclase et d'horizons à composition de lherzolites à plagioclase ou de gabbros à olivine ;
- g : des lherzolites à plagioclase localement affectées par une faille qui induit une serpentinitisation des faciès.

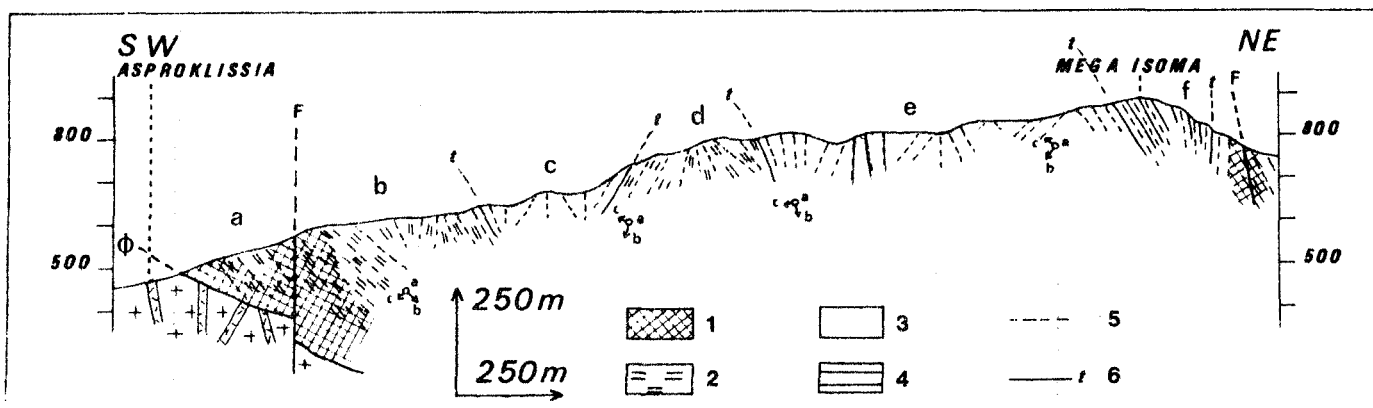


Fig. 120. - Coupe du Mega Isoma (50).

1. serpentinites ; 2. harzburgites et lherzolites ; 3. lherzolites à plagioclase ; 4. alternance gabbro-péridotite ; 5. plan de foliation ; 6. zone de transition de faciès.

Cette coupe du Mega Isoma montre le passage entre les tectonites sans plagioclase et les tectonites à plagioclase et la transition de ces dernières avec les faciès rubanés à plagioclase. L'observation de détail permet de mettre en évidence des plis métriques affectant la foliation qui seront étudiés ultérieurement. Toutefois, les orientations des trièdres d'axe cinématique de déformations déduites de l'observation des pyroxènes sur le terrain et de l'étude pétrofabrique en laboratoire sont cohérentes.

d) Les relations génétiques entre les différents faciès péridotitiques

L'étude des structures primaires permet de montrer que les divers faciès péridotitiques constituent un ensemble homogène. Les transitions de faciès semblent s'effectuer perpendiculairement à la foliation. Les relations observées suggèrent la succession normale harzburgites-dunites, lherzolites à plagioclase foliées, alternance péridotite-gabbro. Le passage des péridotites foliées sans plagioclase aux péridotites foliées à plagioclase s'effectue par un enrichissement progressif en clinopyroxène et en plagioclase tandis que le passage à l'alternance gabbro-péridotites est surtout marqué par une différence de structure (rubanement).

Les relations entre déformations et fusion partielle dans les lherzolites et l'existence d'une paragenèse anté-déformations dans les harzburgites-dunites permettent de considérer ces dernières comme des roches résiduelles et les premières comme des faciès imparfaitement appauvris. La genèse des péridotites peut être envisagée de la façon suivante : sous l'effet d'une diminution de pression des processus de fusion partielle pendant un fluage plastique conduisant à l'individualisation de gabbros dans les péridotites à plagioclase. Ce matériel initialement concentré dans des veines parallèles à la foliation est collecté par des filons (obliques à la foliation) correspondant au remplissage de fentes de tension et de plans de détente (liés au cisaillement développé lors d'un écoulement plastique non laminaire). L'appauvrissement en cette fraction gabbroïque conduit à la genèse des tectonites sans plagioclase ; postérieurement aux déformations, celles-ci, sous l'effet d'augmentations locales de température, connaissent encore des recristallisations, des phénomènes de fusion partielle (orthopyroxénolite) et des intrusions (filons de gabbros) liés à un comportement tectonique. Dans les lherzolites à plagioclase, les filons de gabbros déformés permettent de faire la relation entre les péridotites et la chambre magmatique sus-jacente.

II. LES STRUCTURES PRIMAIRES INTERNES DANS LES UNITES DE GABBROS A TEXTURE DE CUMULATS

Les structures primaires internes dans ces faciès sont susceptibles d'être indiquées par les successions de faciès, le litage et les déformations. Le litage est rarement apparent ; il ne se manifeste que dans des gabbros s.s. où les pyroxènes sont parfois individualisés selon des lits mono-minéraux. Les déformations ne conduisent pas à des structures visibles à l'échelle macroscopique. Aucune orientation préférentielle n'est visible macroscopiquement, seules les relations entre les différents faciès et les déformations peuvent être envisagées. En fait, les structures les plus évidentes correspondent aux successions de faciès.

a) La succession des différents faciès : coupe à l'Est de la vallée de Bogazi

Depuis le lieu-dit de Bogazi vers le sommet du Mega Isoma, les faciès rencontrés sont successivement, de l'Ouest vers l'Est (fig. 121) :

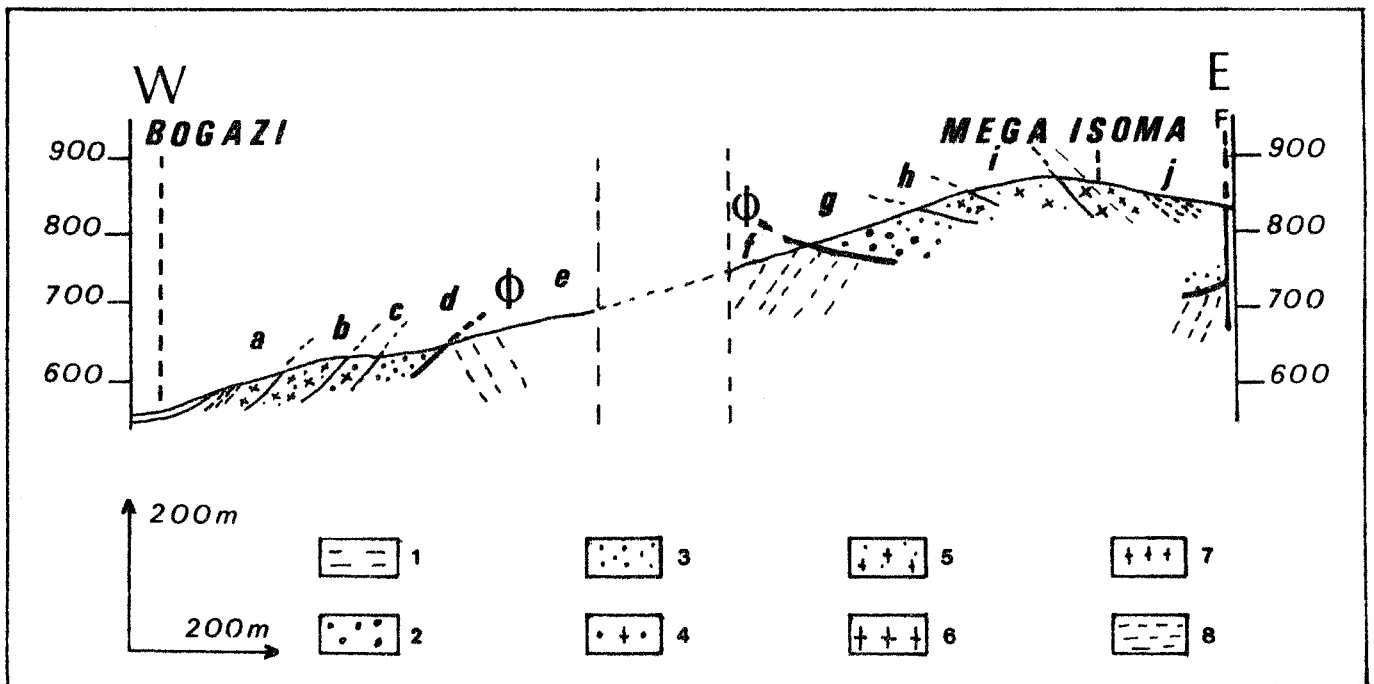


Fig. 121. - Coupe à l'Ouest du Mega Isoma (51).

1. lherzolites à plagioclase ; 2. dunites plagifères à olivine millimétrique ; 3. dunites plagifères à petites olivines ; 4. troctolites ; 5. gabbros à olivine ; 6. gabbros s.s. (cristaux centimétriques) ; 7. gabbros s.s. (grains millimétriques) ; 8. gabbros s.s. lités.

- a : un ensemble de gabbros à clinopyroxène (gabbros s.s.). On y observe des variations assez importantes de la taille des grains (du cm au 1/2 cm) et localement, ils présentent un aspect lité avec des couches mono-minérales de pyroxène ;
- b : des gabbros à olivine, à cumulus de plagioclase ;
- c : des troctolites (Cpx 5 %) ; l'olivine est abondante et le faciès présente des textures de type hétéradcumulat ;
- d : des dunites plagifères à cumulus d'olivine et d'opaques et intercumulus de plagioclase totalement isotropisées (orthocumulat) ;
- e : des lherzolites à plagioclase où le plan de foliation plonge vers l'Est de 60°.

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - STRUCTURES PRIMAIRES

Après un kilomètre où n'affleurent que des péridotites, on observe vers l'Est :

- f : des lherzolites à plagioclase dont le plan de foliation plonge vers le SW de 60° ;
- g : des dunites plagifères où les olivines automorphes sont de taille millimétrique et passent vers l'Est à des tailles plus petites ;
- h : des troctolites (CPX 5 %) comparables aux précédentes (c) ;
- i : des gabbros à olivine (10 % olivine) rappelant les faciès (b) ;
- j : des gabbros à clinopyroxène (gabbros *s.s.*) où les variations importantes de la taille des grains semblent s'effectuer parallèlement au litage fruste. Localement, au sein des gabbros à gros grains, on observe des gabbros à deux pyroxènes.

La succession est interrompue par une faille verticale ; au Sud, les dunites plagifères à petites olivines succèdent directement aux péridotites.

Cette coupe montre l'indépendance des faciès gabbroïques par rapport aux péridotites ; les cumulats reposent de façon tectonique sur les péridotites. Au sein des gabbros, la succession de faciès semble s'effectuer normalement depuis la base des unités avec les faciès à olivine vers le sommet avec les gabbros *s.s.*

b) La succession des différents faciès et les traces de déformations primaires

Une coupe effectuée à l'extrémité méridionale de la vallée de Bogazi permet d'observer une succession de faciès analogues aux précédents depuis le Sud vers le Nord (fig. 122).

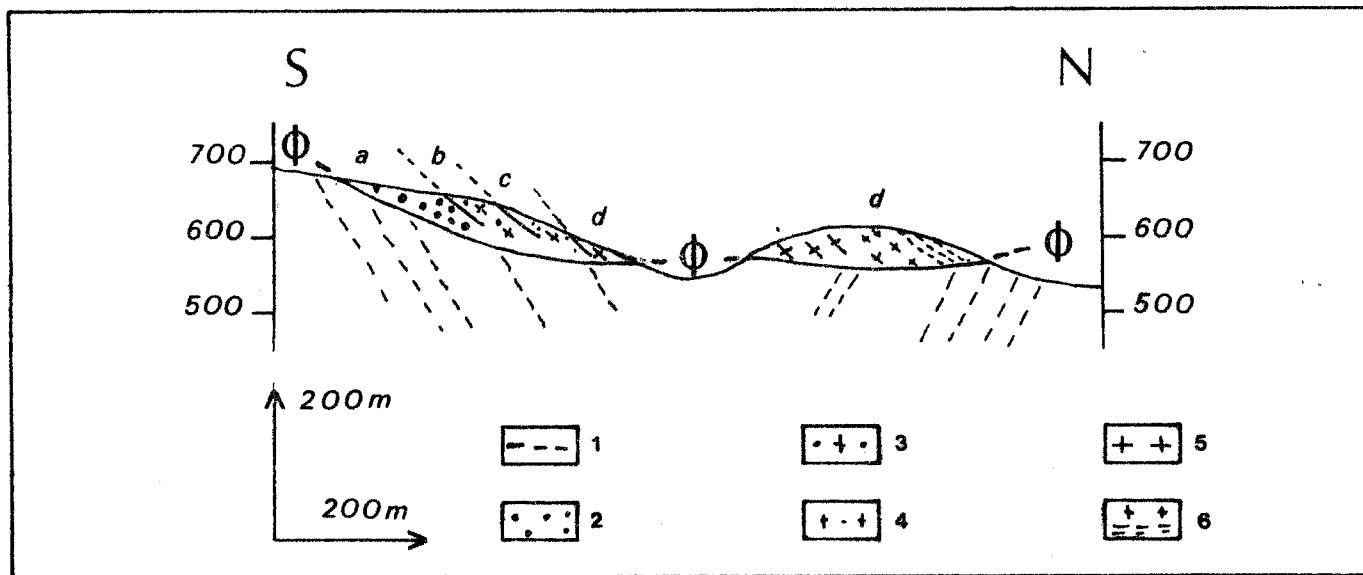


Fig. 122. - Coupe au Sud de la vallée de Bogazi (52).

1. lherzolites à plagioclase ; 2. dunites plagifères ; 3. troctolites ; 4. gabbros à olivine ; 5. gabbros *s.s.* à cristaux centimétriques ; 6. gabbros *s.s.* à cristaux demi-centimétriques et à litage fruste.

Les dunites plagifères (a), les troctolites (b) et les gabbros à olivine (c) présentent des traces de déformation alors que les gabbros *s.s.* n'en présentent pas.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Sur cette coupe, la transition entre les faciès déformés et ceux non déformés apparaît graduelle à la fois du point de vue pétrologique et du point de vue structurale. L'évolution entre les divers faciès s'effectue par variation des phases cumulus et post-cumulus. L'olivine, cumulus dans les dunités plagifères, joue un rôle adcumulus dans les gabbros à olivine. Le pyroxène constitue une phase réactionnelle peu abondante dans les dunités plagifères et une phase post-cumulus dans les gabbros à olivine et gabbros *s.s.* Le plagioclase, inter-cumulus dans la dunite, correspond à la phase cumulus dans les gabbros *s.s.* les plus évolués.

Alors que les gabbros à clinopyroxène ne sont pas déformés, les déformations des olivines dans les dunités plagifères indiquent que ces déformations, accompagnées de recristallisation, ont eu lieu postérieurement à la formation des dunités, jusqu'au moment de l'individualisation des gabbros *s.s.* sans toutefois les atteindre. Ces faits suggèrent donc que les déformations n'ont atteint qu'une partie de la chambre où se sont déroulés les phénomènes cumulitiques.

c) Conclusions

La succession des différents faciès de gabbros à texture adcumulat correspond à une évolution de phase des différentes espèces minérales et rend compte d'une évolution magmatique sans grands apports. Ces gabbros sont disposés au sein d'une unité tectonique apparemment sans relation directe avec les péridotites qu'elle surmonte. Dans cette unité, la succession de faciès s'effectue normalement depuis le bas vers le haut ; la nature et l'extension des faciès déformés montrent que les déformations n'ont atteint qu'une partie restreinte de la chambre magmatique.

III. LES STRUCTURES PRIMAIRES INTERNES AU SEIN DES UNITES DE GABBROS-DOLERITES

Deux guides sont susceptibles de permettre le décodage des structures primaires internes au sein de cet ensemble. Il s'agit d'une part des différents faciès et de leur extension et d'autre part de l'orientation des filons.

a) L'extension des différents faciès

Ainsi que nous le verrons par la suite lors des structures liées à la tectonisation, ces unités se répartissent en deux ensembles : l'ensemble septentrional d'Agoriani et l'ensemble NE-SW de Domokos-Archanion.

1) L'ensemble d'Agoriani

L'évolution de la taille du grain (du cm au mm), des textures ophitique à intersertale, des faciès de gabbros *s.s.* à des diabases depuis la base de l'unité à l'Ouest vers son sommet à l'Est, indiquent une évolution et une polarité normale de l'unité.

2) L'ensemble de Domokos-Archanion

Compte tenu de la dispersion apparente des différents affleurements, il est assez délicat d'envisager les rapports et l'extension des faciès en synthétisant sur une coupe générale.

Les affleurements situés entre 300 et 400 m d'altitude (Archanion-Asproklissia) comportent des gabbros à texture grenue à doléritique de type ophitique correspondant à des ortho-cumulats ou des adcumulats plagioclasiques. Entre 400 et 500 m d'altitude, il s'agit de dolérites massives ou filoniennes parfois à olivines relictuelles. De 500 à 600 m (Domokos et Trilofon), ce sont surtout des dolérites et des diabases filoniennes. Au-delà de 600 m, les affleurements comportent encore ces faciès mais on note un important ensemble de dykes de roches effusives, des coulées ainsi que des faciès à débit en coussins.

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - STRUCTURES PRIMAIRES

Compte tenu de l'appartenance de ces affleurements à une même unité tectonique et de la position structurale de cette dernière, il résulte de ces observations que la polarité de cette unité est normale.

b) Les dykes

1) Les attitudes

Les différents affleurements de gabbros-dolérites comportent des dykes dont l'attitude varie selon les secteurs.

Près de Domokos, les mesures effectuées sont trop peu nombreuses pour être traitées par stéréographie ; toutefois, d'une façon générale, leurs épontes possèdent une direction N 90-110 et plongent vers le NE.

Près de Trilofon, leur direction est N 80 et pendent vers le SSE (fig. 123 A). Au lieu-dit Asproklissia, de direction N 155, leurs épontes montrent un pendage vers le SW (fig. 123 B). Près d'Archanion, ils ont une direction N 50 et pendent vers le NE (fig. 123 C).

Le traitement statistique de toutes ces valeurs (fig. 123 D) met en évidence deux attitudes principales : des dykes de direction N 60 et à plongement soit vers le NW, soit vers le SE et des dykes de direction N 150 au plongement vers le SW.

2) Les relations entre les dykes

Ces relations ont été observées entre les dykes de nature effusive. Que ce soit près de Trilofon ou d'Archanion, ils sont associés en familles parallèles (fig. 124 A, C). L'observation de détail permet d'identifier des familles de chronologie différente. Ainsi près d'Archanion (fig. 124 B), deux générations sont visibles : l'une à pendage vers le NE recoupe une famille de dykes verticaux avec un angle de 45°. Près de Trilofon, trois générations sont représentées : des dykes de direction N 75 recouperont des dykes N 50 à plongement vers le NW ; un troisième dyke d'attitude semblable aux premiers recoupe la seconde génération (fig. 124 D).

c) Significations

Les différentes attitudes des dykes observés dans les divers affleurements peuvent correspondre aux résultats de déformations plicatives ou à des directions originelles principales d'intrusions. Pour obtenir les directions reconnues, une déformation plicative semble peu probable. Il résulte donc que ces attitudes majeures correspondent à des directions d'intrusions primaires ainsi que semblent le montrer les associations des différentes familles.

L'étude par affleurement montre en réalité que si les dykes sont statistiquement disposés préférentiellement selon une direction, il existe deux familles répondant à cette direction et faisant entre elles un angle de 45 à 60°. L'une de ces familles est généralement mieux développée et recoupe la famille associée. Les faits de terrain indiquent que les dykes sont associés selon des familles de plans parallèles ; ceci suggère que les intrusions se sont effectuées selon des plans de fractures induits par des phénomènes distensifs lors de tectoniques précoces antérieures et synchrones à la mise en place des laves. Tenant compte de cette hypothèse et des faits précédents, il apparaît alors délicat de juger de la verticalité initiale des dykes, ceux-ci ayant pu tout aussi bien disposer de systèmes de fractures correspondant à des joints de cisaillement ou des joints conjugués.

Près de Trilofon, trois générations de dykes ont pu être identifiées ; l'attitude des différentes intrusions et leur ordre chronologique relatif indiquent que la dernière génération s'est effectuée parallèlement à la première. Ces faits et les considérations précédentes indiquent que la mise en place de ces laves est répétitive

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

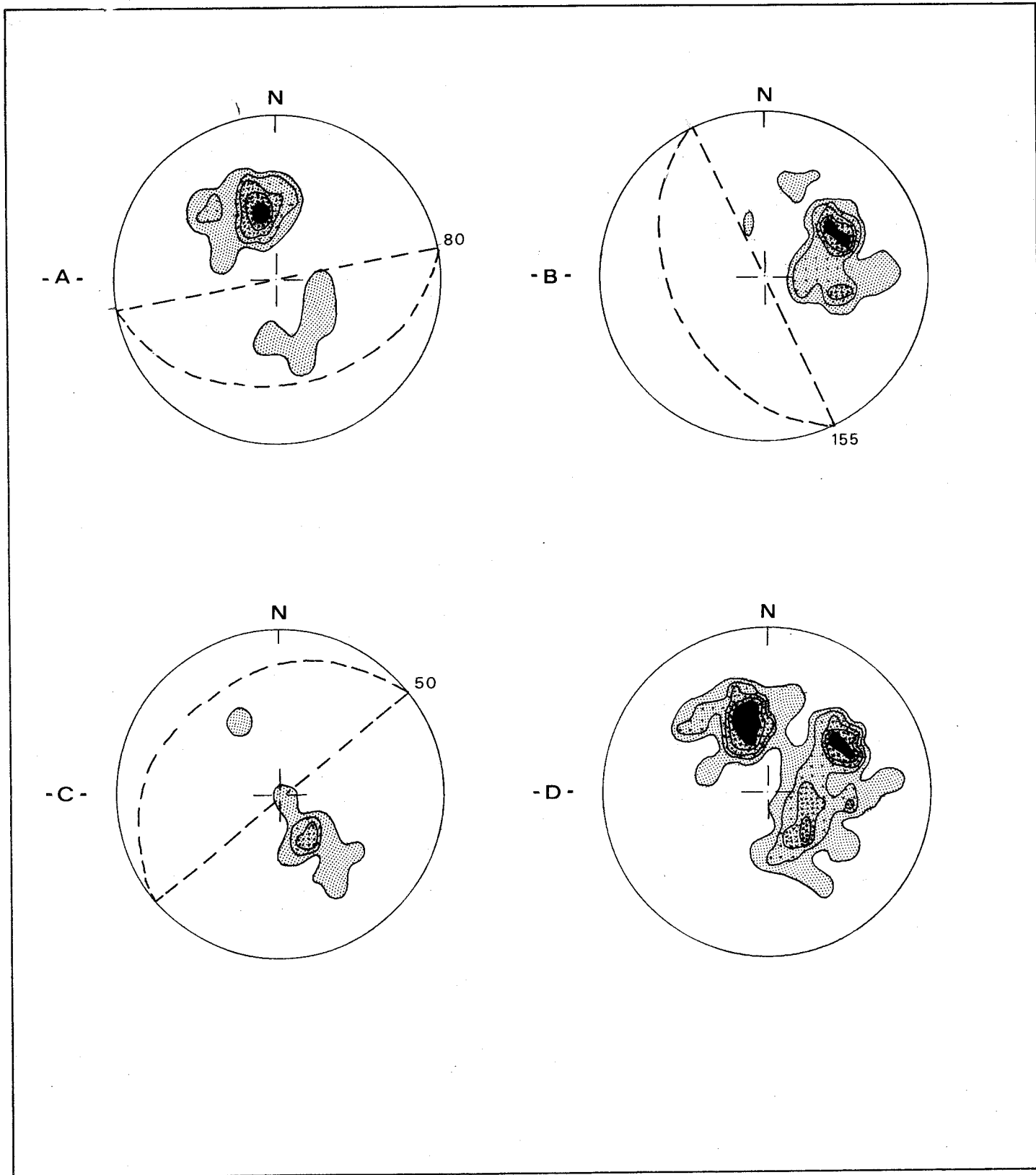


Fig. 123. - Attitude des dykes effusifs dans l'unité des gabbros-dolérites d'Asproklissia-Domokos (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, zone d'isoconcentration 1, 2, 3, 4, 5 et supérieur à 5 %). Pôles des plans des épontes.

A. secteur de Trilofon, 23 mesures ; B. secteur d'Asproklissia, 19 mesures ; C. secteur d'Archanion, 17 mesures ; D. totalité des mesures.

BUS
LILLE

et étroitement dépendante d'un réseau de fissures créé dans l'encaissant doléritique, antérieurement aux intrusions, sous l'effet de tectoniques précoces polyphasées.

IV. LES STRUCTURES PRIMAIRES INTERNES DES SERIES EFFUSIVES

Les seuls critères susceptibles de permettre la recherche des structures primaires internes dans cet ensemble correspondent à la forme et au débit des coulées.

L'ensemble effusif associé à l'assemblage ophiolitique affleure essentiellement dans le secteur SE du terrain considéré ; il est affecté d'un réseau de failles qui, ayant joué en horst ou graben, permet d'en observer le soubassement tectonique. Il n'est guère possible d'effectuer une coupe présentant les divers faciès effusifs observés. Néanmoins, divers horizons sont observables :

- des coulées à débit en coussins, à matrice peu abondante. Ce sont des pillow de taille demi-métrique dont la polarité relevée en divers points montre une orientation normale. Localement, cet empilement est traversé de dykes sub-verticaux de nature doléritique ou diabasique ;

- des coulées à débit en coussins et en coussins volumineux. Il s'agit d'un empilement de coussins admettant localement une matrice riche, de nature radiolaritique, où s'intercalent des coulées d'épaisseur métrique dont les extrémités semblent se digiter pour constituer des coussins. Ces débits sont observables le long du chemin qui conduit de Moschokarya vers la gare de Karya ;

- des coulées peu épaisses (3 à 4 m) alternant avec des niveaux radiolaritiques. Au cœur des coulées, la roche effusive possède une texture de type intersertale mais la composition minéralogique est semblable à celle des coussins. Ces faciès sont bien représentés sur le versant du Koromilorachi.

Compte tenu de la position structurale de l'unité et des polarités relevées, ces faciès se succèdent du bas vers le haut et montrent une polarité normale de l'ensemble effusif.

V. CONCLUSION : EDIFICATION ET ORIGINE DU SYSTEME OPHIOLITIQUE D'OTHRYS OCCIDENTALE

L'étude des structures primaires internes permet de montrer que la succession ophiolitique d'Othrys est comparable aux successions classiques des systèmes ophiolitiques (T. JUTEAU et al., 1973 ; J. TERRY, 1974). Son originalité est marquée par la présence simultanée de harzburgites-dunités et de lherzolites. Leurs caractéristiques structurales montrent que la genèse des péridotites sans plagioclase est liée aux lherzolites à plagioclase.

Ainsi que l'ont proposé certains auteurs (A. NICOLAS et E.D. JACKSON, 1971 ; G. HIMMELBERG et R.A. LONEY, 1973), les lherzolites à plagioclase sont susceptibles de représenter le matériel primaire du manteau (conditions de pression et de température nécessaires au type de fabrication observée) tandis que les harzburgites foliées correspondraient au matériel mantélique appauvri à l'issue des processus de fusion partielle. La concordance des structures majeures (foliation) et leur homogénéité (abstraction faite des déformations liées à la tectonique alpine) conduisent à envisager un processus générateur dynamique qui peut être rapproché des modèles de fonctionnement de "dorsales océaniques" proposés par T. JUTEAU et A. NICOLAS (*op. cit.*) ; la collecte des produits de fusion partielle s'effectue par des mécanismes qui doivent être mis en relation avec le processus dynamique.

Toutefois, en tant que résidu solide de fusion partielle, les restites devraient être homogènes, même à vitesse d'expansion variable (Y. BOTTINGA et C.J. ALLEGRE, 1973 ; Y. BOTTINGA, 1974) ; l'existence d'une alternance dunités-harzburgites avec des spinelles alignés et les structures magmatiques reliques des chromitites peuvent alors indiquer que certaines tectonites correspondent à d'anciens cumulats déformés.

La genèse des cumulats s'effectue par sédimentation magmatique sans apport continu ; seule une partie de la chambre où ils se sont individualisés a été soumise à des déformations. Ceci peut être interprété comme un effet de dynamisme de mise en place du système ophiolitique.

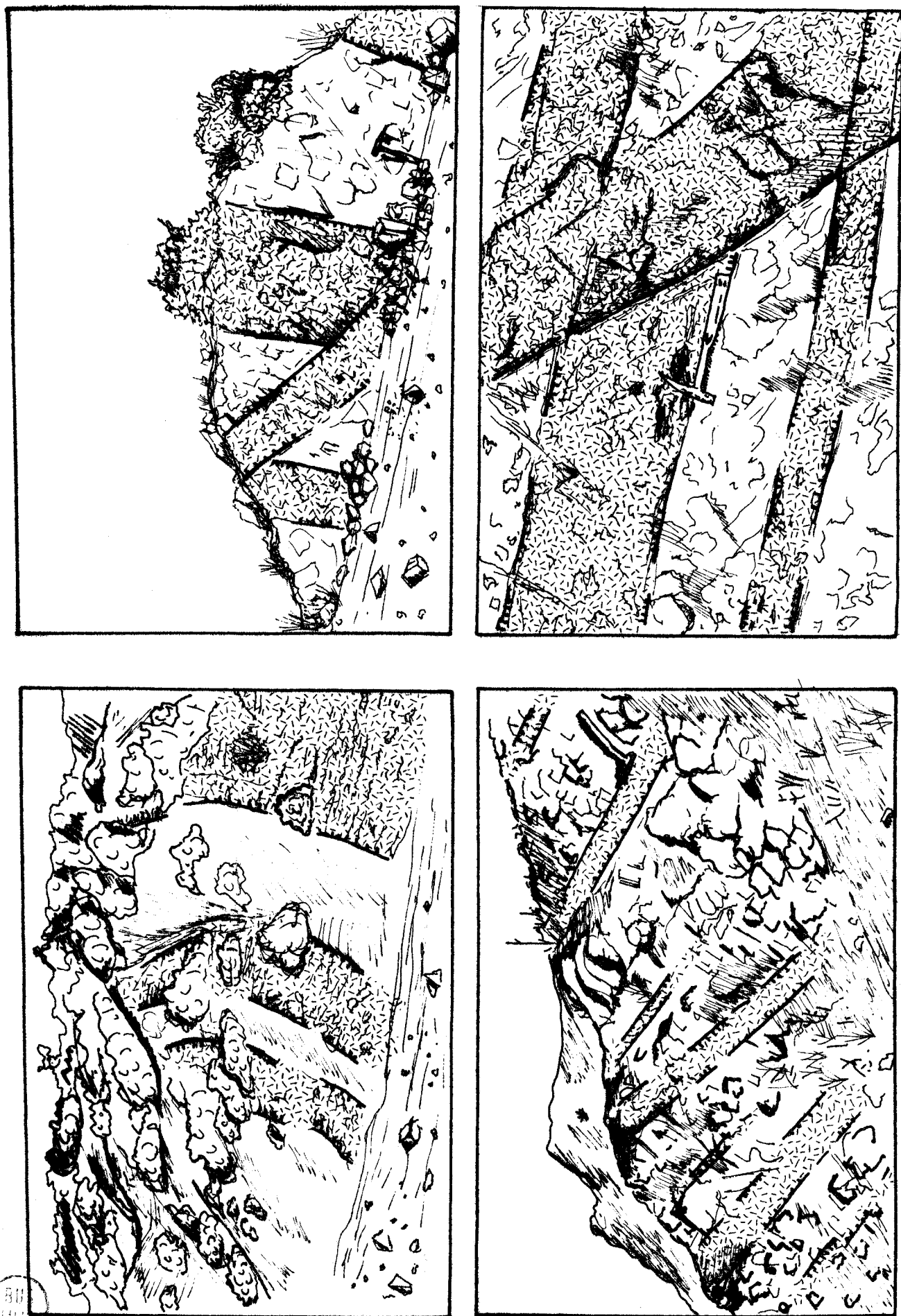


Fig. 124. - Relation entre les dykes effusifs dans les gabbros-dolérïtes.

Archanion : 1. dykes parallèles ; 2. dykes parallèles et dykes sécants. Trilofon : 3. dykes parallèles. ; 4. dykes parallèles et sécants.

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

La transition entre les cumulats et l'ensemble doléritique n'est pas observable, pourtant, des textures cumulitiques montrent que localement des chambre magmatiques ont existé lors de l'individualisation des gabbros-dolérites. Après refroidissement, ces dernières ont été traversées par des dykes effusifs ; les intrusions se sont effectuées préférentiellement selon des discontinuités créées par la dynamique de mise en place.

L'ensemble effusif montre une mise en place aquatique polyphasée accompagnée d'une faible sédimentation, à des profondeurs sans doute importantes (faible dégazage, géode centrale).

Partant de l'origine océanique des ophiolites, la comparaison de divers massifs ophiolitiques méditerranéens a conduit (A. NICOLAS et E.D. JACKSON, 1972 ; G. ROCCI et al., 1975) à la séparation d'une province orientale de type harzburgitique et à enrichissement en silice (tendance Bowen) et d'une province occidentale de type lherzolitique à enrichissement en fer (tendance Fenner) qui correspondraient à des significations géotectoniques différentes.

Les ophiolites d'Othrys apparaissent comme intermédiaires entre ces deux ensembles : présence simultanée de harzburgites et de lherzolites, nature troctolitique de la base des cumulats, importance limitée de "dyke complexe", nature pélagique de la série de Kaitsa. Elles pourraient constituer l'un des points de jonction des deux provinces téthysiennes dont la limite s'effectue en Grèce et en Yougoslavie (d'après G. ROCCI et al., 1975).

La position géotectonique du secteur océanique représenté par les ophiolites d'Othrys apparaît délicate. Si l'interprétation d'un océan jeune peu différencié est possible (M.A. MENZIES et M.C. ALLEN, 1974), on se doit de remarquer l'existence de lherzolites à texture cataclastique au sein d'océans matures actuels comme l'Atlantique (L.E. TILLEY et J.V.P. LONEY, 1967 ; E. BONATTI, J. HONNOREZ et G. FERRARA, 1970).

CHAPITRE VI : LES STRUCTURES INTERNES LIEES A LA MISE EN PLACE TECTONIQUE DES OPHIOLITES

Introduction : présentation des dispositifs structuraux des ophiolites d'Othrys occidentale

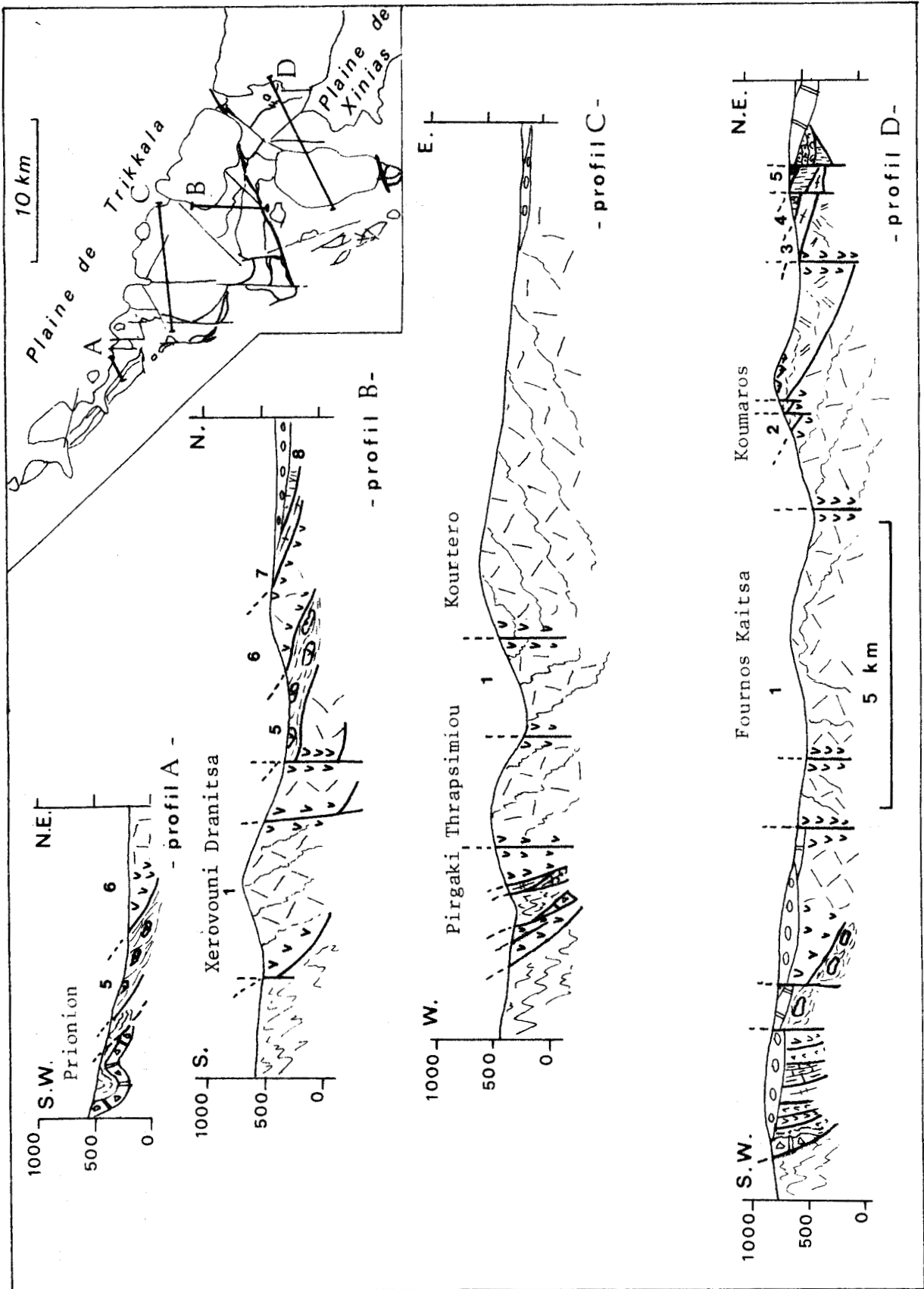
L'originalité structurale des ophiolites d'Othrys consiste en ce qu'elles sont composées d'une superposition d'unités tectoniques. L'ensemble des informations qui seront détaillées par la suite a été reporté sur deux planches (fig. 125 I et II).

Au Nord du secteur (fig. 125 I), les coupes les plus significatives sont les profils B et D qui montrent des superpositions tectoniques d'unités ophiolitiques conformes par rapport à la reconstitution pétrogénétique ; les répétitions tectoniques d'âge tertiaire peuvent conduire à des intercalations de complexe chaotique à éléments ophiolitiques (B).

Au Sud du secteur (fig. 125 II), entre Xynias et Sperchios, le profil B illustre particulièrement bien les structures de type inverse (d'âge anté-crétacé supérieur) par rapport aux reconstitutions pétrogénétiques ; le complexe chaotique n'a pas été observé dans ce secteur.

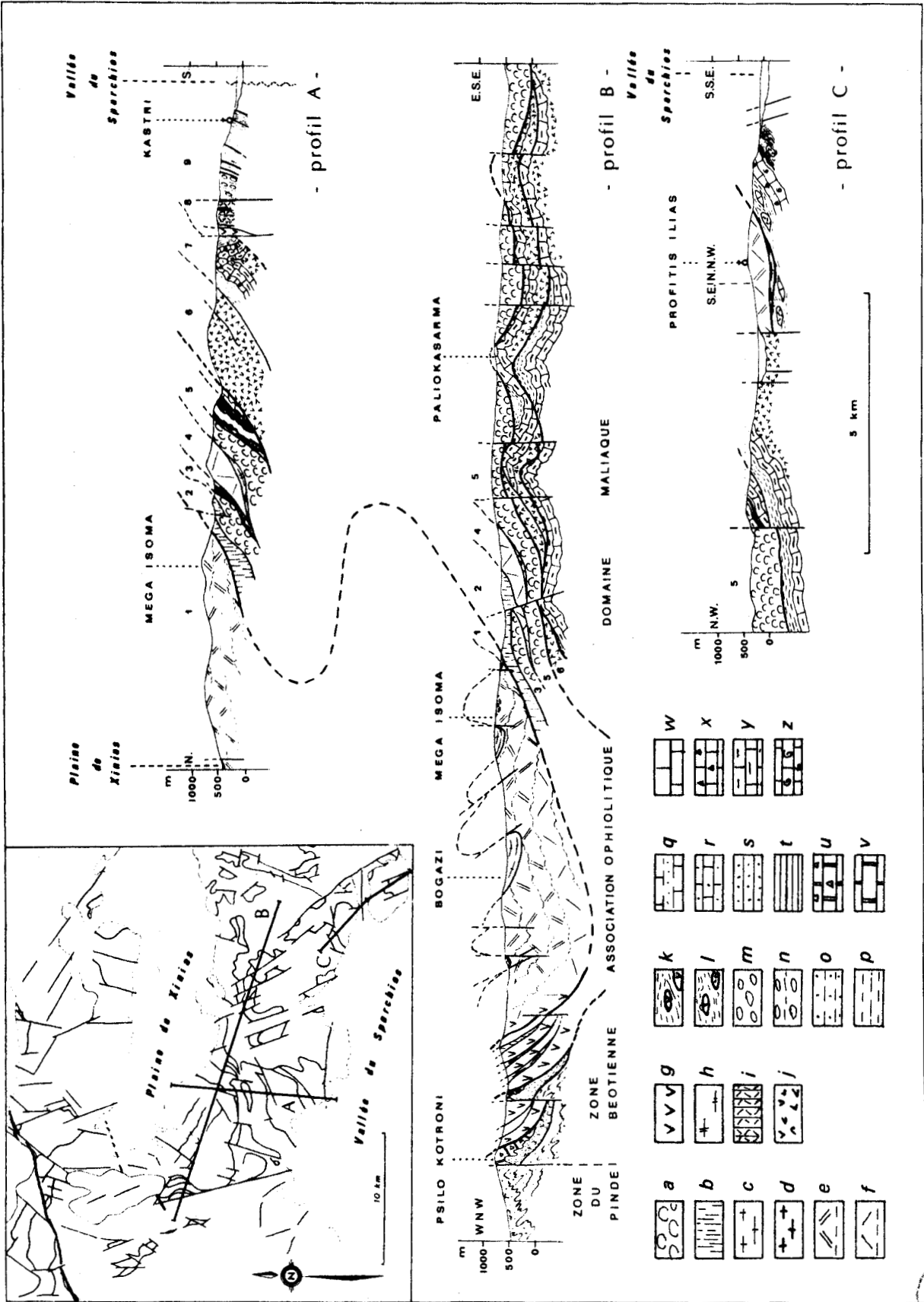
L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale est superposé tectoniquement sur les séries des zones externes et sur les séries des zones internes. Cette position résulte de la tectonique qui a présidé à l'élaboration du rameau dinarique de la chaîne alpine. Au sein de l'ensemble ophiolitique d'Othrys, cette tectonique s'est traduite par des déformations d'ordre et de style différents ; il s'agit à la fois de déformations souples plicatives, de déformations tangentielles et de déformations cassantes.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



AMS
LILLE

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE



BUS LILLE

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

Fig. 125 I. - Structures intra-ophiolitiques au Nord Ouest du Mega Isoma : dispositif tectonique conforme.

A. profil au Nord du Prionion ; B. profil du Pargaki Thrapsimiou vers Anavra ; C. profil au NW du Katachloron ; D. profil du Fournos Kaitsa à Ano Agoriani.
1. unité harzburgitique (Fournos Kaitsa, Xerovouni Dranitsa, Katachloron) ; 2. unité lherzolitique et faciès associés (Mega Isoma, Koumaros, Platia Rachi Agoriani) ; 3. unité des gabbros d'Agoriani ; 4. unité gabbro-doléritique d'Agoriani ; 5. unité du complexe chaotique à éléments ophiolitiques d'Agoriani ; 6. unité harzburgitique du Katsichorachi et du Prionion ; 7. unité des gabbros d'Anavra ; 8. unité gabbro-doléritique d'Anavra.

Fig. 125 II. - Structures intra-ophiolitiques au Sud Est du Mega Isoma : dispositif tectonique inverse.

A. profil de Mega Isoma à Kastri ; B. profil du Psilokotroni vers Andinitza ; C. profil de Profitis Ilias (Lamia).
1. unité péridotitique (harzburgites et lherzolites) du Mega Isoma ; 2. système gabbro-doléritique d'Asproklissia-Domokos ; 3. et 5. unité effusive de Fourca ; 4. harzburgites de Trilofon-Metalleion ; 6, 7, 8 et 9. unités triasico-jurassiques internes.

Légende lithologique :

Roches éruptives : a. pillow-lavas (Fourca) ; b. système gabbro-doléritique ; c. cumulats magmatiques ; d. péridotites à veines gabbroïques ; e. lherzolites à plagioclase ; f. harzburgites ; g. serpentinites ; h. amphibolites ; i. diabases et dolérites (Kastri) ; j. pillow-lavas à vésicules de calcite (Ladinien) ;

Roches sédimentaires : k. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; l. complexe olistolitique ; m. molasse (Oligo-Miocène) ; n. conglomérat de Kastri (Triasico-Jurassique ?) ; o. grès ; p. pélites ; q. alternance grès-pélites-calcaires (flysch béotien Ti-Cr) ; r. série détritique de Kaitsa (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ?) ; s. alternance grès-pélites (flyschs tertiaires) ; t. jaspes à Radiolaires ; u. calcaires bréchiques du Thimiama (Crétacé supérieur) v. calcaire à Rudistes transgressif (Crétacé supérieur) ; w. calcaires néritiques (Trias moyen à Jurassique supérieur ?) ; x. calcaires microbréchiques (Jurassique supérieur) ; y. calcaires siliceux (Carnien-Norien) ; z. ammonitico-rosso (Ladinien-Carnien).

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

I. LES DEFORMATIONS TANGENTIELLES

Celles-ci sont marquées par des failles inverses et par des contacts anormaux qui ont conduit à la superposition d'unités tectoniques.

a) Les superpositions tectoniques intra-ophiolitiques

Ces superpositions sont observables sur le terrain d'une part en raison de la nature différente des unités tectoniques qui les concerne et d'autre part, grâce aux propriétés structurales différentes de ces mêmes unités tectoniques. Elles peuvent être illustrées par différentes coupes montrant les relations structurales entre différents termes du système ophiolitique (fig. 126).

1) Les superpositions de type normal

Ces superpositions mettent en cause différents horizons lithologiques.

11) Péridotites et cumulats : profils à l'Ouest du Mega Isoma

Deux coupes effectuées à l'Ouest et au sommet du Mega Isoma permettent de reconstituer les successions suivantes (fig. 127) :

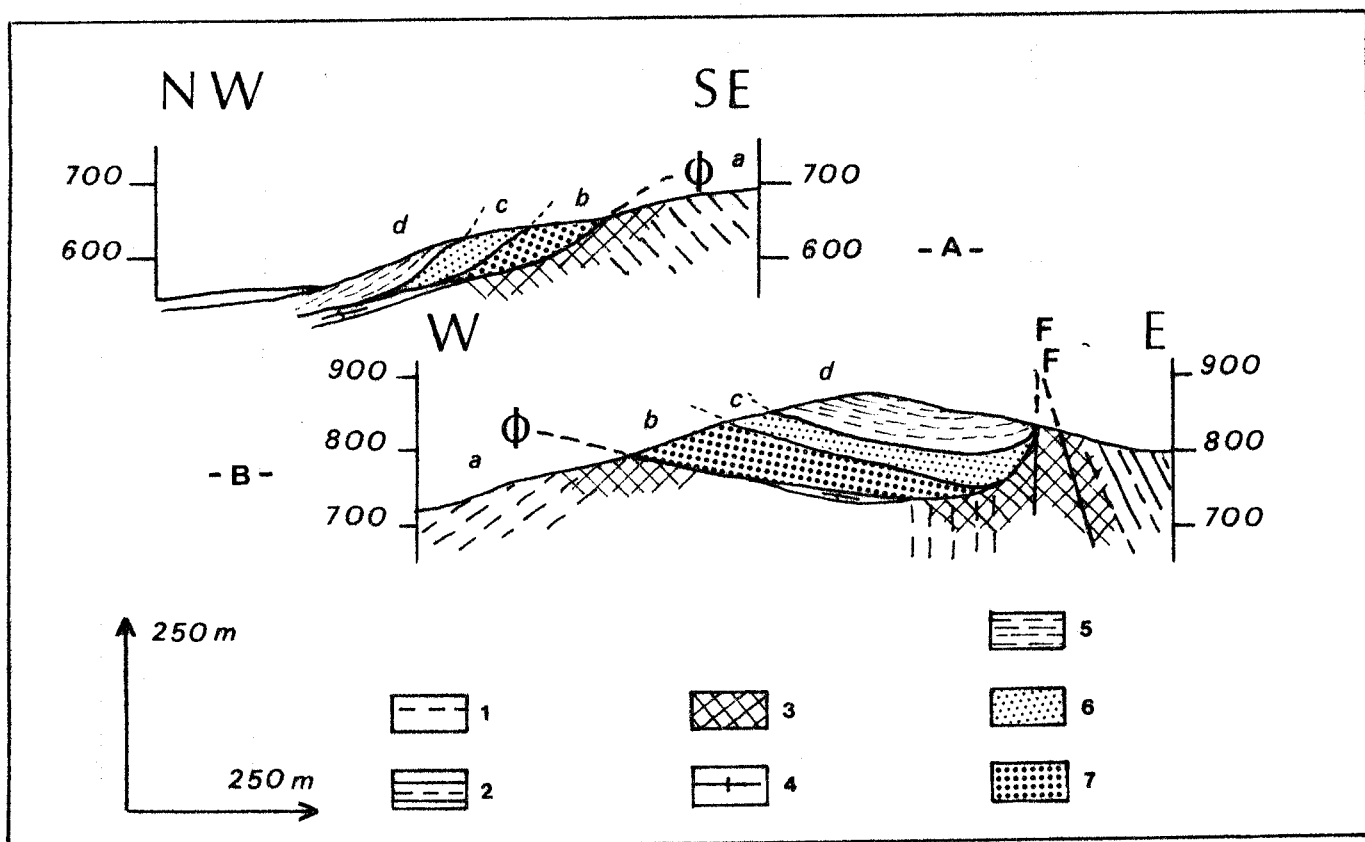


Fig. 127. - Coupe à l'Ouest (A) et au sommet (B) du Mega Isoma.

(A. coupe 53 ; B. coupe 54).

1. lherzolites à plagioclase ; 2. alternance péridotites-gabbros ; 3. serpentinites ; 4. amphibolites ; 5. gabbros à clinopyroxène (à gros cristaux, à cristaux millimétriques ou lités) ; 6. gabbros à olivines et troctolites ; 7. dunités plagifères.

- a : des péridotites foliées à plagioclase (lherzolites) ;

- b : des dunités plagifères ;

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

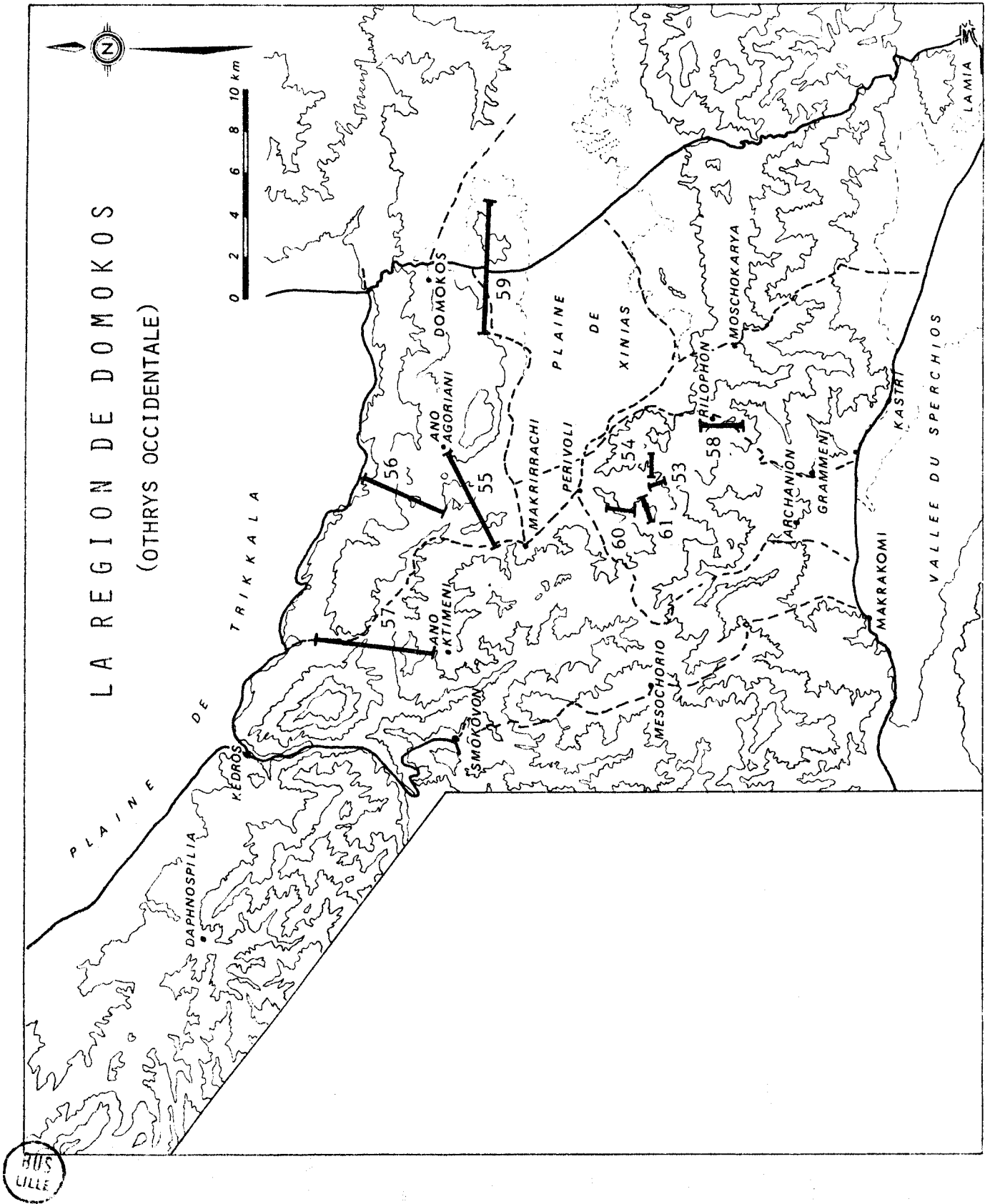


Fig. 126. - Localisation des coupes illustrant les emplacements tectoniques orogéniques.

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

- c : des gabbros à olivines et troctolites ;
- d : des gabbros à clinopyroxène (gabbros s.s.).

Les différences d'orientations structurales (succession des faciès gabbroïques et foliation des péridotites), la présence locale d'amphibolites et la serpentinisation importante des péridotites montrent la présence d'un contact anormal séparant l'unité des gabbros des péridotites. Les structures internes, précédemment étudiées (cf. coupes 51 et 52), montrent une polarité normale de l'unité des cumulats gabbroïques.

12) Péridotites, cumulats et dolérites : profil du Fournos Kaitsa à Ano Agoriani

Un parcours depuis le Fournos Kaitsa jusqu'au village d'Ano Agoriani permet d'observer, du Sud Ouest vers le Nord Est (fig. 128) :

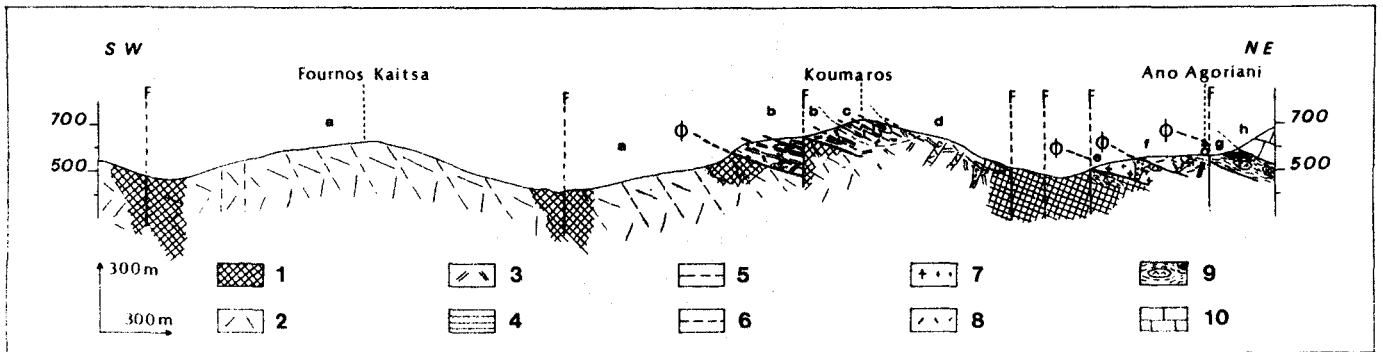


Fig. 128. - Coupe du Fournos Kaitsa à Ano Agoriani (55).

1. serpentinites ; 2. harzburgites ; 3. lherzolites à plagioclase ; 4. alternance gabbros-péridotites ; 5. plan de foliation ; 6. schistosité ; 7. gabbros à clinopyroxène (taille variable des cristaux) ; 8. dolérites et diabases ; 9. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; 10. calcaires du Crétacé supérieur.

- a : des péridotites foliées sans plagioclase constituées de harzburgites d'aspect homogène. Le plan de foliation est constant dans le massif ; de direction N 120, il plonge vers le NE ;
- b : des péridotites foliées à plagioclase (lherzolites) dont le plan de foliation de direction N 40-60 est en position sub-verticale ; les relevés effectués montrent des pendages vers le NW ou SE. De telles variations peuvent mettre en cause des structures plicatives post-foliation. Elles comportent des filons de gabbros à trace de déformation synchrone de la foliation ; parfois déformée par des plis et des flexures, une schistosité de plan axial oblique les structures primaires et se marque par des transformations minérales ;
- c : une alternance péridotites-gabbros. La disposition planaire de cette alternance semble évoluer parallèlement à la foliation des péridotites sous-jacentes. Une schistosité se dispose parallèlement aux plans axiaux de plis en Z et s'accompagne de transformations minérales analogues aux précédentes. La schistosité plonge vers le NE ; la direction axiale des plis est N 140 et leur déversement semble s'effectuer vers le SW ;
- d : des péridotites foliées à plagioclase. Localement, elles sont traversées de dykes de gabbros à deux pyroxènes ou de gabbros à olivine qui comprennent des déformations. En d'autres endroits, comme le long de la voie ferrée plus au Nord, elles sont recoupées par des dykes doléritiques à épontes franches où la taille du grain diminue du centre vers la périphérie. Au fur et à mesure

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

que l'on progresse vers l'Est, les faciès paraissent plus serpentinisés. Ces roches sont traversées par des filons de gabbro. Certains d'entre eux présentent une différenciation depuis la périphérie, où le grain est centimétrique, vers le coeur, où la roche acquiert un caractère pegmatoïde (cristaux de 10 cm). D'autres comportent des limites franches et des cristaux orientés parallèlement aux épontes ; les pyroxènes sont situés préférentiellement à la bordure tandis que le centre est de composition plagioclasique ;

- e : des gabbros à clinopyroxène comportant un cumulus de plagioclases et un intercumulus de clinopyroxène. D'une façon générale, en avançant vers l'Est, la dimension des grains diminue et la structure tend vers un caractère doléritique de type intersertale. Par ailleurs, il semble que les faciès à grain plus fin recourent ceux où les cristaux sont plus développés ;
- f : un ensemble doléritique parcouru par une multitude de dykes doléritiques, diabasiques ou microlitiques ;
- g : des diabases et des dolérites associées à des radiolarites manganifères. Cette formation est rapportée au complexe chaotique à éléments ophiolitiques recouvrant tectoniquement les ophiolites ;
- h : les calcaires blancs du Crétacé transgressif du Xerovouni.

Le contact tectonique anormal entre péridotites foliées sans plagioclase et péridotites foliées à plagioclase est indiqué par la différence pétrographique des faciès, les différences d'orientation structurale et la serpentinisation des péridotites. Le développement de plis et de schistosité et les transformations minérales des péridotites et des gabbros semblent devoir être rapportés à ce contact tectonique

Les relations tectoniques entre gabbros et péridotites sont marquées par la serpentinisation des péridotites et l'écrasement des filons de gabbros post-foliation

On retiendra plus particulièrement de cette coupe, les transformations liées au contact lherzolites à plagioclase-harzburgites et la présence de dykes doléritiques à caractère post-foliation traversant l'unité des péridotites à plagioclase. La succession des unités structurales, constituées d'une pétrographie distincte, de cette coupe s'effectue de façon conforme aux reconstitutions ; elle permet de définir le système ophiolitique tectonique normal d'Agoriani.

13) Péridotites cumulates dolérites et complexe chaotique à éléments ophiolitiques : coupes de Pavrakia et d'Anavra

131) Coupe de Pavrakia

Depuis le Platia Rachi Agoriani vers Pavrakia, les faciès observés sont, du Sud vers le Nord (fig. 129) :

- a : des harzburgites d'aspect massif ;
- b : des lherzolites à plagioclase recoupées de filons syn-tectonites de gabbros à olivine ou à deux pyroxènes et des filons post-tectonites de dolérites ;
- c : des gabbros à texture d'hétéradcumulat et des gabbros s.s. à texture grenue traversés de dykes doléritiques ;
- d : un complexe chaotique à éléments ophiolitiques (cf. fig. 48 - coupe 26).

Cette coupe montre une succession tectonique analogue à la précédente ; les contacts anormaux entre les faciès gabbroïques et doléritiques sont montrés par l'absence de faciès de transition entre les différents termes. De plus, elle met en évidence la position structurale d'un complexe chaotique à éléments ophiolitiques.

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

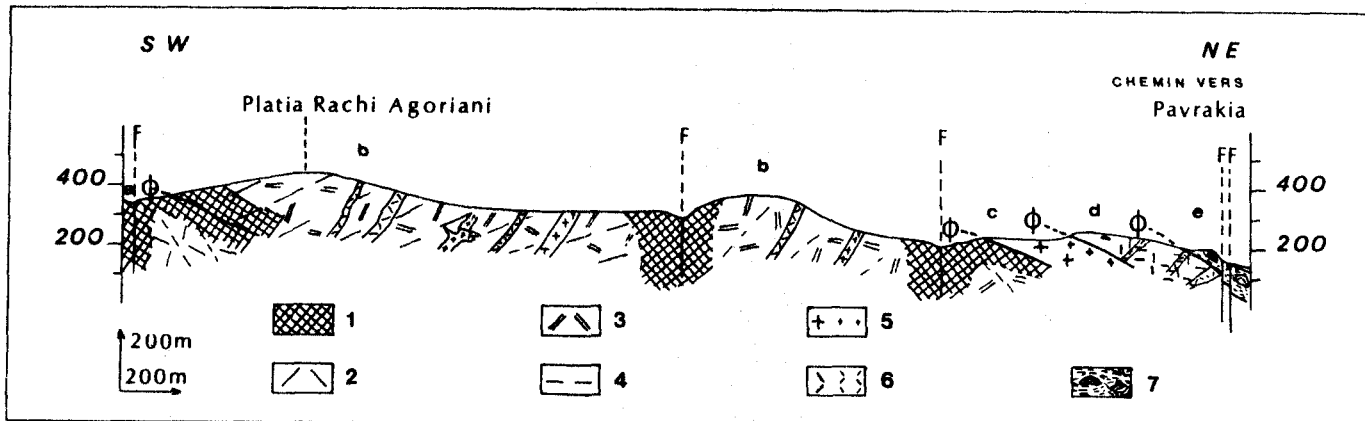


Fig. 129. - Coupe de Pavrakia (56).

1. serpentinites ; 2. harzburgites ; 3. lherzolites à plagioclase ; 4. plan de foliation ; 5. gabbros à clinopyroxène ; 6. dolérites et diabases ; 7. complexe chaotique à éléments ophiolitiques.

132) Coupe d'Anavra

Depuis le Xerovouni Dranitsa vers Anavra, il est possible de lever la coupe suivante, du Sud vers le Nord (fig. 130) :

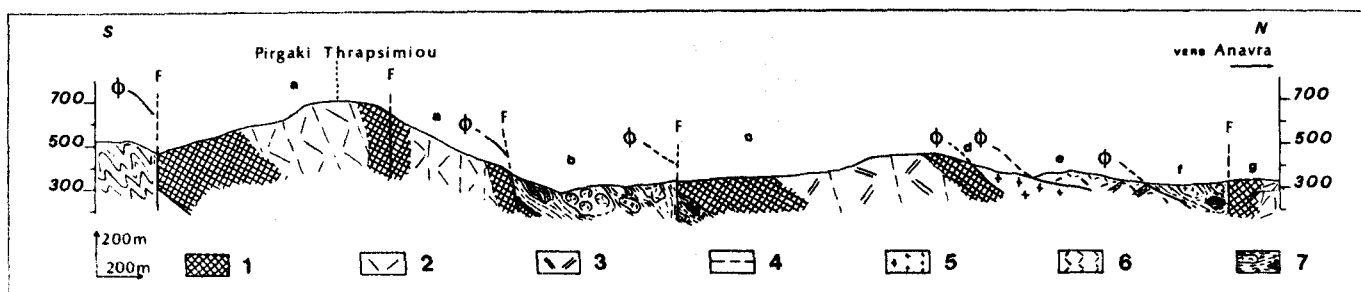


Fig. 130. - Coupe du Xerovouni Dranitsa à Anavra (57).

1. serpentinites ; 2. harzburgites ; 3. lherzolites à plagioclase ; 4. plan de foliation ; 5. gabbros à clinopyroxène ; 6. dolérites et diabases ; 7. complexe chaotique à éléments ophiolitiques.

- a : des harzburgites et localement, des lherzolites ; au Sud, elles reposent sur le flysch tertiaire des zones externes ;
- b : le complexe chaotique à éléments ophiolitiques de Kato Ktimeni (cf. fig. 38 - coupe 21) ;
- c : des péridotites ; les faciès sont très serpentinisés ;
- d : des gabbros s.s., des diorites et des diorites quartziques ;
- e : des dolérites et des diabases ;
- f : des pélites, des radiolarites et des laves qui évoquent un complexe chaotique à éléments ophiolitiques.

Bien que cachetée par les dépôts molassiques oligo-miocènes, la partie septentrionale de la coupe permet d'observer une succession d'unités tectoniques conformes à la reconstitution du système ophiolitique tandis que la partie méridionale montre

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

l'existence d'une unité de complexe chaotique disposé structuralement entre deux unités péridotitiques.

Cette coupe permet de définir le système ophiolitique tectonique normal d'Anavra.

2) Superpositions de type inverse

Ces dispositions sont particulièrement observables au Sud du secteur étudié, entre la vallée du Sperchios et la plaine de Xinias (fig. 131) et met en cause trois faciès principaux : péridotites, gabbros-dolérites et complexe effusif.

21) Profil N-S près de Trilofon

Une coupe effectuée près de Trilofon permet de reconnaître les unités suivantes depuis le Nord vers le Sud (fig. 132) :

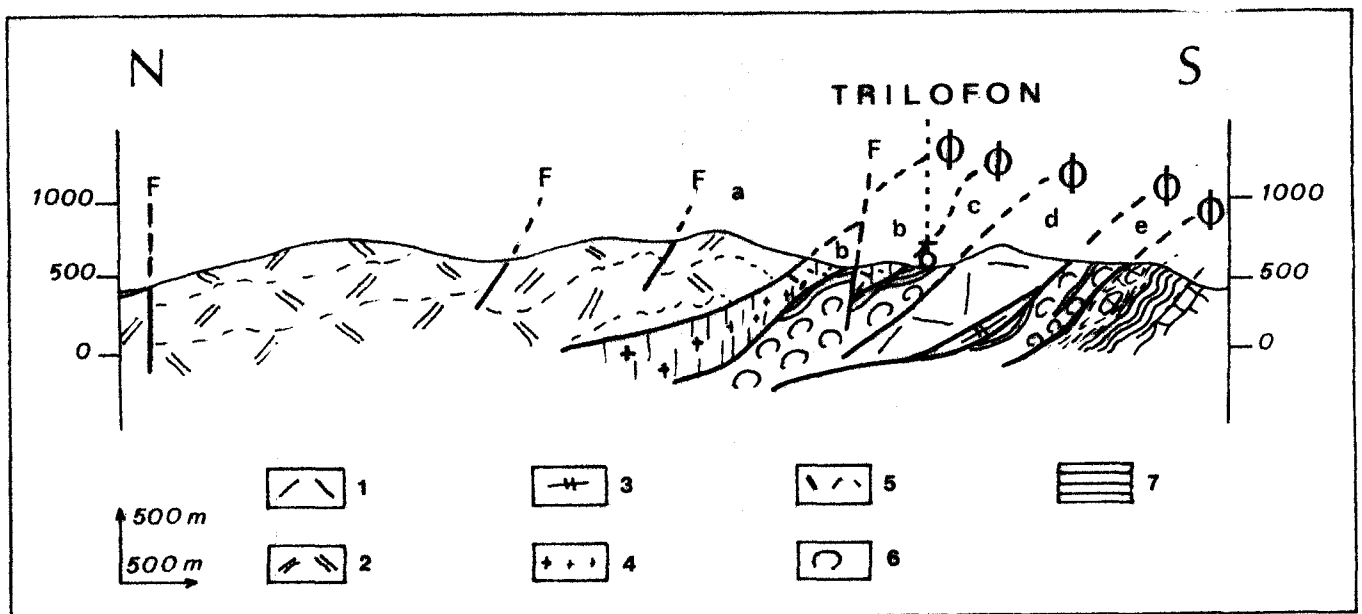


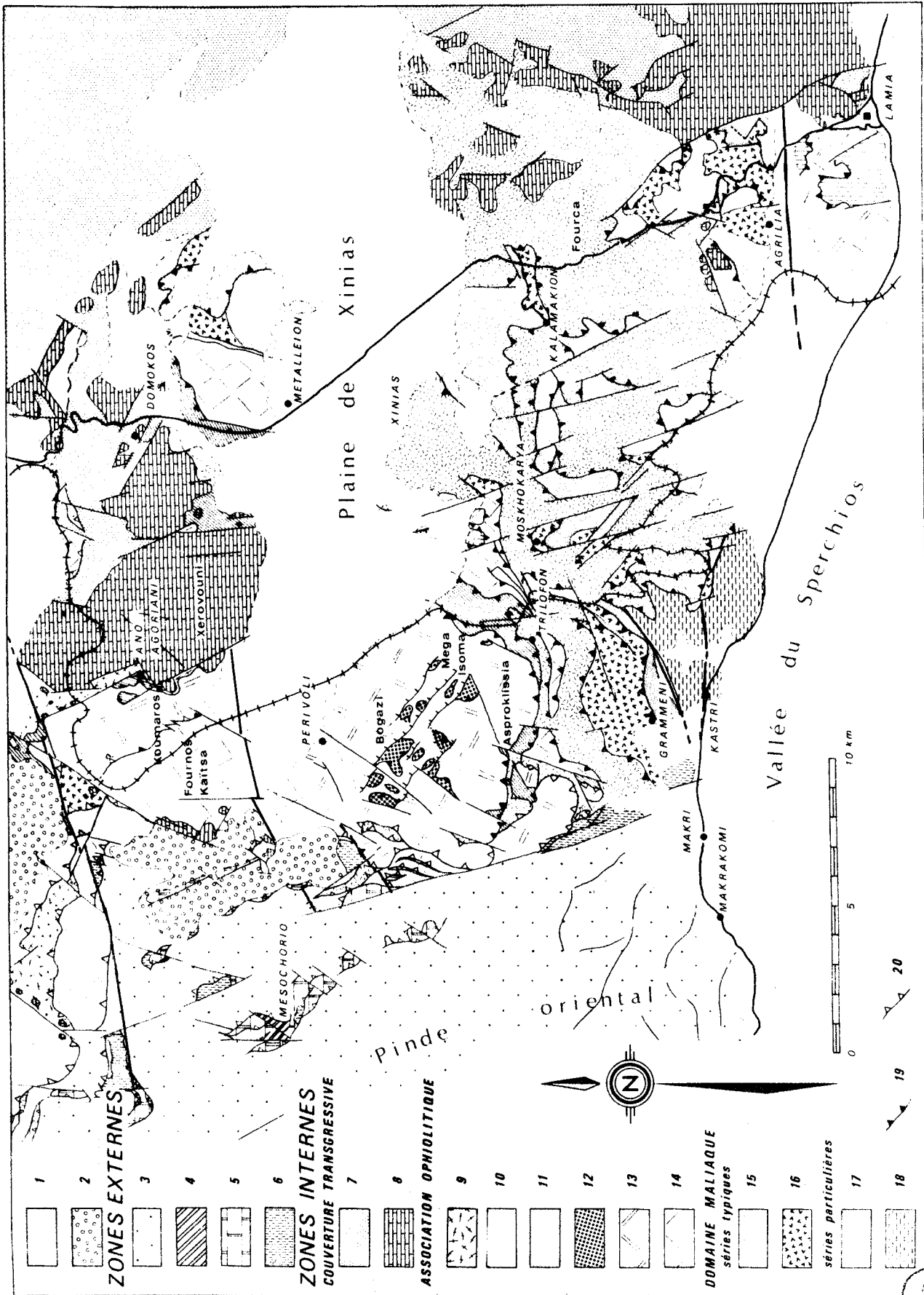
Fig. 132. - Coupe Nord-Sud près de Trilofon (58).

1. harzburgites ; 2. lherzolites ; 3. amphibolites ; 4. gabbros (évolution de la taille du grain selon la croix) ; 5. dolérites (évolution selon la dimension des traits) ; 6. pillow-lavas ; 7. radiolarites.

Fig. 131. - Carte structurale schématique des structures intra-ophiolitiques entre vallée du Sperchios et plaine de Xinias.

1. Quaternaire et Néogène (p.p.) ; 2. molasse oligo-miocène.
Zones externes (zones du Pinde et béotienne) - 3. flyschs tertiaires ; 4. shales paléocènes ; 5. calcaires (Crétacé supérieur) ; 6. calcaires jurassiques et flysch béotien (Tithonique à Cénomaniens).
Zones internes : couverture transgressive - 7. flysch tertiaire ; 8. calcaires (Crétacé supérieur). association ophiolitique - 9. complexe chaotique à éléments ophiolitiques (Jurassique supérieur ?) ; 10. roches effusives (pillow-lavas de Fourca) ; 11. complexe filonien ; 12. cumulats magmatiques ; 13. tectonites à plagioclase (lherzolites) et péridotites à veines gabbroïques ; 14. tectonites sans plagioclase (harzburgites-dumites). domaine maliaque : séries typiques - 15. calcaires et pélites (Trias-Jurassique) ; 16. roches effusives (pillow-lavas), série de Kastri - 19. contacts tectoniques anté-crétacés supérieurs ; 20. contacts tectoniques tertiaires.

OPHIOLITES : STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE



BRIS
LÉVEL

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- a : des harzburgites et des lherzolites à plagioclase à structure de tectonites (unité du Mega Isoma) et à faciès de fusion partielle, s'enrichissant en niveaux gabbroïques à la partie supérieure ; l'unité des cumulats magmatiques de Bogazi peut donc lui être liée bien qu'elle lui soit superposée tectoniquement. L'étude des structures primaires a montré que l'unité péridotitique et l'unité des gabbros de Bogazi présentent une polarité normale (cf. coupes 49 à 52) ;
- b : un complexe gabbro-dolérites (unité d'Asproklissia-Domokos). Il s'agit d'un ensemble de dykes effusifs, diabasiques et doléritiques injectés dans des gabbros à texture de cumulats ou des gabbros doléritiques parfois à texture de cumulat et à olivine relictuelle ; ces faciès sont parfois associés à des coulées picritiques et des coussins basaltiques. Les structures primaires internes montrent une polarité normale de l'unité. Près de Trilofon, on note une association avec des coussins dont certains présentent des pédoncules. Localement, ceux-ci sont très écrasés et sont associés à des sédiments pélitiques ; ces derniers comportent localement des débris arrondis de roches effusives (débris de coussins ou de coulées et de picrites) ainsi que de petits quartz ;
- c : un complexe effusif composé de laves à débit en coussins et en coulées planes, peu épaisses, associées à des sédiments fins parfois radiolaritiques ;
- d : des péridotites serpentinisées (harzburgites de Trilofon-Metalleion), reposant localement sur une semelle d'amphibolites ;
- e : un complexe effusif à débit en coussins qui repose sur l'unité triasico-jurassique de Trilofon.

Cette coupe montre une superposition tectonique d'ordre inverse des péridotites au complexe effusif dans la succession des trois premières unités particulièrement bien visible près de Trilofon (fig. 133). Chacune de ces unités possède une polarité normale. Cette succession est toutefois perturbée par une écaïlle harzburgitique (d) ; l'unité (c) semble alors correspondre à la partie sommitale de l'unité (e).

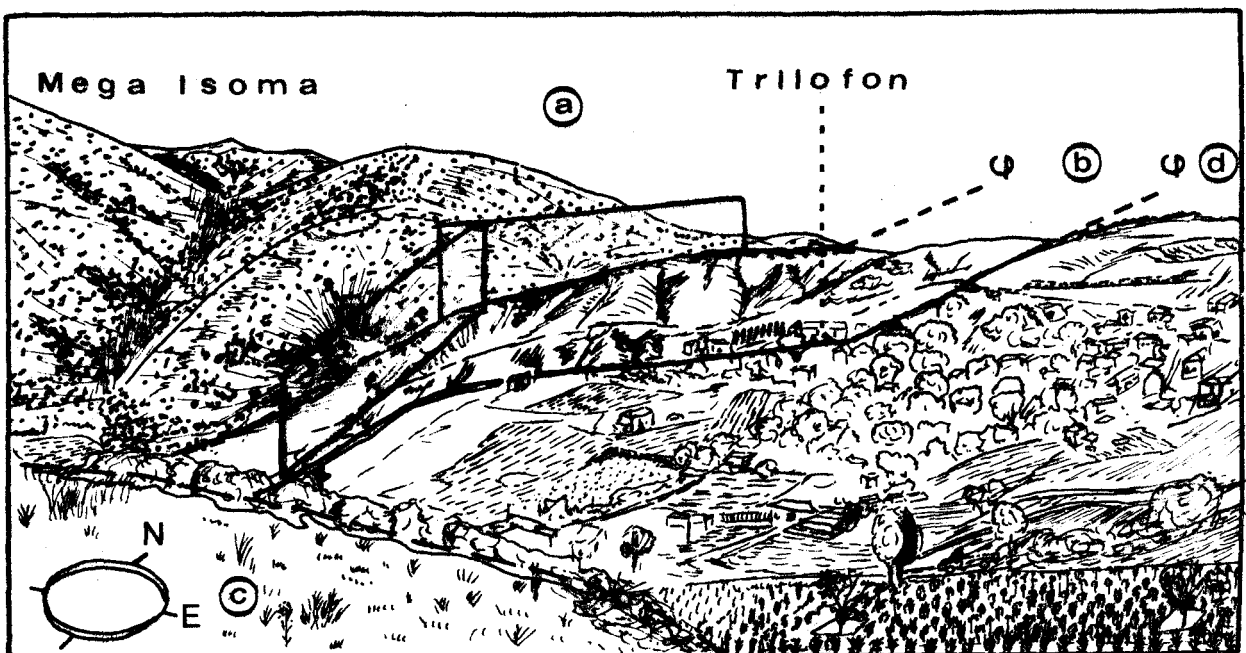


Fig. 133. - Panorama du secteur de Trilofon depuis le sommet du réservoir au Sud du village (a, b, c, d : voir coupe 58).

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

On retiendra la présence d'un détritique effusif associé à l'unité gabbro-doléritique de Trilofon ; ce matériel détritique peut être mis en relation avec la tectonisation conduisant à la superposition de type inverse.

Cette coupe permet de définir le système ophiolitique tectonique inverse de Trilofon.

22) Profil_au_Sud_du_Mega_Isoma

Un parcours N-S, depuis le versant méridional du Mega Isoma, permet de reconnaître une disposition analogue (fig. 134).

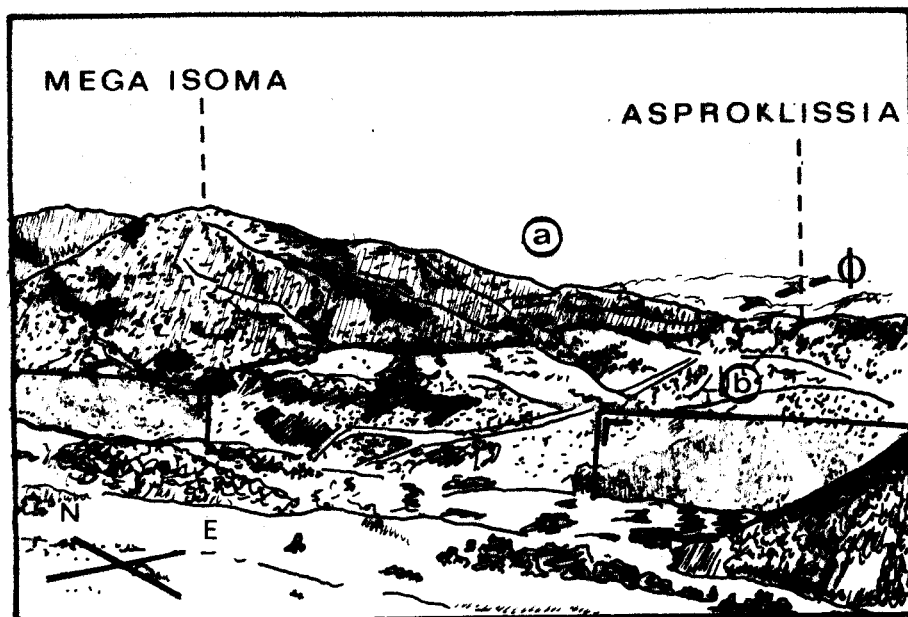


Fig. 134. - Panorama vers l'Est depuis le sommet du Sikia.

a. péridotites du Mega Isoma ; b. gabbros-dolérites d'Asproklissia.

On remarque toutefois des harzburgites disposées tectoniquement entre unité de gabbros-dolérites et complexe effusif.

23) Profil_d'Omvriaki_au_Phalakrov

Depuis le village d'Omvriaki au Nord Ouest jusqu'au Phalakrov au Sud Est, les formations rencontrées sont successivement (fig. 135) :

- a : des serpentinites ; plus à l'Ouest, elles sont recouvertes en discordance par les calcaires crétacés supérieurs du Xerovouni. Ces roches sont susceptibles d'être l'équivalent de l'unité péridotitique du Mega Isoma ;
- b : un ensemble de gabbros, de dolérites et de diabases localement associés à des roches effusives. Il correspond à l'unité des gabbros-dolérites de Trilofon ;
- c : des harzburgites et des dunités comportant des filons de gabbros post-tectoniques et des corps de chromitites. Cette unité correspond à l'unité harzburgitique de Trilofon-Ayos Stephanos dont elle constitue l'extrémité septentrionale. Les corps chromifères exploités au Sud de Ayos Stephanos correspondent alors à l'airure des veines situées de 48 à 96 m de profondeur près de Metalleion ;
- d : un ensemble de roches effusives et de radiolarites peu représenté en surface en raison de failles parallèles à important rejet.

Cette coupe, au NE de la plaine de Xinias, montre une correspondance étroite entre les diverses unités décrites près de Trilofon et au Sud du Mega Isoma. Le dispositif est de style inverse ; le Crétacé supérieur repose sur différentes unités de

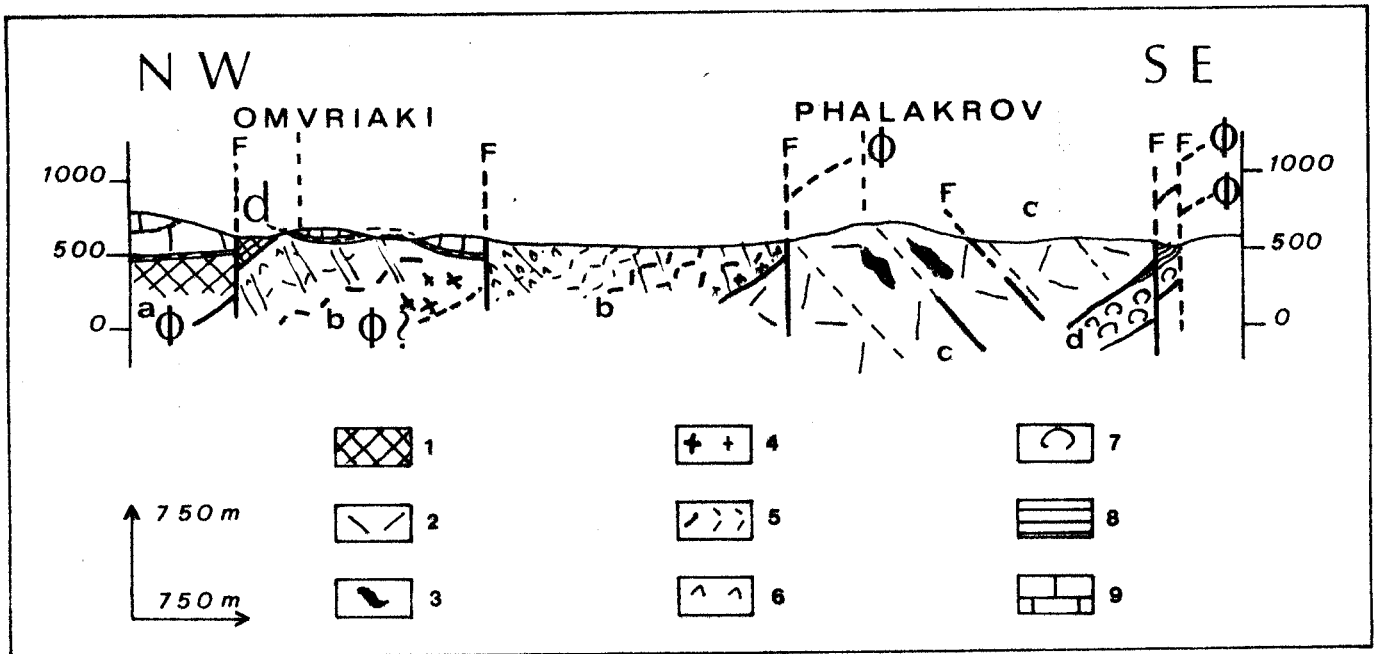


Fig. 135. - Coupe d'Omvriaki au Phalakrov (59).

1. serpentinites ; 2. harzburgites et dunites ; 3. chromitites ; 4. gabbros ; 5. dolérites ; 6. diabases et roches effusives ; 7. pillow-lavas ; 8. radiolarites ; 9. calcaires crétacés supérieurs.

la succession tectonique. Près d'Omvriaki, les calcaires à Rudistes entiers reposent par l'intermédiaire de niveaux pélito-radiolaritiques à débris de roches effusives sur les serpentinites (a) et le complexe gabbro-doléritique (b). Près de Domokos, les calcaires noduleux sont en contact normal sur les dolérites par un horizon détritique rouge de base. Il résulte donc que les contacts séparant cette succession pétrographique inverse sont antérieurs à la discordance du Crétacé supérieur transgressif d'Othrys occidentale.

b) La superposition des ophiolites sur les sédiments

Différents types de superpositions de ce genre ont été observés et peuvent être qualifiés d'après les sédiments impliqués dans ces superpositions.

1) La superposition ophiolites et séries sédimentaires des zones d'affinité externe

Il s'agit ici du front de chevauchement ophiolitique recoupé à différents endroits par un système d'écaillés complexe. Ces dispositions ont déjà été précisées précédemment lors de l'étude des séries impliquées dans ces contacts (cf. coupes 34, 35, 36). L'existence même d'un coussin d'écaillés permet de considérer que le front actuel ne correspond pas vraiment à un front d'érosion.

2) La superposition ophiolites et séries sédimentaires des zones internes

Divers cas de figures sont observables suivant les termes ophiolitiques et sédimentaires impliqués dans ces structures.

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

21) La superposition serpentinites-flysch tertiaire interne

A l'Ouest de Kato Domokos, des serpentines reposent tectoniquement sur le flysch tertiaire interne. La superposition est telle que le déversement s'effectue vers le Sud ; la direction de ce contact est difficilement précisable sauf là où il est le plus redressé (N 100).

22) La superposition serpentinites sur les séries triasico-jurassiques des zones internes

A la limite SE du terrain considéré, près de Lamia, la colline Profitis Ilias (fig. 125 II), permet d'observer que des péridotites serpentinisées (lherzolites à plagioclase et harzburgites ; d'après A.J. HYNES, 1972) reposent sur la série triasico-jurassique de Profitis Ilias (J. FERRIERE, 1979 ; P. CELET et al., 1979).

23) La superposition complexe effusif sur les séries triasico-jurassiques des zones internes

Dans l'ensemble de l'unité orographique séparant la plaine de Xinias et la vallée du Sperchios, un système faillé ayant joué en horst et graben permet d'observer la superposition du complexe effusif de Fourca sur plusieurs unités tectoniques triasico-jurassiques pélagiques (unités de Moschokarya).

Au SE de Trilofon, l'unité effusive de Fourca repose sur la série sédimentaire triasico-jurassique néritique de Trilofon. D'après l'extension des faciès, le contact séparant ces unités semble être déformé en synforme pincée sous l'unité harzburgitique de Trilofon.

c) Les failles inverses et les déformations associées

Déliçates à mettre en évidence au sein d'un ensemble éruptif, ces déformations n'ont été observées que dans le massif du Mega Isoma ; elles sont relatives aux péridotites et aux gabbros cumulés de Bogazi. Entre Kastro et Karapa, l'extension des différents faciès et la géométrie de l'unité d'après les zones de transition de faciès permettent de préciser les structures (fig. 136). Ces deux coupes montrent que le contact des cumulats sur les péridotites, localement souligné par des amphibolites, est affecté de failles inverses qui induisent une serpentinitisation accrue des faciès ultramafiques, alors que chacune des unités est marquée par des déformations en flexion synclinale ou anticlinale.

Les directions axiales de ces déformations plicatives sont parallèles aux directions des failles inverses, c'est-à-dire N 120-140 et le déversement s'effectue vers le SW ; ces déformations sont postérieures aux contacts gabbros-péridotites et donc à la tectonique tangentielle qui a conduit à la superposition de type normal.

d) Les contacts tangentiels et leurs directions

D'une façon générale, on peut constater que des directions totalement différentes (presque à 90°) correspondent aux deux types de superpositions.

1) Les contacts de la superposition normale

Etant données la position et l'extension des unités qu'ils séparent, seuls les contacts séparant l'unité des lherzolites à plagioclase du Koumaros-Platia Rachi Agoriani et l'unité harzburgitique du Fournos Kaitsa sont susceptibles d'apporter des indications quant à l'orientation primaire des contacts. Ces contacts sont de direction N 140 et la superposition qui leur est associée ainsi que les plis indiquent un déversement vers le SW.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

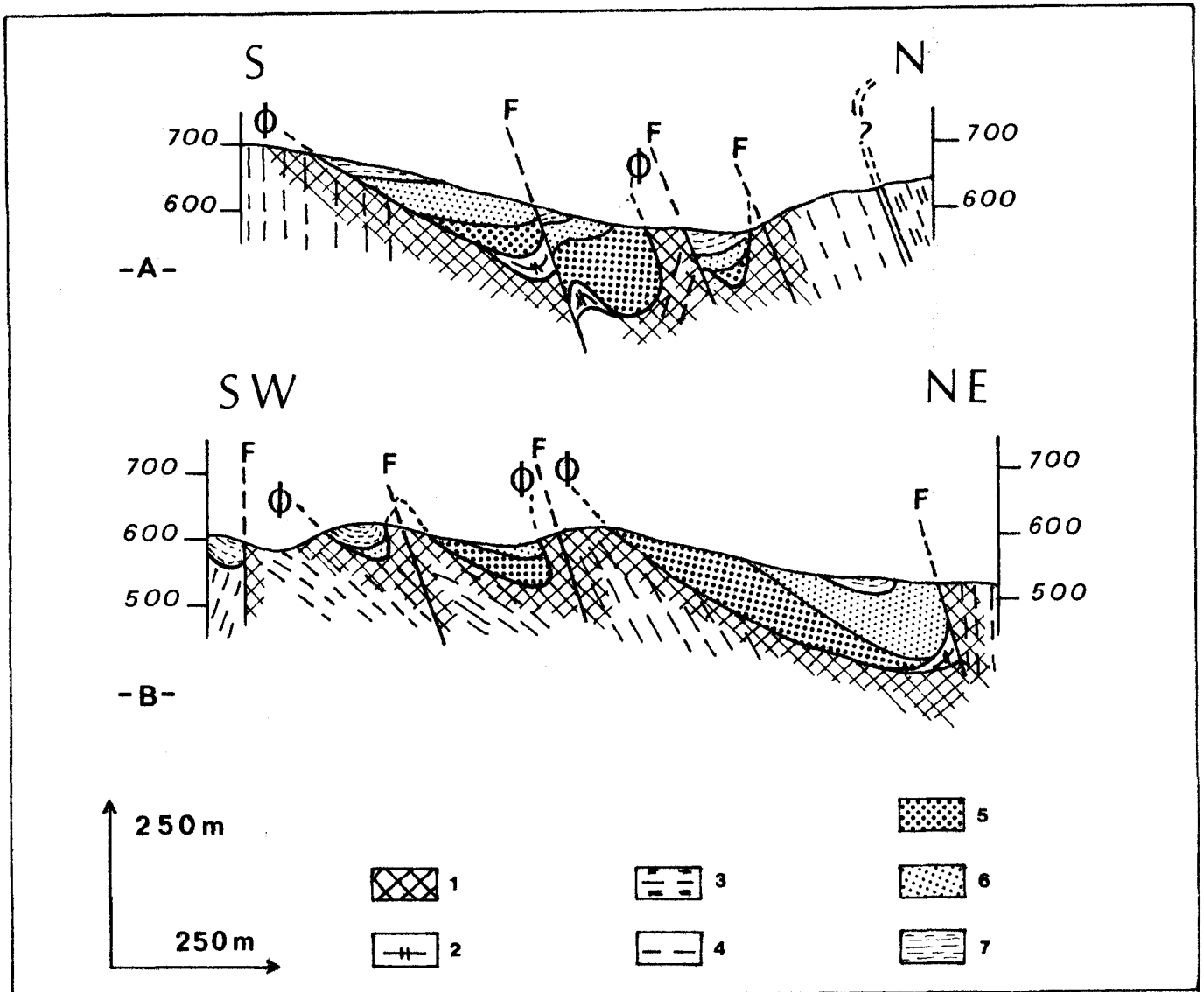


Fig. 136. - Coupes entre Kastro et Karapa.
(A : 60 ; B : 61).

1. serpentinites ; 2. amphibolites ; 3. harzburgites ; 4. lherzolites à plagioclase ;
5. dunites plagifères ; 6. troctolites et gabbros à olivine ; 7. gabbros s.s.

2) Les contacts de la superposition inverse

Bien visible entre Sperchios et Xinias, cette direction structurale est bien marquée par l'écaille harzburgitique de Trilofon, Ayos Stephanos-Metalleion par l'unité des gabbros-dolérites. Ils possèdent des directions N 40 et des pendages forts (> à 60°).

3) Le contact des ophiolites sur les séries sédimentaires

Au front des zones internes, un écaillage important associé à ce contact a été mis en évidence. Le contact fondamental des ophiolites sur les zones d'affinités externes est repris par des failles verticales. La présence même de ce coussin d'écailles permet de penser que sa situation et son orientation (N 150) correspondent à celles initiales. Au SE de Trilofon, le contact complexe effusif sur la série néritique de Trilofon est déformé en synforme de direction N 60 qui semble postérieure à la superposition tectonique.

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

II. LES DEFORMATIONS PLICATIVES INTRA-PERIDOTITIQUES

L'étude du Mega Isoma et accessoirement de Katachloron a permis de mettre en évidence des déformations plicatives, les unes de grande ampleur (km), les autres de dimension plus restreintes qui affectent le plan de foliation et les limites des différents faciès.

a) Généralités et méthodologie

L'étude des structures primaires des unités lithologiques ophiolitiques a montré l'existence d'éléments géométriques propres aux péridotites ; il s'agit du rubanement, de la foliation et des grandes limites des unités lithologiques correspondant aux zones de transition de faciès. Compte tenu de leur propriété, l'analyse de ces éléments géométriques peut conduire à préciser l'évolution géotectonique des ensembles péridotitiques.

Les relevés de l'orientation de la foliation ont été traités stéréographiquement (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur). Si au niveau du massif il existe une certaine homogénéité de l'orientation de la foliation (fig. 137 B), il n'en est rien à l'échelle de l'unité structurale péridotitique (fig. 137 A). Si la tectonique cassante peut induire une tectonique de bloc conduisant à une dispersion des valeurs mesurées, elle n'explique pas la répartition concentrique des pôles des plans de foliation, compte tenu des directions de failles observées, ni la symétrie bien visible au niveau du mont Koukos. D'autres phénomènes doivent donc être évoqués et notamment des structures plicatives.

b) Les déformations plicatives dans les péridotites

1) Les plis de dimension kilométrique

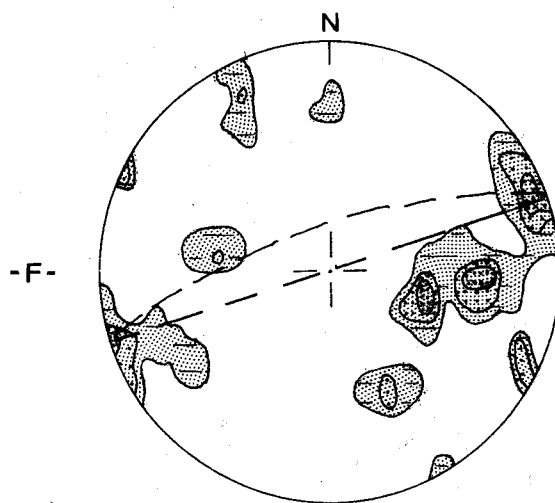
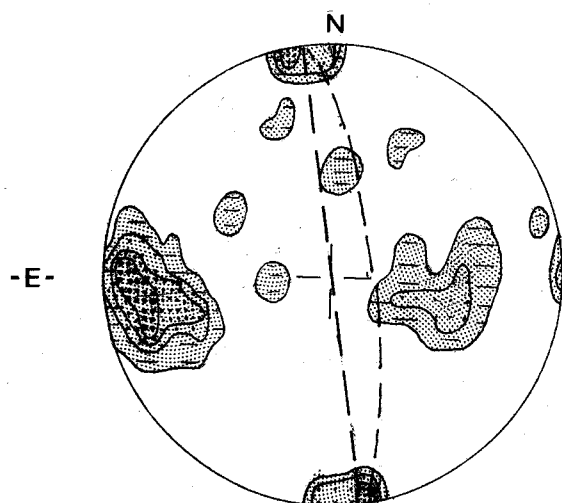
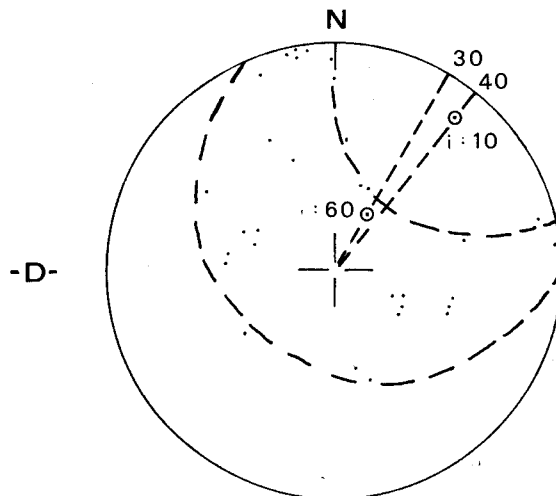
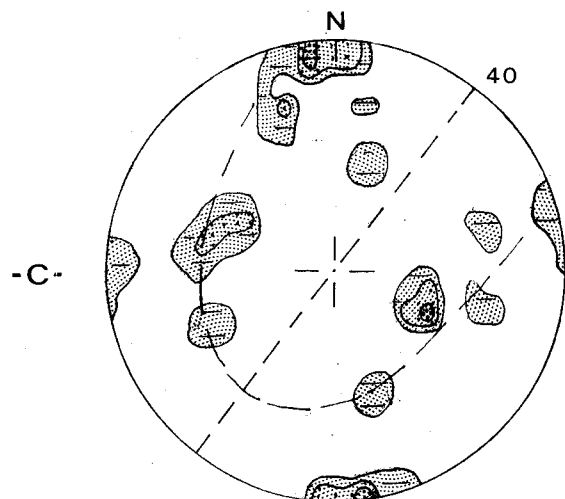
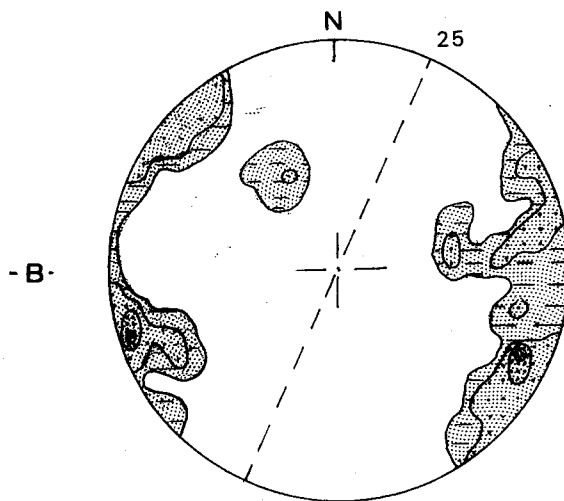
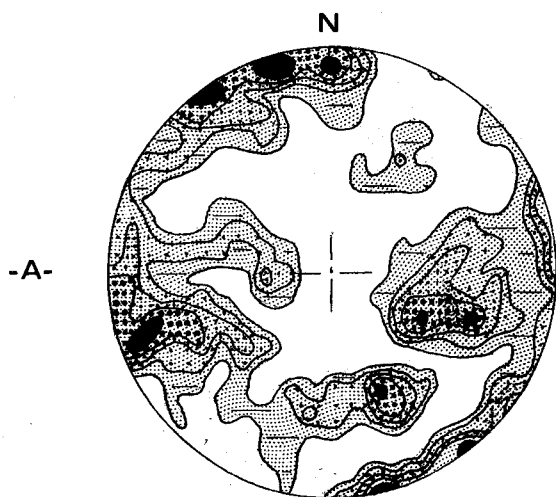
11) L'unité péridotitique du Mega Isoma

Afin de pouvoir discerner les différentes directions axiales possibles, les diverses mesures ont été reportées sur stéréogramme par secteur. Un tel traitement permet de mettre en évidence une symétrie de la répartition des pôles par rapport au plan de direction N 20-40. Ces différents diagrammes n'ont pas été reportés ; seul celui du mont Koukos a été figuré (fig. 137 B).

Malgré la présence de failles verticales, un parcours en circuit fermé sur la crête du Karapa et de Kastro a permis d'observer une évolution de la direction de foliation telle que celle-ci semble tourner. Le traitement par stéréographe met en évidence une symétrie de part et d'autre de direction N 40. Par ailleurs, les maxima de concentration de pôles semblent se répartir en plis coniques d'axe N 40. Le report de ces valeurs sur projection stéréographique oblique permet de définir les nouvelles lois de projection selon l'inclinaison des pôles ; on note alors l'existence de deux petits cercles correspondant à des courbes enveloppant des aires de répartition des pôles de la foliation. Ces cercles possèdent des axes d'inclinaison différents ($i = 10^\circ$ pour le cône inscrit ; $i = 60$ pour le cône circonscrit) mais de direction peu différente : N 30-40 (fig. 137 D). La guirlande des pôles de plans de foliation ne correspond pas à un petit cercle simple mais à une combinaison de deux cercles : il s'avère alors que la section du pli mise en évidence n'est pas circulaire mais elliptique.

En outre, il est possible, connaissant le lieu géographique du plan axial (détermination cartographique et par coupe) de préciser la géométrie du pli ; de part et d'autre du plan axial, on peut séparer les valeurs mesurées et les reporter sur diagramme séparé. Il apparaît alors qu'à l'Ouest (fig. 137 E) du plan axial, statistiquement, les plans de foliation sont de direction sensiblement N-S, sub-verticaux avec un pendage marqué (65 à 90) vers l'Est, tandis qu'à l'Est (fig. 137 F), les pôles

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

des plans se répartissent selon une géométrie montrant une direction N 70 à pendage peu marqué vers le NNW. D'après ces valeurs, il apparaît donc qu'il s'agit ici d'une synforme déjetée.

En résumé, la foliation est affectée par un pli en synforme majeure (kilométrique), conique, déjetée à section elliptique dont la direction axiale est N 40 ; son plongement semble évoluer depuis le SW vers le NE ; fortement inclinée (60°) au SW, la direction axiale tend à s'horizontaliser au NE (10° vers le NE). Les indications de pendage sur les flancs de la synforme permettent, d'après la géométrie flanc long - flanc court, de préciser le déversement qui s'effectue vers le SE. Cette disposition en synforme permet alors de mieux comprendre la situation de l'unité des gabbros cumulés de Bogazi disposés préférentiellement en son coeur. Il est intéressant de considérer que le massif crétacé supérieur du Xerovouni se situe dans le prolongement axial de la synforme précédemment montrée ; toutefois, nous verrons qu'il ne présente pas ce type de déformations.

L'examen cartographique des orientations du plan de foliation conduit à préciser les déformations majeures de l'unité structurale péridotitique du Mega Isoma et de définir trois axes de plis de direction N 40 : un axe synclinal à l'Ouest de la crête de Karapa, un axe anticlinal sensiblement à l'Ouest du massif du Mega Isoma (*s.s.*) et un axe synclinal peu marqué à l'Est de ce même massif (cf. fig. 125 II, profil B).

En réalité, ces structures sont quelque peu oblitérées par des structures transverses.

12) L'unité du Katachloron

Les orientations des plans de foliation reportées cartographiquement permettent de constater qu'à l'Est de l'unité péridotitique de Katachloron, la foliation est de direction N-S, verticale ou à pendage très marqué (70-80° vers l'Est), tandis qu'au Nord du Katachloron, la foliation est de direction N 70 et affecte un pendage vers le NW. Ceci permet d'envisager une mégastucture plicative en synforme de direction axiale N 35 à plongement vers le NE.

13) Remarques sur l'unité des herzolites à plagioclase du Koumaros et du Platia Rachi Agoriani

A la lumière de la répartition et de l'orientation des pendages et en raison de la présence des faciès péridotites-gabbros au sommet du Koumaros et de la klippe de gabbros cumulés à clinopyroxène au SE du Platia Rachi Agoriani, il est possible d'envisager la présence d'un axe anticlinal de direction N 50 au sommet du Koumaros et d'un axe synclinal de direction N 50-60 dans la dépression entre Koumaros et Platia Rachi Agoriani.

2) Les plis de dimension métrique

Des plis, de dimension métrique (du mètre à la dizaine de mètres), sont observables au sein des péridotites de l'unité du Mega Isoma.

Fig. 137. - Etude statistique de l'orientation des plans de foliation dans l'unité péridotitique du Mega Isoma (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur - zone d'isodensité 1, 2, 3, 4, 5 et supérieure à 5 %).

A. totalité des mesures (125 mesures) ; B. mont Koukos (40 mesures) ; C. crête du Karapa (31 mesures) ; D. crête du Karapa, projection oblique à inclinaison de 30° ; E. secteur occidental par rapport au Karapa (45 mesures) ; F. secteur oriental par rapport au Karapa (35 mesures).

21) Crête du Mega Isoma

Les mesures d'orientation du plan de foliation effectuées à l'Est de l'unité péridotitique du Mega Isoma, sur la crête de ce massif, ont été reportées sur stéréogramme. Celui-ci (fig. 138 A) met en évidence une répartition préférentielle des pôles de plan de foliation : d'une part, on observe un étirement des zones de concentration parallèlement à la direction N 30 et d'autre part, on note des étirements selon deux guirlandes correspondant à des grands cercles de direction N 125.

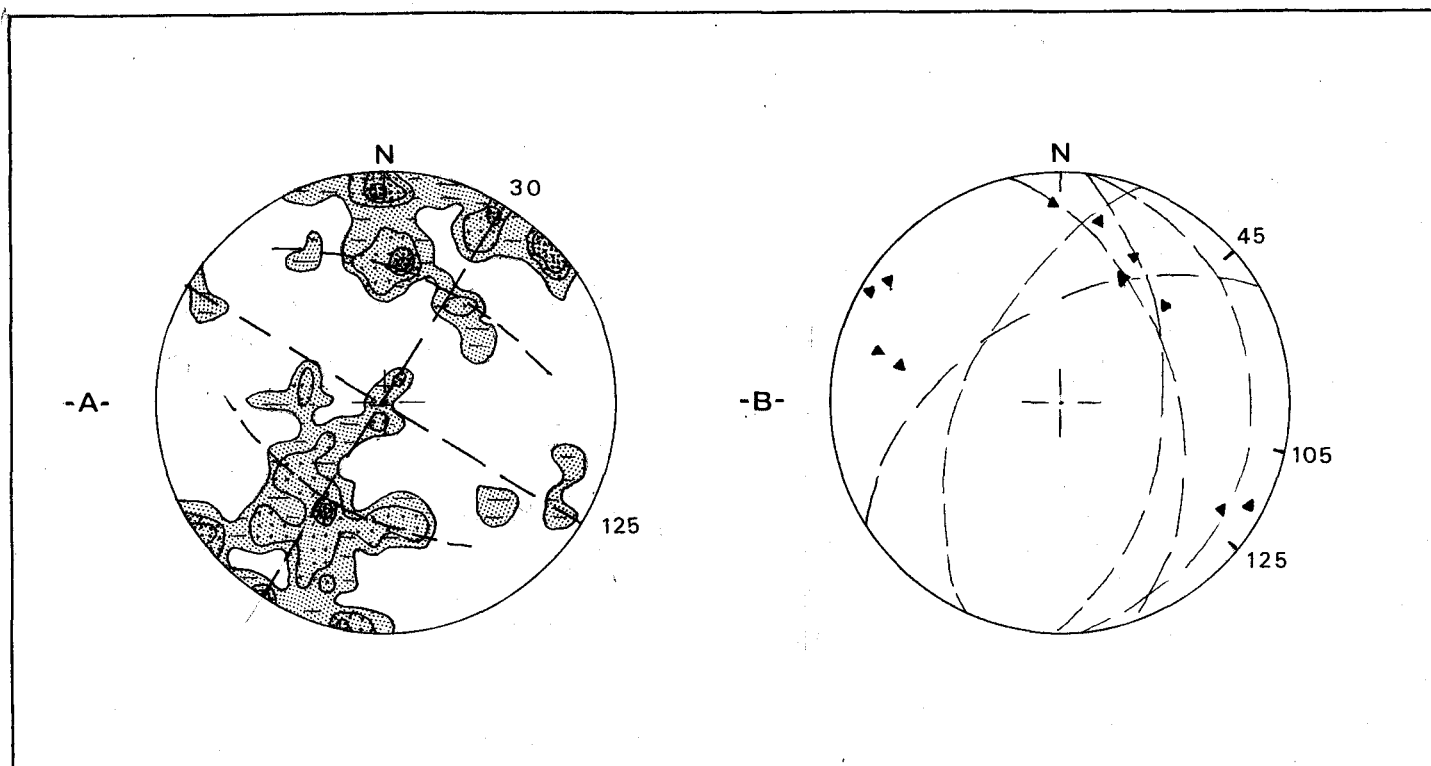


Fig. 138. - Etude statistique des déformations intra-péridotitiques ; plis de dimension métrique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, zones d'isodensité 1, 2, 3, 4, 5 et supérieure à 5 %).

A. crête du Mega Isoma, pôles des plans de foliation (55 mesures) ; B. crête du Mega Isoma, axes et plans axiaux des plis observés (16 mesures).

L'examen attentif de la foliation sur la crête du Mega Isoma a permis en outre de remarquer des charnières de plis de dimension métrique affectant la foliation. Les mesures des axes et des plans axiaux (fig. 138 B) mettent en évidence deux directions axiales préférentielles : l'une relativement diffuse de N 0 à N 45 à plongement vers le Nord et l'autre de direction N 105 à N 125 sub-horizontale.

Par ailleurs, l'étude de la géométrie des plis a révélé que les plis de direction N 105 à N 125 correspondent à des plis anisopaques semblables alors que ceux de direction N 40 sont des plis en S ouvert.

22) Le mont Koukos

A l'Ouest de l'unité péridotitique du Mega Isoma, les reports de plans de foliation (fig. 137 B) montrent une symétrie de part et d'autre d'un plan de direction

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

N 25. Les mesures ont montré des plis de direction axiale N 10.

c) Les plis dans les autres unités structurales

Au sein des unités structurales autres que péridotitiques, il est possible d'envisager des déformations plicatives.

1) Dans les gabbros cumulés

L'unité des gabbros cumulés intervient essentiellement au coeur de la synforme moyenne (N 40) de Bogazi ; par ailleurs, elle est affectée de déformations plicatives peu marquées synchrones de la genèse de failles inverses. Ces dernières déformations, de type plis-faille ou faille-plis, sont de direction N 120-140 et à déversement vers le SW (voir coupes 59 et 60).

2) Dans les unités de gabbros-dolérites

L'interprétation des déformations est difficilement réalisable en raison des observations effectuées et de la faible extension de l'unité ; par ailleurs, elle est elle-même caduque puisqu'elle nécessite que l'on pose comme hypothèse le caractère planaire des intrusions qui, comme nous l'avons vu précédemment, semblent être liées à des phases de fracturations répétitives.

3) Dans le complexe effusif

Les critères de polarité des coussins et l'extension des différents horizons ont montré la position normale de l'unité structurale effusive entre Sperchios et Xinias. Les variations de pendage déduites de ces polarités ne permettent ni d'infirmar, ni de confirmer l'existence de plis dans cet ensemble.

III. LES DEFORMATIONS CASSANTES

L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale (voir carte structurale hors texte) est affecté d'un important réseau de failles. L'étude de ces failles apparaît difficilement concevable si l'on se limite à l'ensemble ophiolitique et la totalité des failles sera analysée lors de l'étude structurale du secteur. Toutefois, les considérations cartographiques permettent d'envisager différents types de failles : celles qui, associées en plusieurs familles, déterminent des réseaux et sont susceptibles d'être interprétées comme des failles conjuguées et les failles verticales majeures à signification de décrochement.

a) Les réseaux de failles verticales

Le contact de la superposition normale lherzolites du Koumaros/harzburgites de Fournos Kaitza est associé à des failles verticales de direction N 30-40 (sommets du Koumaros) tandis que le contact N 60 de la superposition inverse péridotites du Mega Isoma/gabbros-dolérites d'Asproklissia-Domokos, est affecté par des failles N 20-30 et N 60-70 qui sont elles-mêmes décalées par les failles inverses de direction N 140 (massif du Mega Isoma).

L'ensemble effusif est marqué de failles verticales importantes soulignées par les serpentinites ; elles déterminent un réseau constitué de deux familles : N 110-120 et N 150-160.

b) Les failles décrochantes

Bien observables en Othrys occidentale, le front ophiolitique est affecté de failles décrochantes de direction N 60-80 (au Nord du Psilo Kotroni, à l'Est et à

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

l'Ouest du Katsichorachi et au Sud Est du Katachloron) et de failles N 0 (secteur de Loutron).

Au Nord de la plaine de Xinias, les formations géologiques qu'elles affectent apparaissent de telle façon que l'on doit envisager d'une part un mouvement vertical conduisant au relèvement du compartiment SE (massifs du Fournos Kaitsa et Koumaros) et d'autre part, un comportement décrochant senestre (faille du Katsichorachi et du Katachloron).

Au niveau du Psilo Kotroni, une faille verticale majeure semble correspondre à un basculement de l'ensemble des unités qui constituent les massifs entre plaine de Xinias et vallée du Sperchios. Elle a conduit à l'affaissement de la partie septentrionale et au relèvement du domaine méridional de l'édifice.

Au Sud de la plaine de Xinias, d'autres failles verticales, de direction N 80, apparaissent et affectent l'unité ophiolitique effusive de Fourca et le soubassement tectonique sous-ophiolitique. Elles possèdent également des caractères cisailants (failles de Grammeni et de Kastri).

Près de Lamia (P. CELET et al., 1979), l'unité péridotitique surmontant les terrains triasico-jurassiques de la série de Profitis Ilias est limitée au Nord par une faille verticale de direction N 80 ; il s'agit là d'une structure majeure car on note l'absence de termes intermédiaires entre ces deux formations alors qu'au Nord de la faille, le complexe effusif de Fourca s'intercale entre péridotites et les séries triasico-jurassiques internes.

IV. LES DIFFERENTES DEFORMATIONS, LEUR CHRONOLOGIE ET LEUR AGE

a) Synthèse des faits

1) Les superpositions

L'édifice ophiolitique résulte de l'empilement d'unités structurales.

Si l'étude structurale de l'édifice ophiolitique d'Othrys occidentale permet de reconnaître une disposition des unités structurales conforme à celle observée dans de nombreux massifs ophiolitiques comme le Pinde (J.H. BRUNN, 1956 ; J.F. PARROT, 1969 ; J. TERRY, 1974), le Vourinos (E.M. MOORES, 1969), le Troodos (L.M. BEAR, 1963) ou l'Oman (B.M. REINHARDT, 1969 ; K.W. GLENNIE et al., 1974) et conforme aux successions pétrographiques identifiées dans ces mêmes massifs et au cœur des océans ; elle montre également l'existence d'un dispositif majeur à caractère inverse par rapport aux structures précédentes et aux successions pétrographiques évoquées ci-dessus. L'analyse des structures primaires internes et des structures issues de la tectonisation permet de mettre en évidence une polarité normale de chacun des ensembles pétrographiques constituant les différentes unités structurales.

Chacun des dispositifs majeurs (normal et inverse) est associé à une direction structurale ; la structure inverse est transversale par rapport à la structure normale de direction comparable à la direction dinarique ; toutefois, les transformations de faciès liées à cette tectonisation (amphibolites faciès) et l'existence de dykes doléritiques traversant les unités péridotitiques pourraient signifier une tectonisation précoce, liée à un écaillage océanique par exemple.

2) Les déformations liées à ces superpositions

Au sein de la *superposition tectonique ophiolitique normale*, on peut séparer deux types de déformations par leur style et leur caractéristique :

- l'une, de direction axiale N 130 à vergence vers le SW, est marquée par des contacts tangentiels auxquels peuvent être associés des plis et une schistosité (Koumaros) et par des plis métriques dans les péridotites ;

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

- l'autre, de direction N 140-150 à déversement vers le SW, où interviennent des contacts tangentiels (chevauchement des ophiolites sur les zones externes) et des déformations en plis-failles impliquant les contacts de la superposition normale (relation péridotites-cumulats magmatiques de Bogazi).

La *superposition tectonique ophiolitique inverse* dont les contacts sont de direction N 40, possède des plis majeurs de direction axiale N 40 (antiformes et synformes). La géométrie des plis métriques affectant la foliation des péridotites selon une direction N 0-30 sur les flancs occidentaux des synformes (Mega Isoma-Katachlon) et des plis de direction axiale N 0 sur les flancs orientaux (mont Koukos, Pirgaki-Thrapsimiou, Kourtero) permet de les interpréter comme des plis d'entraînement. Leur géométrie indique un déversement vers le SE.

D'une façon générale, la transition entre les faciès sans plagioclase et les péridotites à plagioclase, est sub-parallèle au plan de foliation (cf. coupes 49 et 50), et est affectée par les déformations plicatives : de direction N-S à l'Ouest de l'unité péridotitique du Mega Isoma, elle possède une orientation N 110 à l'Est de cette même unité et est affectée obliquement par le contact N 60 de la superposition inverse.

Par ailleurs, la superposition inverse est également marquée de plis d'orientation axiale N 60 qui affectent le contact de l'unité effusive de Fourca sur le sous-bassement sédimentaire.

La superposition tectonique des ophiolites sur les séries sédimentaires montre des contacts de direction N 150-160 quand elle implique la série du front des zones internes jusqu'au flysch tertiaire et des contacts de direction N 100 (serpentinites surmontant le flysch tertiaire interne).

En résumé, l'analyse structurale des ophiolites d'Othrys permet de montrer diverses structures fondamentales dont les directions axiales sont : N 40 à déversement vers le SE ; N 60 à déversement vers le SE (+) ; N 100 (?) à déversement vers le SW ; N 130 à déversement vers le SW ; N 150 à déversement vers le SW.

3) Chronologie et âge des déformations

La structure inverse est antérieure à la transgression du Crétacé supérieur des zones internes qui est d'âge cénoamien (cf. coupe 58).

La *direction axiale N 40* peut être considérée comme synchronique de la disposition inverse car de même direction et de même déversement que les contacts qui séparent les unités structurales qui composent cette superposition. Elle n'affecte pas le Crétacé supérieur sus-jacent.

La *direction N 60* est synchronique ou postérieure au dispositif inverse puisque affectant le contact qui sépare le complexe effusif de son sous-bassement sédimentaire; elle pourrait témoigner d'un rejeu tertiaire de la succession structurale inverse.

La *direction N 100 (?)* est au moins tertiaire puisqu'elle implique le flysch tertiaire interne.

La *direction N 150* est tertiaire, d'âge anté-oligo-miocène (cachetage par la molasse du Skarto Isoma) et post-cuisien (flysch impliqué dans les contacts).

La *direction N 130* se différencie des déformations précédentes par les transformations de faciès qui lui sont associées. Elle pourrait témoigner d'une tectonique antérieure à celles d'âge tertiaire.

(+) Les structures de direction axiale, peu différentes et de déversement semblable, ne peuvent a priori être regroupées.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

En conclusion, l'étude structurale de l'édifice ophiolitique d'Othrys occidentale permet d'établir la succession des déformations ayant présidé à son édification. La superposition inverse est d'âge anté-crétacé supérieur et marquée par des déformations N 40 à vergence SE ; la superposition normale des cumulats sur les lherzolites à plagioclase du Mega Isoma semble également d'âge anté-crétacé puisque l'unité des troctolites est disposée au coeur de la synforme de Bogazi d'âge anté-crétacé ; certaines mesures de radiochronologie (A.J. HYNES, 1972) donnent des âges cénomaniens (- 97 M d'années) et valanginiens (- 125 à - 127 M d'années). Elles pourraient montrer l'âge de ces déformations.

Cet ensemble est ensuite repris par des tectoniques tertiaires N 100 à vergence Sud et N 150 à déversement vers le SW.

b) Signification des dispositions inverse et normale

1) Considération sur le mécanisme générateur de superpositions

La superposition normale, c'est-à-dire conforme aux reconstitutions classiques des complexes ophiolitiques et identifiable aux structures océaniques d'après ce qu'on en connaît, est abondamment représentée dans de nombreux massifs ophiolitiques (Oman, Pinde, Troodos...). Une telle disposition comme celle de l'Othrys peut être considérée comme résultant de l'écaillage simple d'un système ophiolitique ordinaire.

L'originalité structurale des ophiolites d'Othrys réside dans l'existence d'une superposition inverse. Une telle disposition peut être rapprochée de structures observées en d'autres endroits par exemple en Nouvelle Calédonie (J.V. AVIAS, 1976), à la différence près que dans cette province du Pacifique, les séquences pétrographiques sont à polarité inverse.

L'hypothèse d'un écaillage simple ne permet guère l'explication de ces structures et notamment la présence d'une unité de complexe gabbros-dolérites entre péridotites et complexe effusif. Par ailleurs, l'hypothèse d'un écaillage par diverticulation des principaux horizons lithologiques ou ophiolitiques peut difficilement être retenue compte tenu de l'existence d'une unité harzburgitique entre les gabbros-dolérites et le complexe effusif.

Il semble donc que, en ce qui concerne le dispositif structural inverse, l'on ne puisse appliquer ici les mécanismes classiques conduisant à des structures tangentielles comme celles que l'on connaît dans le domaine alpin et qui affectent diverses séries sédimentaires et que l'on doit faire intervenir des phénomènes plus complexes où pourrait intervenir, par exemple, une fracturation fondamentale antérieure.

2) Les accidents transversaux

Si, de toute évidence, la vallée du Sperchios correspond à un trait structural majeur transverse par rapport à la direction dinarique principale, des indices d'accidents verticaux transverses par rapport à cette même direction existent au Nord de la vallée du Sperchios. Ainsi, l'absence d'unité effusive entre les péridotites et leur soubassement tectonique sédimentaire près de Lamia, dans un secteur géographique où l'unité des pillow de Fourca est largement représentée, indique la présence d'une faille transverse fondamentale (J. FERRIERE, 1979) ; de plus, j'ai déjà eu l'occasion d'envisager l'existence de structures majeures transverses dans le secteur de Grammeni et à la bordure nord de la vallée du Sperchios.

Par ailleurs, entre Sperchios et plaine de Trikkala, des accidents N 60-80 affectent le front ophiolitique. A mon sens, ces dispositions témoignent d'accidents fondamentaux car juxtaposant ces dispositifs structuraux tangentiels différents par les termes qui participent aux superpositions. Outre des petites failles sub-parallèles satellites, on peut considérer deux accidents majeurs :

OPHIOLITES - STRUCTURES LIEES A LA TECTONIQUE

- le premier, de Smokovon à Pavrakia, juxtapose l'édifice nord à intercalation de complexe chaotique ophiolitique (coupe 55) et la superposition ophiolitique normale du Koumaros-Platia Rachi Agoriani (coupes 53 et 54) ;
- le second oppose cette dernière superposition et la superposition normale et inverse du Mega Isoma.

La comparaison des superpositions caractérisant chacun des "blocs" déterminés par ces accidents verticaux paraissent avoir un jeu tel que différents "niveaux structuraux" de l'édifice ophiolitique sont juxtaposés. Si certaines de ces failles affectent les sédiments des séries du front des zones internes et sont donc au moins d'âge tertiaire, d'autres sont limitées au système ophiolitique. Le fait qu'elles soient associées à des structures tangentielles (Katsichorachi-Pavrakia) montre que ces accidents conditionnent la tectonique des blocs qu'elles déterminent. Il apparaît donc que ces accidents devaient exister avant de participer à la tectonique tertiaire et jouer le rôle de failles de déchirement ("tear faults") disposées perpendiculairement aux contacts tangentiels majeurs.

Dans ces conditions, remarquant le parallélisme entre les directions des contacts péridotitiques au sein de la structure inverse et les accidents, il est possible d'envisager que ces derniers ont joué un rôle important lors de la tectonique d'âge anté-crétacé N 40. Une telle hypothèse permettrait alors d'expliquer la présence de l'écaille harzburgitique de Trilofon-Metalleion et la disposition de l'unité péridotitique directement sur le soubassement tectonique sédimentaire près de Lamia, par décalage des différents horizons lithologiques de la succession ophiolitique initiale (cf. P. CELET et al., 1979).

c) Interprétations

L'étude faciologique et les structures primaires internes, nous l'avons vu, permettent de considérer que la succession ophiolitique d'Othrys est comparable à celle de bien d'autres massifs ophiolitiques et à ce qu'on connaît de la nature et de la succession pétrographique des océans.

Dans l'hypothèse d'une origine océanique des ophiolites, les traits structuraux transverses observés peuvent être rapprochés des structures océaniques transverses ainsi que l'indique le décalage des horizons lithologiques correspondant aux différents niveaux de la paléo-croûte océanique ; les grands accidents décrochants pourraient alors résulter d'un réseau de fractures associé à des paléofailles transformantes.

De tels réseaux de failles transverses sont connus non seulement au niveau des dorsales océaniques mais encore sur les parties latérales des océans comme à Gorrinige par exemple (CYAGOR, 1977, 1978, 1979) ; toutefois, l'inexistence ou la faible importance des sédiments pélagiques originels qui devaient être impliqués dans ces structures, conduit à considérer que s'il s'agit là d'anciens reliefs liés à des fractures associées à une faille transformante, ils ont été rajeunis par épisode lors de la compression précédant le stade d'obduction ; en effet, au Nord de l'accident transverse de Makrirrachi, la série d'âge jurassique-crétacé inférieur possible de Kaitsa surmonte la succession ophiolitique normale. Près de Lamia, des sédiments d'âge crétacé possible à faciès particulier (J. FERRIERE, communication orale) peuvent indiquer des rejeux à cette époque.

De telles considérations ont d'importantes incidences sur les reconstitutions du (des) système(s) ophiolitique(s) d'Othrys occidentale et leurs propriétés. Si la totalité des unités structurales ophiolitiques de par leur nature pétrographique, leur géométrie interne primaire et les liens génétiques existant entre les différents faciès semblent être originaires d'un même bassin, il est possible qu'elles proviennent d'aires différentes. On pourrait ainsi, en Othrys occidentale, séparer un système ophiolitique septentrional constitué de l'ensemble à polarité normale (unités du Mega Isoma et du Koumaros Platia Rachi Agoriani) et un système ophiolitique méridional où les péridotites de Trilofon-Metalleion et celles de Lamia pourraient constituer le soubassement de gabbros-dolérites d'Asproklissia-Domokos et du complexe effusif de Fourca.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

En outre, l'existence d'un paléo-réseau de failles transverses permet d'expliquer la direction accessoire de différenciation alcaline aussi bien individualisée que celle de type tholéitique montrée dans le chimisme des ophiolites d'Othrys occidentale (A.J. HYNES, 1974) puisque dans les océans actuels, des séries alcalines peuvent être liées à des systèmes de fractures transverses tant au niveau du rift (W.G. MELSON et G. THOMPSON, 1971 ; E. BONATTI et al., 1971) qu'à leur périphérie (J.S. MARSH, 1973).

CHAPITRE VII : CONCLUSIONS - PETROGENESE ET TECTOGENESE DES OPHIOLITES D'OTHRYS OCCIDENTALE

L'étude des massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale a permis de mettre en évidence l'existence d'un cortège ophiolitique complet.

L'analyse des faciès, leurs relations et les structures primaires internes permettent de préciser certaines des conditions pétrogénétiques tandis que l'étude structurale conduit à envisager certains des mécanismes de la tectonisation des ophiolites. L'originalité des massifs ophiolitiques réside d'une part dans les faciès pétrographiques et leurs relations primaires, notamment au niveau des péridotites et d'autre part dans les dispositifs structuraux consécutifs à la mise en place tectonique.

Les faits majeurs devant être retenus sont d'une part, le caractère polygénétique des ophiolites d'Othrys et d'autre part, une mise en place liée à une tectonique polyphasée.

I. EDIFICATION D'UN MODELE PETROGENETIQUE

L'édifice ophiolitique d'Othrys est essentiellement composé de péridotites et de roches effusives en proportion équivalente et possède un complexe filonien peu développé et un ensemble magmatique limité. L'étude pétrographique des différents termes et de leur relation conduit à l'élaboration d'un modèle pétrogénétique (fig. 139).

Au niveau des péridotites, la totalité des faciès présente des faciès de tectonites. D'après leur texture et les relations minéralogiques, on peut y distinguer deux ensembles :

- les péridotites sans plagioclase, représentées par des harzburgites-dunites, montrent des textures métamorphiques typiques qui indiquent que ces roches ont subi des déformations à l'état solide sous de fortes températures. Certaines d'entre elles sont associées à des chromitites qui possèdent des structures magmatiques reliques (Ayos Stephanos). Au sein des dunites alternant avec les harzburgites (région de Kedros-Katachloron), on note des linéations de spinelles parallèles aux contacts des faciès ; les spinelles sont parfois automorphes. Certains faciès harzburgitiques sont parfois recoupés de filons orthopyroxénolitiques peu déformés témoins probables de produits de fusion partielle tardi-tectonites. Certaines caractéristiques pétrographiques et les relations primaires posent le problème de l'origine cumulitique de certaines tectonites harzburgitiques ;

- les lherzolites à plagioclase présentent des textures et des structures de fusion partielle où la faible importance des recristallisations post-tectonites indiquent un mécanisme lié avant tout à une évolution de pression. Les produits de fusion partielle sont exprimés sous la forme de ségrégations et veines gabbroïques disposées sensiblement parallèlement à la foliation et de filons de gabbros parallèles ou obliques sur cette foliation. Le phénomène de fusion partielle apparaît synchrone des déformations.

Les caractéristiques pétrographiques et les structures primaires internes indiquent une origine primaire des lherzolites à plagioclase conduisant à les considérer comme les témoins du manteau supérieur incomplètement appauvri.

La transition entre harzburgites massives (à signification de restites) et péridotites à plagioclase est progressive ; les faciès plagifères semblent occuper

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - CONCLUSIONS

un niveau structural supérieur à celui des harzburgites mais limité à la proximité de la zone d'individualisation de séries magmatiques.

Les cumulats magmatiques ne possèdent généralement pas de litage et comprennent une série composée de dunités plagifères-troctolites et gabbros à olivines-gabbros s.s. qui, localement, présentent des déformations. Les caractéristiques pétrographiques de ces gabbros semblent comparables à celles des gabbros exprimés dans les péridotites plagifères. Malgré la relation tectonique des cumulats avec les péridotites, la filiation génétique des cumulats depuis les produits de fusion partielle est montrée. Certaines relations primaires entre cumulats et péridotites à plagioclase sont envisageables du fait de la présence de déformations au sein de l'ensemble magmatique.

Dans les gabbros-dolérites, deux dispositions sont observables : l'une de type massif, l'autre de type filonien.

La disposition normale, massive et isotrope est composée de gabbros, de dolérites et diabases ; certains faciès (gabbros ou dolérites) comportent des textures de type cumulitique où peuvent se rencontrer des olivines relictuelles. Ces caractéristiques montrent que ce matériel évolué, plus riche en fer, s'est individualisé dans une chambre magmatique au sein des gabbros-dolérites. Cet ensemble est recoupé par un réseau de dykes effusifs répartis en plusieurs familles dont la mise en place peut être considérée comme consécutive à des comportements tectoniques cassants qui n'apparaissent pas simplement associés à des joints de tension.

Les gabbros-dolérites de type filonien consistent en dykes gabbroïques. Près de Domokos, ils sont associés à des laves elles-mêmes traversées de dykes doléritiques et diabasiques.

Au sein de l'unité d'Asproklissia-Domokos, la transition entre les deux dispositions peut être située dans le secteur de Trilofon où l'on note des dolérites à texture cumulatique et olivine relictuelle.

Le complexe effusif est largement représenté par des coulées à débit en coussins à la base et des coulées à débit massif et en coussins associées à des sédiments radiolaritiques dans la partie supérieure.

La relation entre cet effusif et les gabbros-dolérites est indiquée par le "dyke swarm" de nature effusive recoupant les gabbros-dolérites et des intrusions filoniennes de ces derniers à la base de l'unité effusive.

Les faciès pétrographiques sont affectés de transformations secondaires qui peuvent être antérieures ou liées à la tectonisation des ophiolites.

Les transformations antérieures à la tectonique alpine sont marquées dans les péridotites par certains processus de serpentinitisation (dunite serpentinitisée de Kedros dans une alternance où les harzburgites sont fraîches), dans les cumulats gabbroïques par des transformations minérales de type schistes verts (prehnitisation et rhodinitisation des feldspaths liées à des fractures, ouralinitisation des pyroxènes et serpentinitisation de l'olivine) ainsi que dans les dolérites et les diabases (chloritisation des olivines avec formation de calcite, épidote, actinote et oxydes, recristallisation quartz-albite, apparition d'amphiboles vertes et chlorites aux dépens des pyroxènes) et par "spilitisation" des laves.

Ces transformations peuvent être recherchées dans des phénomènes métamorphiques liés à la circulation de fluides, facilitée par une fracturation et où le rôle de l'eau de mer n'apparaît pas négligeable. Des faciès similaires à ceux observés ont été notés au niveau des rides médio-océaniques actuelles. Ces transformations correspondent donc à un métamorphisme océanique lié à la genèse même de l'océan.

Les modifications minérales liées à la tectonisation correspondent à la serpentinitisation des péridotites et la rhodinitisation ou l'amphibolitisation des gabbros suivant leur position (associés aux péridotites écaillées ou base d'unité). Ces

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

transformations semblent en rapport avec les contacts de la tectonique alpine précoce ou tardive.

II. EVOLUTION STRUCTURALE

Les premières traces d'évolution structurale sont synchrones de l'édification de la croûte océanique et sont marquées par une tectonique cassante liée à des mouvements de distension précédant l'intrusion de dykes et des mouvements dans le sens vertical avec des fluctuations du plancher de la chambre magmatique indiquées par des déformations des cumulats.

Des relations entre la tectonique alpine et la succession pétrographique peuvent être mises en évidence. L'édifice ophiolitique correspond à un empilement d'unités totalement allochtones où les contacts majeurs se superposent aux grandes différences pétrographiques. Quatre discontinuités majeures sont identifiables : la première se situe à la base du complexe effusif, la deuxième se place à la base de l'ensemble mixte gabbro-doléritique, la troisième se manifeste entre la série essentiellement à caractéristiques magmatiques et le système péridotitique tandis que la quatrième intervient au sein de ce dernier système sans occuper une position particulière entre les différents faciès.

Le dispositif structural majeur des ophiolites d'Othrys occidentale correspond à la superposition de ces deux ensembles : l'ensemble supérieur est constitué par deux empilements d'unités tectoniques conformes à la succession pétrographique reconstituée, l'ensemble inférieur est composé d'un empilement tectonique de type inverse par rapport à cette reconstitution (fig. 140).

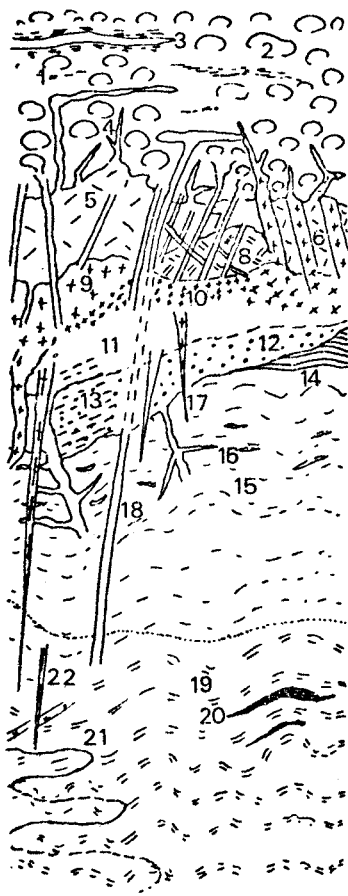


Fig. 139. - Schéma interprétatif des structures primaires internes du complexe ophiolitique d'Othrys occidentale.

1. sédiments associés au complexe effusif ; 2. pillow-lavas ; 3. coulée plane ; 4. dykes doléritique et diabasique ; 5. dolérites massives ; 6. dolérites filoniennes ; 7. dykes effusifs ; 8. dolérites à texture de cumulats ; 9. gabbros s.s. grenus ; 10. gabbros s.s. à grain fin ; 11. gabbros à olivine ; 12. troctolites ; 13. dunités plagi-fères ; 14. alternance gabbros-péridotites ; 15. lherzolites à plagioclase ; 16. veines gabbroïques et filons de gabbros déformés ; 17-18. filons de gabbros post-tectonites ; 19. harzburgites ; 20. chromitites ; 21. harzburgites-dunités (rubanement) ; 22. filon de gabbros post-tectonites.

PETROGRAPHIE : OPHIOLITES - CONCLUSIONS

L'empilement structural normal est marqué par une tectonique tangentielle et des déformations plicatives. Certaines structures majeures indiquent une déformation de direction axiale N 150 et à déversement vers le SW d'âge tertiaire post-cuisien et oligo-miocène. Des plis métriques et des transformations métamorphiques liées à des contacts tectoniques mettent en cause une déformation de direction axiale N 130 à déversement vers le SW d'âge anté-crétacé supérieur possible.

L'empilement structural inverse est d'âge anté-crétacé supérieur et correspond à une déformation N 40 à déversement vers le SE. La tectonique tertiaire ne semble pas avoir modifié les structures. L'origine de ce dispositif inverse ne semble pas devoir être recherchée simplement dans un processus de diverticulation qui aurait affecté le dispositif normal mais a pu être induite par l'existence antérieure d'un réseau de failles verticales susceptible d'être lié à une paléofaille transformante.

Des failles verticales majeures affectent la totalité du dispositif structural. De direction N 60-80, elles sont vraisemblablement d'âge anté-crétacé supérieur et ont joué à différentes époques, notamment au cours de la tectonique tertiaire avec un comportement décrochant de type senestre.

III. LE BASSIN OPHIOLITIQUE ORIGINEL

L'édification d'ophiolites est liée à de nombreux processus où l'on peut entrevoir des relations étroites entre phénomènes pétrogénétiques et phénomènes tectogénétiques. Si à l'issue de cette étude, il apparaît que des processus pétrogénétiques différents, conduisant à l'élaboration de différents horizons lithologiques, conditionnent l'évolution tectonique et la formation des unités structurales, il ressort également que des processus tectoniques impliquent des phénomènes pétrogénétiques. Depuis leur création jusqu'à leur tectonisation ultime, les ophiolites connaissent une histoire dynamique ce qui explique les difficultés d'étude et les interprétations nombreuses de massifs aujourd'hui intégrés à des chaînes montagneuses.

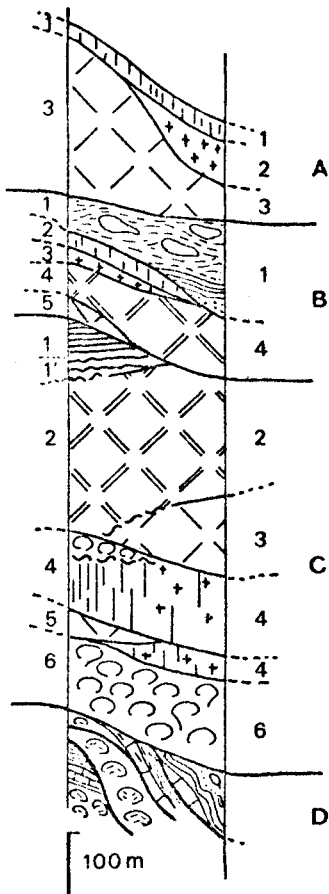


Fig. 140. - Représentation schématique des superpositions ophiolitiques d'Othrys occidentale.

- A. système tectonique ophiolitique conforme d'Anavra :
1. dolérites ; 2. cumulats ; 3. harzburgites.
- B. système tectonique ophiolitique conforme d'Agoriani :
1. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; 2. dolérites ; 3. cumulats ; 4. lherzolites à plagioclase (Platia Rachi Agoriani) ; 5. harzburgites (Fournos Kaitsa).
- C. système tectonique ophiolitique inverse de Trilofon :
1. cumulats magmatiques et cumulats magmatiques déformés (Bogazi) ; 2. lherzolites à plagioclase (Mega Isoma) ; 3. harzburgites (mont Koukos) ; 4. gabbros-dolérites (Asproklissia-Domokos) ; 5. harzburgites (Trilofon-Metalleion) ; 6. complexe effusif (Fourca).
- D. empilement tectonique des séries triasico-jurassiques des zones internes.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Au niveau de l'édifice hellénique, différentes positions du bassin ophiolitique originel ont été envisagées par rapport à la plate-forme pélagonienne; soit occidentale (pindique) à partir d'un océan fondamental (J. DERCOURT, 1970 ; A.J. HYNES et al., 1972) soit orientale (vardarienne) à partir de mers marginales (D. BERNOULLI et H. LAUBSCHER, 1972 ; J. DERCOURT, 1972 ; J. MERCIER et al., 1975) soit enfin multiple (J. FERRIERE et al., 1976).

Les rapports entre les ophiolites et les diverses séries sédimentaires de la région de Domokos sont tectoniques. Le complexe ophiolitique d'Othrys constitue une entité distincte du soubassement triasico-jurassique, puisqu'elles reposent sur les différentes séries qui le composent.

La paléogéographie reconstituée à partir des séries triasico-jurassiques d'Othrys permet de considérer un domaine pélagique (zone maliaque) limité à l'Est par la plate-forme pélagonienne et à l'Ouest par un haut-fond dont les flancs correspondraient aux lieux de sédimentation des séries de Trilofon et du Koziakas.

Compte tenu de cette paléogéographie et des arguments microtectoniques (étude des structures ophiolitiques liée à la tectonique : charriage (?) des ophiolites et rétrocharriage anté-crétacé supérieur avec les séries triasico-jurassiques), une position orientale des ophiolites (bassin vardarien cicatrisé) semble mieux convenir.

TROISIEME PARTIE

T E C T O N I Q U E

TECTONIQUE

INTRODUCTION

L'Othrys occidentale correspond essentiellement à l'affrontement des zones internes et des zones externes. Les rapports entre ces zones sont de nature tectonique et marqués par le chevauchement fondamental du complexe ophiolitique sur les séries sédimentaires des zones du Pinde et béotienne.

Pour la première fois, A. PHILLIPSON y a reconnu "la ligne tectonique à signification importante" séparant les systèmes de Grèce occidentale et de Grèce orientale qui correspondent aux domaines externes et internes d'aujourd'hui. D'autre part, il a noté, au sein du système de Grèce orientale, l'existence de directions structurales tout à fait différentes et transverses par rapport à la première.

Si l'importance du chevauchement des zones internes sur les zones externes a été reconnue par tous les auteurs, il n'en est pas de même pour les directions transverses dont le rôle a souvent été minimisé. Ainsi, K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS (1969) considèrent qu'elles interviennent dans une série continue du Permien au Crétacé et les interprètent comme des directions accessoires synchrones du chevauchement principal.

Les structures intra-ophiolitiques d'Othrys occidentale ont été abordées par l'école anglaise (A.J. HYNES, 1972) et interprétées comme un empilement d'écailles (A.G. SMITH et al., 1975). La distinction de celles-ci repose sur l'originalité pétrographique présentée en quelques points et si les rapports tectoniques entre ces unités sont envisagés, l'extension géographique des unités et la situation des contacts n'est pas précisée. D'autre part, les sédiments associés au complexe ophiolitique, leurs structures n'ont pas été étudiés par ces auteurs. Aussi, de ce fait et en l'absence d'une cartographie détaillée, l'histoire tectonique de la mise en place des unités ophiolitiques et les rapports de ces dernières avec le domaine paléogéographique individualisé sur les séries sédimentaires du soubassement ophiolitique n'ont été que brièvement discutés.

L'étude des structures (fig. 141) et des micro-structures des séries sédimentaires ainsi que celles des unités intra-ophiolitiques ont permis de préciser les derniers événements tectoniques et orogéniques qui ponctuent l'histoire géologique de l'Othrys occidentale.

De part et d'autre du chevauchement des zones internes sur les zones externes (fig. 142), il est possible de séparer deux grands ensembles :

- le para-autochtone externe ;
- l'allochtone interne.

A. - LES STRUCTURES TANGENTIELLES DU PARA-AUTOCHTONE EXTERNE

Du point de vue structural, le domaine externe étudié peut être subdivisé en deux sous-ensembles :

- le système plissé du Pinde oriental ;
- le système d'écailles béotiennes.

CHAPITRE I : LE SYNCLINORIUM DU PINDE ORIENTAL

Entre la zone du Pinde interne (J. AUBOUIN, 1959) et les unités béotiennes d'Othrys occidentale, s'étend un vaste secteur, large d'environ 30 km, de flysch tertiaire du Pinde. Il s'agit d'un large synclinal correspondant à la couverture tertiaire des massifs calcaires du Pinde interne.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

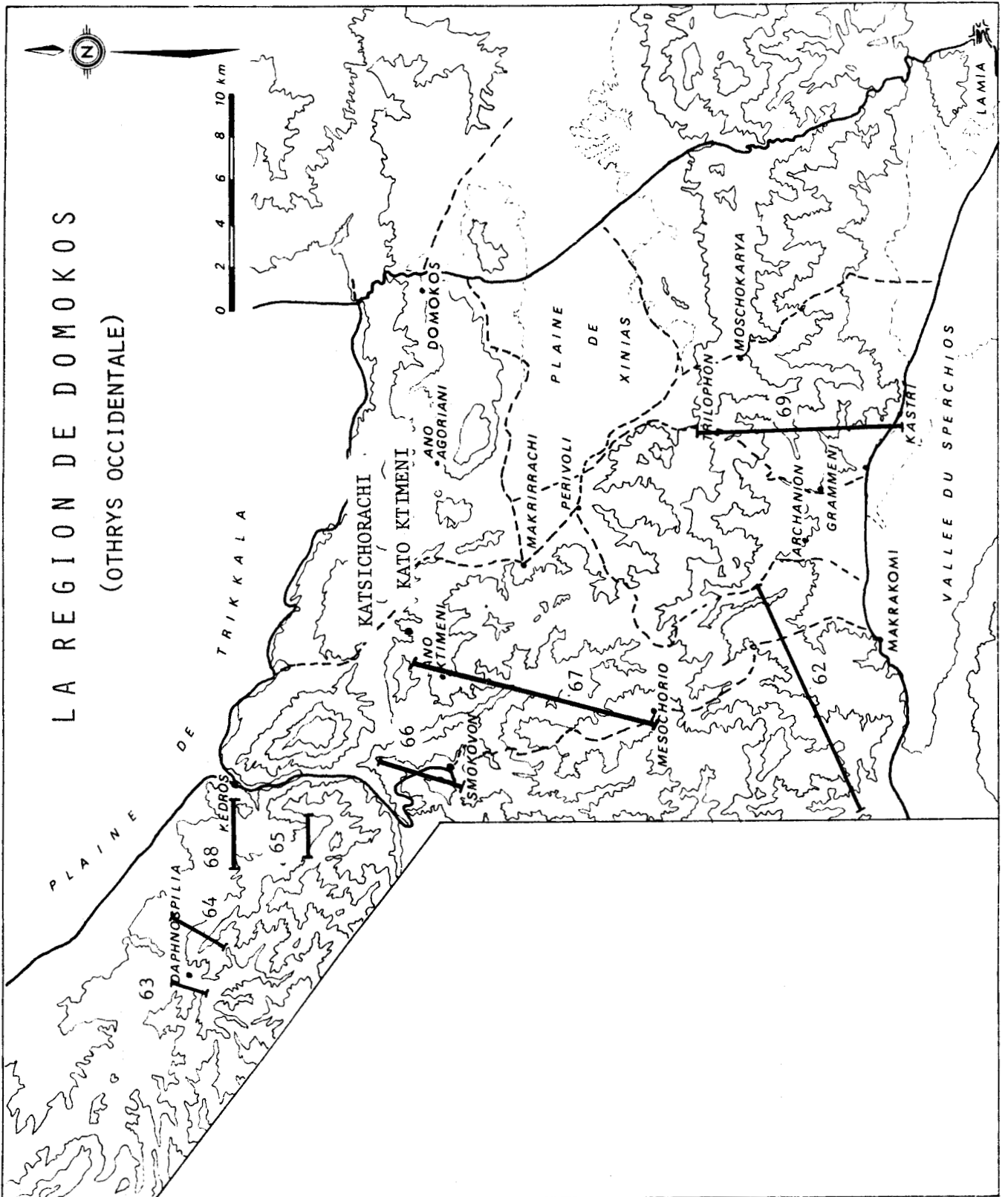


Fig. 141. - Situation géographique des coupes illustrant les structures.

BUS
LILLE

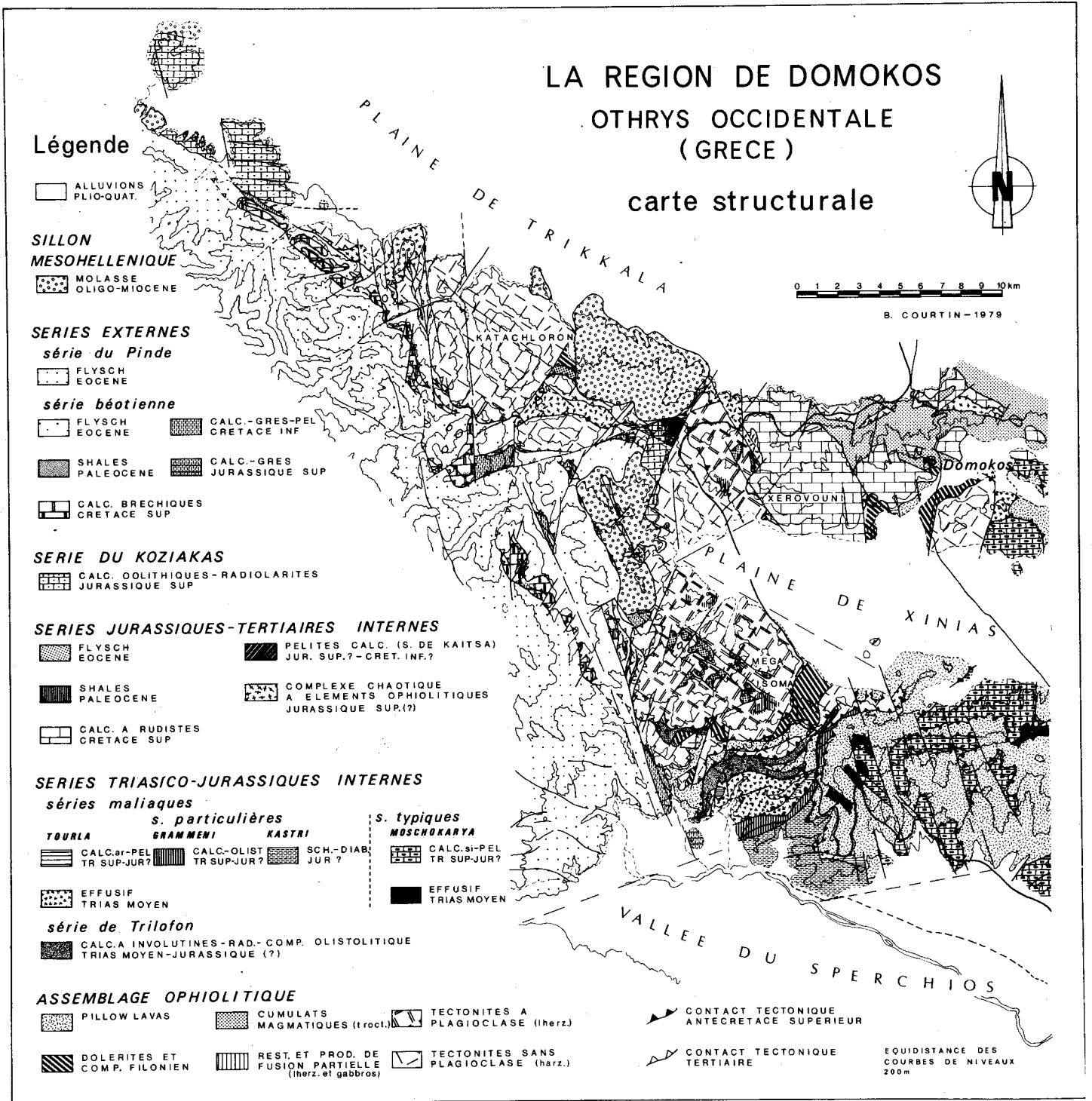


Fig. 142. - Carte structurale de la région de Domokos.



I. LES STRUCTURES MAJEURES

Dans la région étudiée, le synclinal du Pinde oriental est marqué par une suite d'anticlinaux et de synclinaux de direction axiale N 150 à déversement WSW qui en font un synclinorium (K.E. KOCH et H.J. NICOLAUS, 1959). Ce secteur n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée mais les levés effectués dans cette région ont permis l'identification de quelques plis complétant le schéma structural antérieur.

De l'Ouest vers l'Est, on observe une succession de plis (fig. 143) affectés par des contacts tangentiels anormaux et des failles inverses :

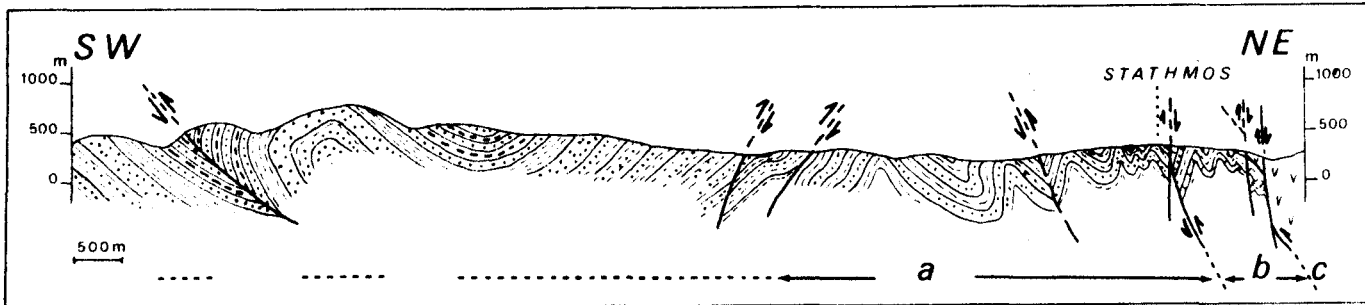


Fig. 143. - Coupe au front du chevauchement des zones internes (62).

a. zone du Pinde ; b. zone béotienne ; c. zones internes.

- l'anticlinal coffré du Pirgolaki déversé vers l'Ouest. Il s'agit en réalité d'un pli-faille qui s'exagère en pli chevauchant ;
- le synclinal du Souka, peu marqué et non déjeté ;
- l'anticlinal du Kastri-Pirgaki n'est en fait qu'une ondulation secondaire de l'anticlinal du Tourla à coeur pincé et déversé vers l'Ouest ;
- le synclinal du Sud de Giannitsou, déjeté vers le SE dont le flanc occidental est affecté par une faille verticale ;
- l'anticlinal de Giannitsou déversé vers l'Ouest ;
- le synclinal déjeté, peu profond, de Paleogiannitsou.

Les directions axiales de ces plis sont parallèles entre elles et sont parallèles au chevauchement des zones internes et aux alignements des écailles béotiennes. On remarque une évolution de la dimension des plis ; de taille hectométrique à l'Est, ils passent vers l'Ouest à une dimension kilométrique.

II. ETUDE MICROTTECTONIQUE

Elle est basée sur les déformations plicatives métriques et décamétriques. Dans la partie septentrionale du secteur (fig. 144 A, B, C), on remarque des directions axiales N 150-160 à déversement vers le SW et N 90-120.

La répartition des concentrations sur des petits cercles et des grands cercles dont les pôles correspondent à des directions N 30-40 permet d'envisager une superposition de déformations et des plis selon cette direction axiale. Plus au Sud (fig. 144 D), les directions N 60 et N 160 ressortent clairement du stéréogramme.

CHAPITRE II : LE SYSTEME D'ECAILLES BEOTIENNES

De Dafnospilia sur la bordure méridionale de la plaine de Trikkala, à Archanior sur le versant septentrional de la vallée du Sperchios, se développe un système d'écailles dont les termes calcaires crétacés dessinent une ligne de crête à regard sud-ouest dans le paysage.

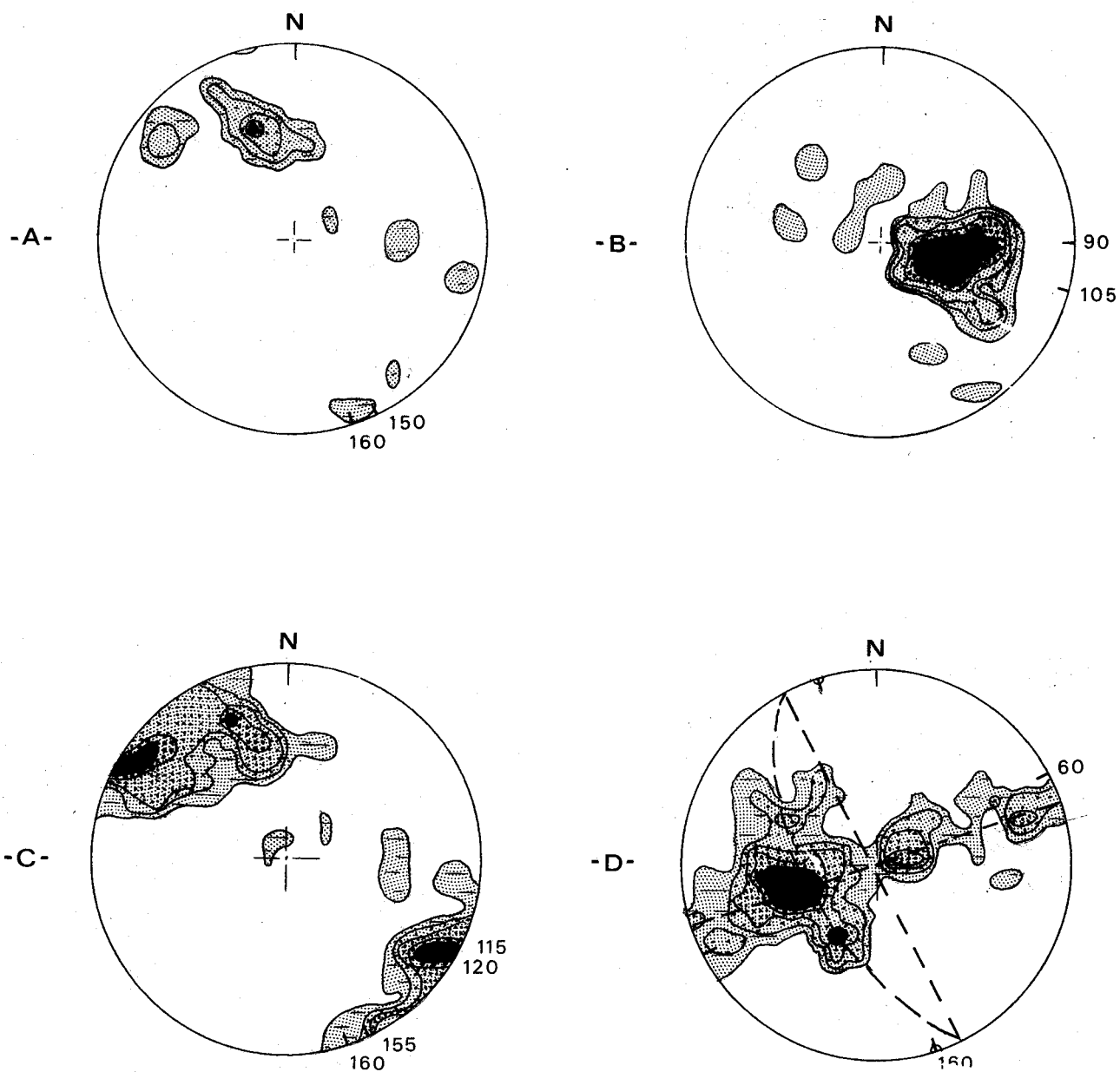


Fig. 144. - Etude statistique des plis dans le flysch tertiaire du Pinde oriental (canevas de Schmidt - hémisphère inférieure - zone d'isodensité 1, 2, 3, 4, 5 et supérieure à 5 %).

A. massif de Kasarma, axes des microplis (20 mesures) ; B. vallée du Kalendis, axes des microplis (53 mesures) ; C. secteur de Dafnospilia, axes des microplis (60 mesures) ; D. secteur de Smokovon-Giannitsou, pôle des plans de stratification (60 mesures).

I. LES STRUCTURES MAJEURES

Deux systèmes d'écaïlles peuvent être distingués :

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

- l'un est situé à l'avant du chevauchement des zones internes ;
- l'autre est représenté par des écailles impliquées dans le chevauchement ophiolitique.

a) Les écailles à l'avant du chevauchement ophiolitique

Du NW vers le SE, on observe successivement :

- les écailles du Kasarma (fig. 145 - coupe 63) surmontant en contact anormal un flysch grossier à débris de Nummulites. La répétition de la série béotienne évoque une série inverse tectonisée tangentiellement coincée directement sous le mélange du Karvouni ;

- l'écaille du Prionion (fig. 145 - coupe 64) constitue une arête d'environ 3 km de long au SE de Dafnospilia. Elle correspond à un système synclinal-anticlinal surmontant par faille inverse un flysch tertiaire ; elle est elle-même surmontée en contact anormal par du flysch tertiaire et par le mélange et les serpentinites de Dafnospilia ;

- l'unité de Thrapsimiou (fig. 145 - coupe 65) qui se prolonge jusque dans la vallée de Loutro-Pigi. Il s'agit d'un anticlinal déversé vers le SW dont le flanc inverse chevauche sa propre couverture tertiaire tandis qu'un accident secondaire superpose le flanc normal au flanc inverse ;

- l'unité anticlinale du Kastro-Smokovo (fig. 145 - coupe 66). La série inverse du flanc méridional est observable ponctuellement le long du chemin qui conduit du village à la chapelle au sommet du Kastro Smokovo. Le coeur de l'anticlinal chevauche lui-même son flanc inverse par un accident secondaire ; la série infra-crétacée se comporte de façon disharmonique par rapport aux calcaires massifs du Crétacé supérieur. L'ensemble de cet écaille est recouverte en contact anormal par un flysch tertiaire. Cette écaille correspond à la prolongation méridionale de l'unité de Thrapsimiou qui, décalée et relevée par un double système de failles N-S et N 30, atteint ici son ampleur maximale ;

- l'unité du Psilokotroni-Kokkalia (fig. 145 - coupe 67 extrémité SW) qui chevauche un synclinal de flysch tertiaire du Pinde. Elle est marquée par une série de plis développés en plis-failles. Cette structure est particulièrement bien visible depuis la place du village de Mesochorio. Le coeur anticlinal septentrional est observable le long du chemin qui conduit de ce village à la vallée du Papitsa ;

- l'unité d'Ano Ktimeni correspond (fig. 145 - coupe 67 extrémité NE) elle aussi à un dispositif anticlinal déversé vers le SSW dont le flanc inverse chevauche un flysch tertiaire. Les calcaires d'âge crétacé supérieur du flanc normal n'apparaissent que ponctuellement à l'Est du village sous le flysch qui repose en contact anormal sur l'unité crétacée.

b) Les écailles impliquées dans le contact ophiolitique

L'unité de Kato Ktimeni et celle d'Archanion sont directement recouvertes par des unités du complexe ophiolitique.

Sous le témoin le plus occidental de l'unité effusive du complexe ophiolitique et sous les serpentinites, l'unité d'Archanion montre un système d'écailles. Les termes tithoniques-berriasiens sont dissociés tectoniquement de leur couverture éocrétacée et de leur soubassement jurassique qui les recouvrent.

Près de Kato Ktimeni, entre flysch tertiaire et ophiolites, seul un Tithonique-Berriasien plissé apparaît. Il pourrait correspondre à la base écaillée de la série d'Ano Ktimeni.

L'unité de Perivoli apparaît plus nettement impliquée dans le chevauchement des zones internes en ce sens que, disposés en demi-fenêtre sous l'unité péridotitique du Mega Isoma, les termes tithoniques-éocrétacé reposent sur plusieurs écailles à matériel interne (roches effusives - radiolarites - Trias-Jurassique) qui les séparent de sa couverture d'âge crétacé moyen du Psilo-Kotroni.

TECTONIQUE : ZONE BEOTIENNE

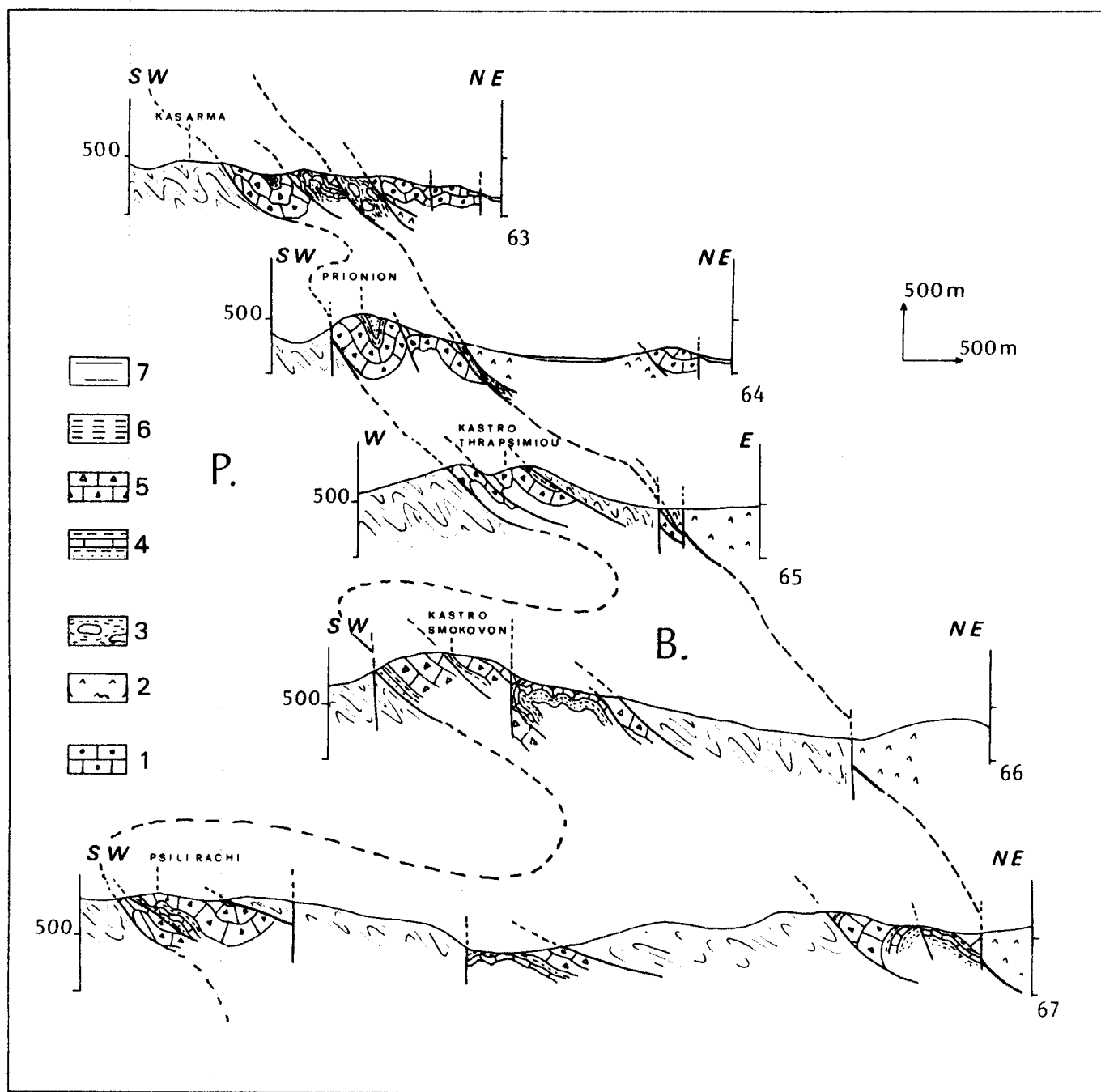


Fig. 145. - Coupes dans les écaïlles béotienne, de Dafnosplia à Mésochorion (63 à 67).

P. zone du Pinde ; B. zone béotienne.

1. série jurassique du Koziakas ; 2. ophiolites ; 3. complexe chaotique à éléments ophiolitiques ; 4. Crétacé inférieur béotien ; 5. Crétacé supérieur béotien ; 6. Paléocène béotien ; 7. flysch tertiaire du Pinde et béotien.

II. LES DONNEES MICROTTECTONIQUES

La nature lithologique des différents termes de la série béotienne explique leur comportement tectonique varié. La série anté-cénomaniennne de type flysch est



GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

compétente avec des plis métriques et décimétriques. L'étude stéréographique montre les directions N 120-130 (fig. 146 A, B) dont le déversement vers le SW est indiqué par l'orientation des plans axiaux et N 105-110 (fig. 146 C). Les valeurs relevées dans le ravin de la Rouksa Rema et sur le mont Stathmos (fig. 146 D) sont peu significatives du fait de l'intense tectonisation et la superposition de multiples unités.

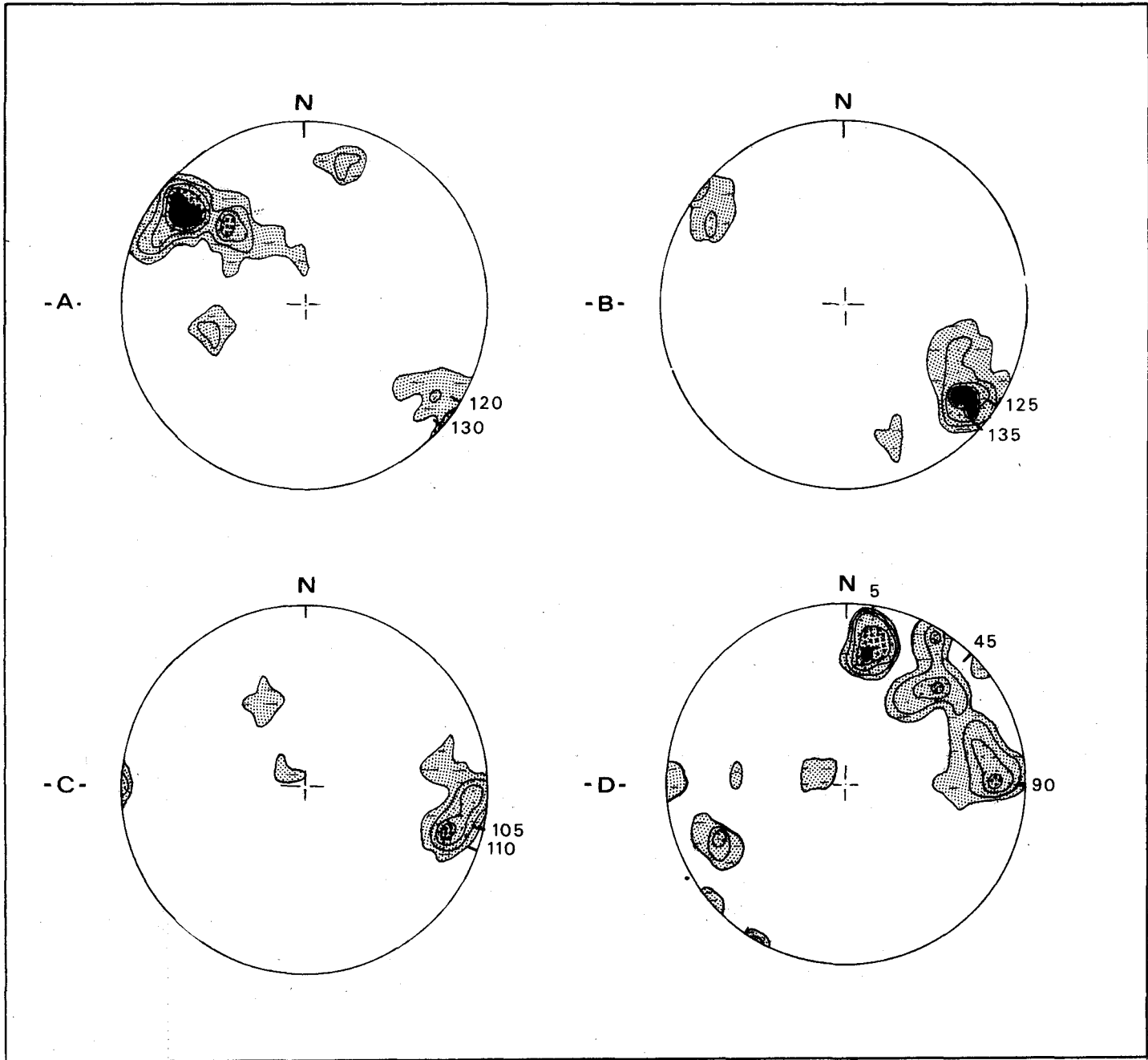


Fig. 146. - Etude statistique des déformations plicatives dans la série d'âge anté-crétacé supérieur-béotien (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur - zone d'isoconcentration 1, 2, 3, 4, 5 et supérieure à 5 %).

A. Nord de Smokovon, axes des microplis (25 mesures) ; B. Sud de Smokovon, axes des microplis (8 mesures) ; C. secteur de Mesochorion, axes des microplis (15 mesures) ; D. secteur d'Archanion, axes des microplis (35 mesures).

TECTONIQUE : RELATIONS ENTRE LES ZONES

Les terrains du Crétacé supérieur sont affectés de plis hectométriques de direction N 120-130, coffrés et à déversement SW (Prionion, Kasarma, Mesochorion) et N 90 à vergence sud (Smokovon).

La totalité des mesures de plan de stratification dans la série béotienne montre une répartition (fig. 147) qui peut être interprétée comme le résultat de tectoniques superposées. Trois directions axiales ressortent du traitement stéréographique : N 55, 115 et 155. La répartition des concentrations est trop complexe pour autoriser une interprétation chronologique.

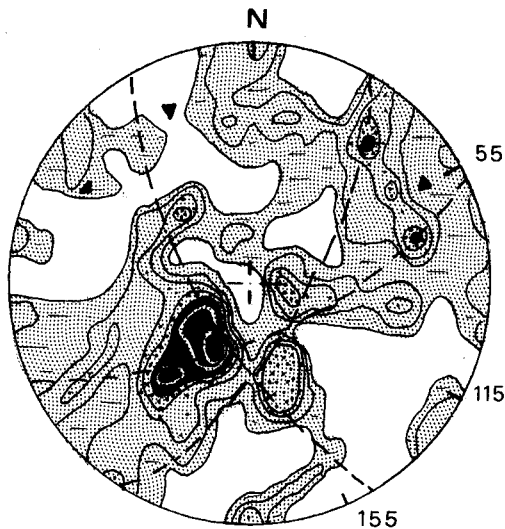


Fig. 147. - Représentation stéréographique (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur) de la totalité des pôles de plans de stratification mesurés dans la série béotienne (65 mesures). Zones d'isodensité 1, 2, 3, 4, 5 et supérieures à 5 %.

CHAPITRE III : LES RELATIONS ENTRE LES DIVERSES ZONES AU FRONT DES ZONES INTERNES

I. PINDE ET BEOTIEN

Le contact de la zone béotienne sur la zone du Pinde se révèle difficile à préciser compte tenu de l'identité de faciès des flyschs tertiaires de ces différentes zones. Bien qu'il n'ait pas été expressément reconnu sur toute sa largeur, ce contact se trouve à l'avant des écailles crétacées béotiennes ; certains faciès du flysch tertiaire plus grossiers sont situés à l'arrière des unités structurales et pourraient représenter certains épisodes détritiques de la base de la série.

La série béotienne chevauche toujours des termes tertiaires de la série du Pinde et jamais des termes secondaires; donc l'individualisation des structures pindiques n'est pas antérieure au chevauchement béotien.

Il résulte donc que la tectonisation de la zone du Pinde apparaît synchronique de la tectonisation tangentielle de la zone béotienne et du chevauchement des zones internes sur les zones externes. Ce synchronisme est corroboré par l'évolution de la dimension des plis dans le flysch tertiaire.

II. BEOTIEN ET CHEVAUCHEMENT DES ZONES INTERNES

L'observation du schéma structural (fig. 142) permet en premier lieu, de noter l'obliquité du contact ophiolitique sur la zone béotienne. Par ailleurs, l'étude des structures au sein même de ces écailles permet de définir trois ensembles :

- l'ensemble septentrional depuis Dafnospilia jusque Smokovo ; de direction sensiblement N 150; étroitement parallèle au contact ophiolitique, il semble acquérir une direction E-W près de Smokovon ;

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DOMOKOS

- l'ensemble oriental d'Ano Ktimeni au Psilo Kotroni de Perivoli ; de direction E-W près d'Ano Ktimeni, il passe à une direction NNW-SSE et se termine dans le système d'écailles de Perivoli ;

- l'ensemble méridional de Mesochorion-Archanion ; de direction N 150, il disparaît sous les ophiolites du Mega Isoma et dans la vallée du Sperchios.

L'unité de Smokovon et celle d'Ano Ktimeni présentent toutes deux des déformations en anticlinaux chevauchants de direction axiale N 90. Parallèlement, le contact ophiolitique au niveau du Pargaki-Dranitsa possède une direction E-W ; celle-ci étant associée à une faille verticale de direction N 90 pourrait évoquer une tectonisation des séries béotico-pindiques antérieurement au développement du contact ophiolitique. Cependant, l'existence d'une seule écaille au Nord de Smokovon et de deux écailles au Sud, dont la plus occidentale semble devoir être la prolongation méridionale du rameau septentrional, et l'évidence d'une faille verticale de direction N 60 depuis Smokovon vers le NE, conduisent à interpréter les structures comme une réaction différentielle à une seule et même tectonisation ayant conduit à la superposition des zones internes sur les zones externes.

III. LES RELATIONS ENTRE LES ZONES INTERNES ET LES SÉRIES DU FRONT DES ZONES INTERNES

La description des structures et l'étude stratigraphique ont montré l'allochtonie des ophiolites sur les séries béotiennes. Si ces structures apparaissent nettement, la position des séries jurassiques à faciès koziakas n'est pas systématique.

Dans la région de Dafnospilia (cf. Stratigraphie, coupes 28, 29, 30), les séries jurassiques reposent sur les séries béotiennes par l'intermédiaire de serpentinites et de complexe chaotique à éléments ophiolitiques. Une coupe au niveau des écailles à la base de l'unité péridotitique du Katachloron (fig. 148) montre une écaille à matériel jurassique. Par ailleurs, la superposition tectonique des unités triasico-jurassiques du Katsichorachi (cf. Stratigraphie, coupes 1 et 3) admet du matériel serpentineux et des calcaires oolithiques jurassiques au niveau des contacts anormaux.

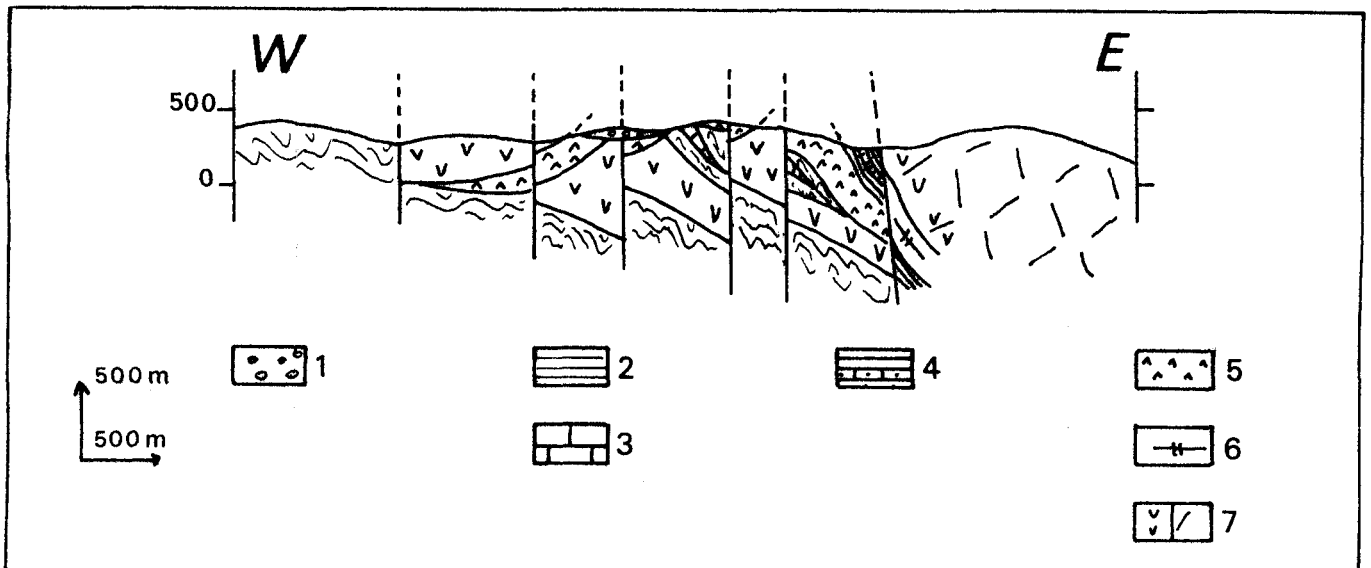


Fig. 148. - Coupe des écailles à la base du chevauchement près de Kedros (68).

1. molasse oligo-miocène ; 2. flysch tertiaire béotien ; 3. calcaires du Crétacé supérieur béotien ; 4. série jurassique de Koziakas ; 5-7. ophiolites : 5. pillow-lavas ; 6. amphibolites ; 7. péridotites et serpentinites.

TECTONIQUE : RELATIONS ENTRE LES ZONES

Dans le secteur de Loutra Kaitsa, les harzburgites du Fournos Kaitsa reposent sur les calcaires oolithiques (cf. Stratigraphie, coupe 31) par l'intermédiaire d'un complexe à éléments ophiolitiques. Les rapports entre ces derniers et les formations externes ou ophiolitiques sont cachetés par la molasse oligo-miocène.

Dans les deux cas, on peut remarquer que la position de ces calcaires est voisine de failles de direction transverse à la direction dinarique. Près de Dafnospilia, il pourrait exister une faille majeure de direction N 90 ou N 110 limitant au Sud la plaine de Trikkala et susceptible de se prolonger à l'Est dans l'anticlinal à coeur ophiolitique des Kassidiaris ou de Pournarion (+). Près de Loutra Kaitsa, les calcaires jurassiques affleurent au Sud du réseau faillé N 60 de Smokovon-Pavrakia.

La comparaison de ces deux secteurs semble donc montrer une contradiction. Toutefois, il faut remarquer que le Jurassique de Loutra Kaitsa est recouvert par l'empilement tectonique ophiolitique normal du Fournos Kaitsa-Platia Rachi Agoriani d'âge anté crétacé supérieur possible alors que les unités ophiolitiques de Dafnospilia, sous le Jurassique du Iekakovouni, reposent elles-mêmes sur les écailles associées aux unités du Katachloron. Dans ces écailles, sont impliqués du matériel jurassique et des éléments de la série béotienne et notamment du flysch tertiaire. Il apparaît donc que le dispositif de Dafnospilia serait d'âge tertiaire tandis que la disposition de Loutra Kaitsa serait d'âge anté-crétacé supérieur.

Cette dernière disposition est conforme à celles observées en Othrys centrale et à l'arrière du Koziakas où les structures d'âge anté-crétacé jouent un rôle important (J. FERRIERE, 1972, 1974 ; P. CELET et al., 1978 ; R. ARDAENS, 1978).

La succession tectonique au Nord de Dafnospilia est comparable à celle observée au front du Koziakas (P. JAEGER et P. CHOTIN, 1978) où les calcaires jurassiques recouvrent anormalement une formation pélitique à éléments ophiolitiques et la série béotienne. Cette disposition est d'âge tertiaire car le complexe à éléments ophiolitiques repose à la fois sur les sédiments crétacés inférieurs (Kasarma) et le Crétacé supérieur (Prionion).

Par ailleurs, dans la région du Kasarma, la succession de la série béotienne apparaît inverse et est donc tout à fait comparable à celle observée au NE de Morphovouni (D. PAPANIKOLAOU et CH. SIDERIS, 1979).

En résumé, indépendamment de la présence de failles décrochantes transverses de deuxième ordre ayant créé une structure en horst et graben, le secteur de Loutra Kaitsa montre une structure originelle d'âge anté-crétacé possible (ophiolites sur calcaires du Koziakas) alors que le dispositif de Dafnospilia (calcaires du Koziakas sur ophiolites) met en cause une tectonique tertiaire.

B. - LES STRUCTURES DE L'ALLOCHTONE INTERNE

CHAPITRE I : LES STRUCTURES DE LA COUVERTURE D'AGE CRETACE SUPERIEUR TRANSGRESSIF ET DU FLYSCH TERTIAIRE INTERNE

En Othrys occidentale, cette couverture est représentée dans le massif du Xerovouni et la partie méridionale des Kassidiaris. A l'Ouest du Xerovouni, les calcaires crétacés recouvrent la série détritique (Jurassique-Crétacé inférieur ?) de Kaitsa qui repose elle-même sur des laves et radiolarites susceptibles de représenter à cet endroit l'unité chaotique à éléments ophiolitiques d'Agoriani. A l'Est du Xerovouni,

(+) Une faille est notée d'après interprétation de photo Landsatt par N. POLYZOS (1977) et P. KRONBERG et R. GÜNTHER (1979).

près de Domokos, ils reposent sur les gabbros-dolérites et des laves en coussins qui leur sont associées.

I. LES STRUCTURES MAJEURES

Ainsi que l'a signalé J. AUBOUIN (1959), deux types de structures s'y superposent : ce sont d'une part des plis et d'autre part, des failles. Des contacts anormaux tangentiels y ont été également mis en évidence.

a) Les plis

Le massif du Xerouvouni a permis d'identifier une succession de plis de direction axiale N 110. Ce sont du Sud vers le Nord (fig. 149) :

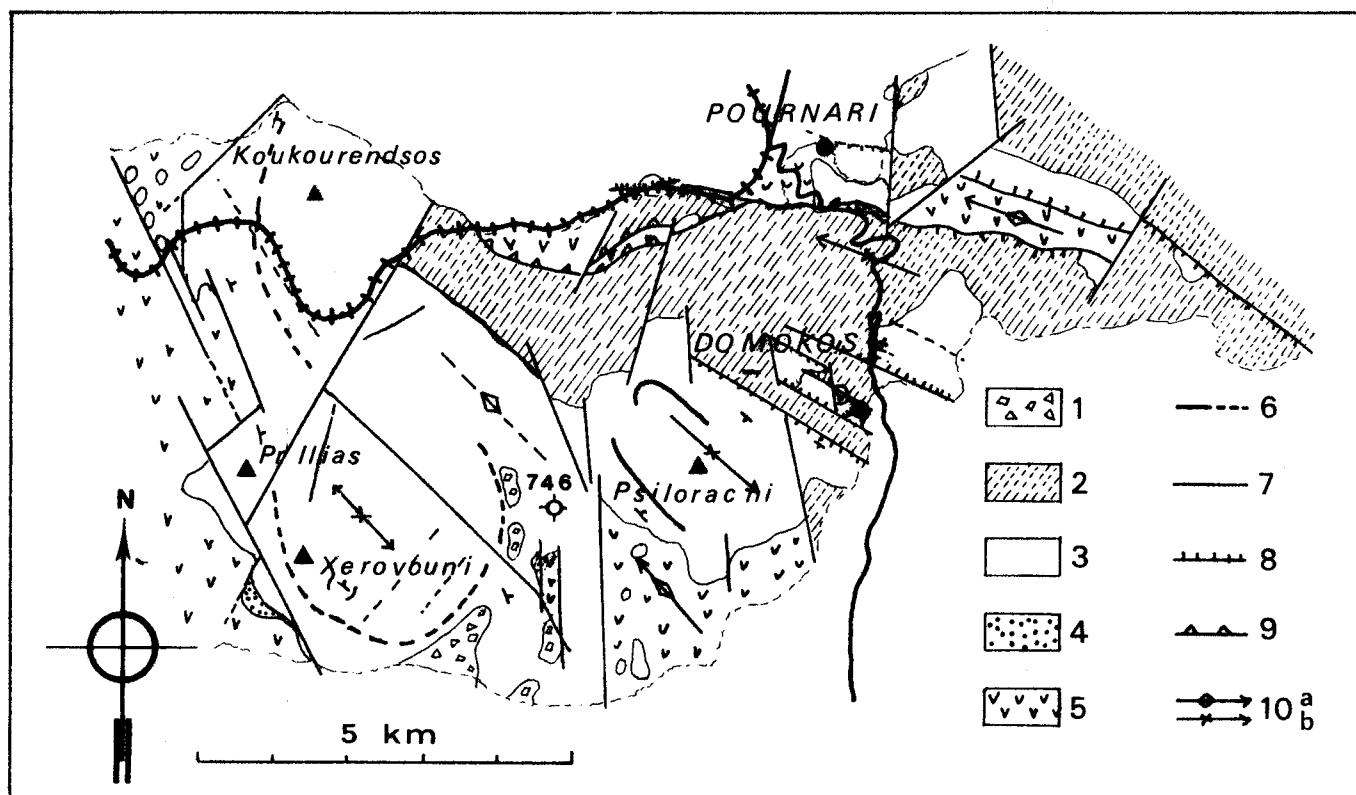


Fig. 149. - Schéma structural du massif du Xerouvouni.

1. brèches de pentes ; 2. flysch tertiaire interne ; 3. calcaires du Crétacé supérieur ; 4. série de Kaitsa (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ?) ; 5. ophiolites ; 6. directions structurales ; 7. faille verticale ; 9. faille verticale, petit trait du côté surélevé ; 10. axes de plis : a. anticlinal ; b. synclinal.

- le synclinal peu profond du Xerouvouni large de 2 à 3 km, dont le flanc occidental repose sur la série détritique de Kaitsa ;

- l'anticlinal d'Omyriaki qui semble correspondre à une ondulation mineure marquée par le système ophiolitique sous-jacent près du village. L'axe du pli semble se poursuivre au Nord du point coté 746 ;

- le synclinal du Psilorachi en forme de baignoire dont les directions structurales sont bien visibles sur les photographies aériennes ;

- l'anticlinal très étroit et faillé de Domokos qui permet d'observer la base de la transgression crétacée ;

- le synclinal de flysch tertiaire de Domokos bien marqué par le flysch rouge de base de part et d'autre de l'axe N 110 ; les calcaires crétacés du sous-sol des flancs sont portés à l'affleurement grâce à des failles N 110 ;

TECTONIQUE : CRETACE SUPERIEUR INTERNE

- l'anticlinal faille de Pournari dont le coeur est marqué par le système ophiolitique.

b) Les failles

D'après leur direction, on peut distinguer :

- les failles parallèles aux plis. L'anticlinal de Pournari est limité au Nord et au Sud par des failles parallèles de direction N 110. L'une septentrionale à regard sud et l'autre méridionale à regard nord découpent un horst large de 1 km ; le long de ces failles, le système ophiolitique vient au contact avec sa couverture crétacée calcaire ou le flysch tertiaire.

Dans la région de Domokos, un système de failles parallèles N 110 à regard nord débite l'étroit anticlinal de Domokos et ses retombées septentrionales et méridionales ; ces failles déterminent les horsts et fossés déjà évoqués par J. AUBOUIN. A la base du flanc nord du Xerovouni, une faille moins nette leur est parallèle et semble séparer le synclinal du Xerovouni de la prolongation septentrionale de l'anticlinal d'Omvriaki ;

- les failles transverses aux plis. Ce sont des failles qui peuvent être groupées en trois familles : N 170-190, N 30-40 et N 150-160. La première famille est bien représentée dans le massif du Psilorachi au Sud de Domokos et près de ce gros bourg. La deuxième apparaît en photographie aérienne près de Profitia Ilias, dans le massif du Koukourendos et dans le secteur de Pournari, tandis que la troisième n'est pratiquement individualisée qu'à la limite occidentale du Xerovouni.

c) Les contacts tangentiels

Ils n'ont été observés qu'à l'Ouest de Kato Domokos où une écaille de serpentine s'insère dans le flysch tertiaire schistosé.

II. LES DONNEES MICROTECTONIQUES

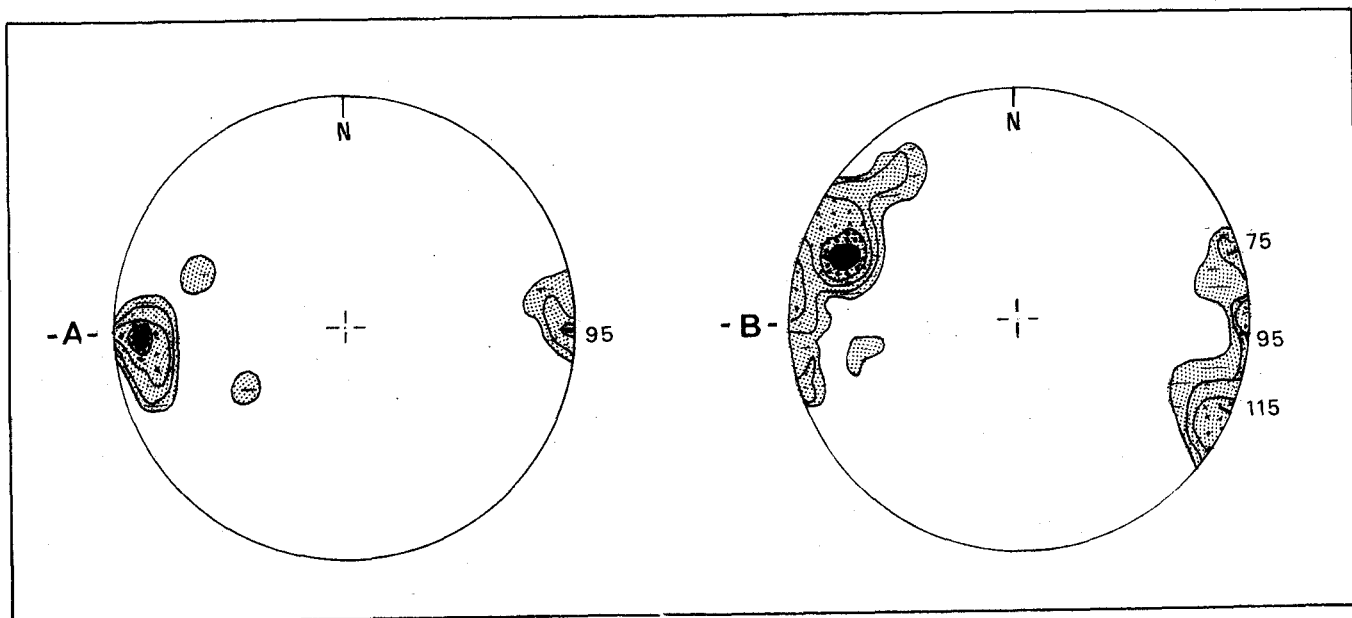


Fig. 150. - Etude statistique des déformations plicatives métriques dans la série d'âge crétacé supérieur-tertiaire interne (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur - zone d'isodensité 1, 2, 3, 4, 5 et supérieure à 5 %).

A. Crétacé supérieur de Domokos (20 mesures) ; B. flysch tertiaire interne de Domokos (35 mesures).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

Les seules mesures effectuées dans les calcaires crétacés l'ont été dans le secteur du Pournari. Les valeurs des axes reportées sur stéréogramme montrent de nets groupements selon la direction N 90 (fig. 150 A). L'étude statistique des plis métriques dans le flysch tertiaire du NE et au NW de Domokos met en évidence deux directions axiales principales (fig. 150 B) : N 75 et N 115. Une concentration mineure semble s'effectuer selon N 95.

CHAPITRE II : LES STRUCTURES DU SOUBASSEMENT TECTONIQUE DES OPHIOLITES

I. STRUCTURES MAJEURES

L'étude stratigraphique des séries triasico-jurassiques internes a déjà montré l'existence d'un ensemble septentrional homogène représenté par la massif du Katsichorachi et d'un ensemble méridional diversifié observable sous l'unité effusive ophiolitique de Fourca.

a) Le massif du Katsichorachi (cf. Stratigraphie, coupe 1).

Sous les serpentinites du Katsichorachi, on observe cinq unités tectoniques superposées, souvent séparées d'écaillés de serpentinites. Une seule série stratigraphique a été observée. La structure de chacune des unités montre des dispositifs en plis-failles exagérés en écailles.

b) Les massifs séparant la plaine du Xinias du Sperchios

Une coupe effectuée depuis Trilofon jusque Kastri permet d'envisager les relations entre les différentes séries (fig. 151).

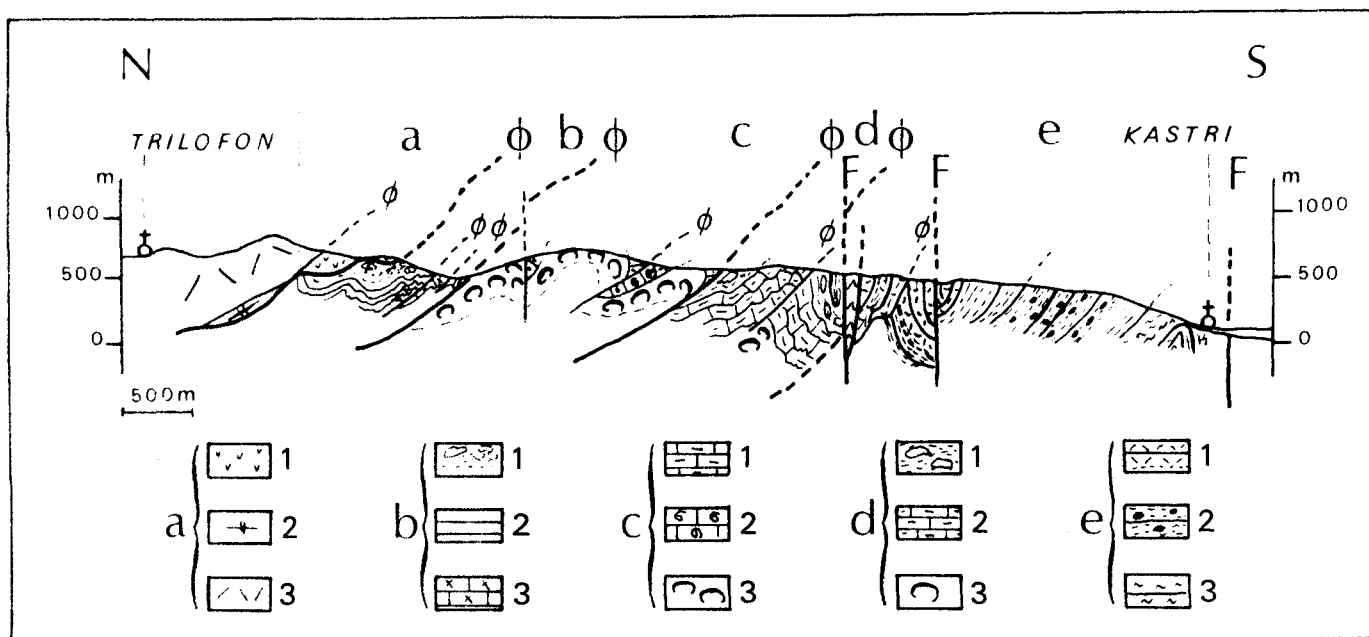


Fig. 151. - Coupe au Sud de la plaine de Xinias de Trilofon (69).

a. ensemble ophiolitique : a₁. pillow-lavas de Fourca ; a₂. amphibolites ; a₃. harzburgites. b. série de Trilofon : b₁. complexe olistolithique ; b₂. radiolarites ; b₃. calcaires néritiques. c. série de Tourla : c₁. calcaires siliceux ; c₂. calcaires noduleux ; c₃. pillow-lavas. d. série de Grammeni : d₁. complexe olistolithique ; d₂. calcaires siliceux ; d₃. pillow-lavas. e. série de Kastri : e₁. diabases et radiolarites ; e₂. pélites et conglomérats ; e₃. séricitoschistes et chloritoschistes.

TECTONIQUE : ZONE MALIAQUE

Les harzburgites de Trilofon (a_3) à semelle d'amphibolites (a_2) et l'unité effusive de Fourca (a_1) reposent sur la série triasico-jurassique néritique et détritique de Trilofon (b). Cette dernière recouvre elle-même la série effusive du Tourla (c) débitée en deux écailles qui chevauchent la série de Grammeni (d) dont les calcaires micritiques sont ployés en anticlinal de direction N 90 et déversés vers le Sud sur leur couverture (complexe olistolitique) ; vers l'Est, cette série est affectée par un contact tangentiel. Un décrochement de direction N 60 sépare la série de Grammeni de celle de Kastri (e) d'âge jurassique probable. Celle-ci est elle-même écaillée et affectée par des failles décrochantes de direction N 90.

Indépendamment des complexités structurales soulignées par des écaillages et des décrochements, il ressort de cette coupe que la série de Trilofon repose sur la série de Tourla qui chevauche elle-même la série de Grammeni. Les contacts anormaux méridionaux montrent que cette dernière série tend à surmonter la série de Kastri.

II. DONNEES MICROTECTONIQUES

A l'exception de la série de Trilofon, les séries triasico-jurassiques d'Othrys occidentale présentent un épisode carbonaté carnien-norien qui constitue un horizon sensible aux déformations plicatives. L'exploitation statistique des mesures réalisées dans les calcaires des différentes séries indique l'existence de directions axiales voisines de N 40, N 120 et N 150. Au Nord du secteur considéré, dans le massif du Katsichorachi (fig. 152 A), la direction N 120 n'apparaît pas tandis qu'au Sud (fig. 152 B, C, D), la direction N 150 n'apparaît que fort discrètement.

Le report de la totalité des pôles de plans de stratification mesuré dans toutes les séries sur un stéréogramme global (fig. 152 E) montre des zones d'isodensité relativement restreintes où l'on peut reconnaître des orientations principales multiples qui indiquent, de toute évidence, une superposition de déformations ; on peut y reconnaître les directions observées précédemment, marquées par un grand cercle à pôle N 50 (concentration > à 5 %), un petit cercle à pôle N 115 (isodensité 2 et 3 %) et un grand cercle à pôle N 140 d'après les zones de concentration 2 et 3 %. A titre d'hypothèse, les intersections entre les différentes guirlandes permettent d'envisager l'ordre chronologique des différentes déformations (fig. 152 F) : (1) N 120-130, (2) N 50, (3) N 150. La succession des deux premières déformations n'apparaît pas nettement ; par contre, la postériorité de la déformation N 140 est plus évidente.

Dans la série de Trilofon, les calcaires néritiques disposés en écailles sont peu propices à l'étude des plis.

Le long de la route de Grammeni à Trilofon, les radiolarites affleurent à la faveur d'un arrachement. On y observe des plis métriques à décimétriques où apparaît un caractère disharmonique. Les axes reportés sur stéréogramme (fig. 153) indiquent les directions N 15 et N 75, les plans axiaux mesurés plongent vers le Nord et l'Est.

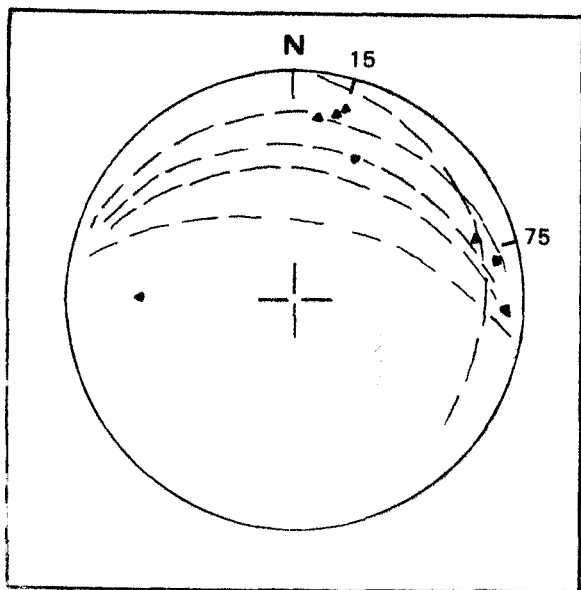
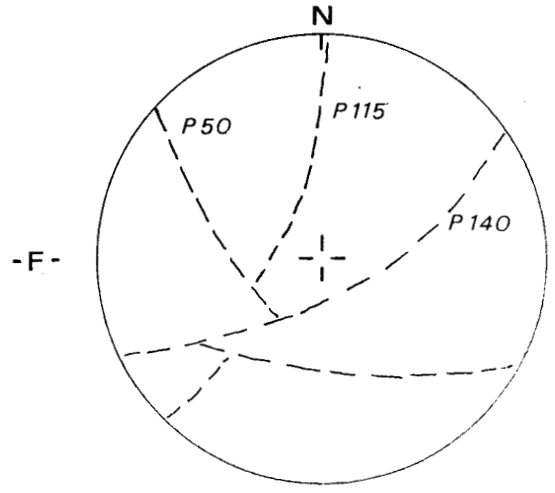
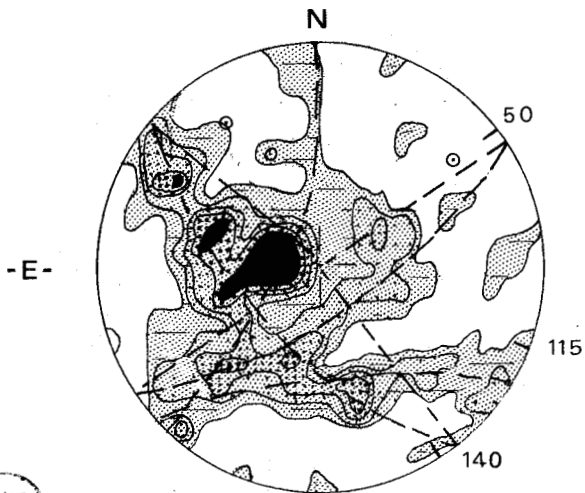
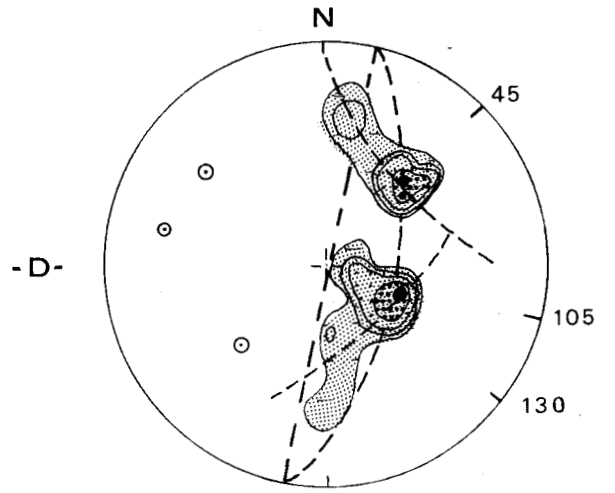
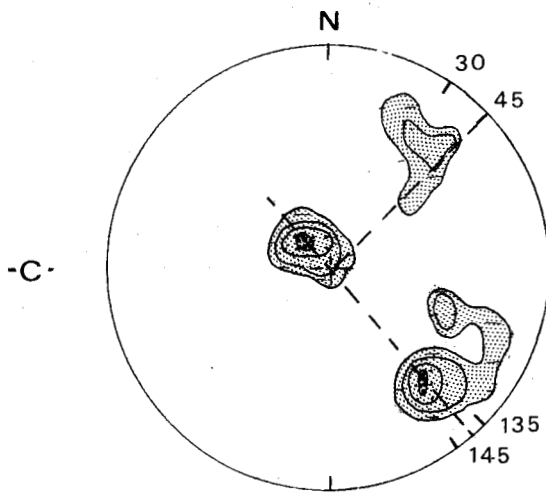
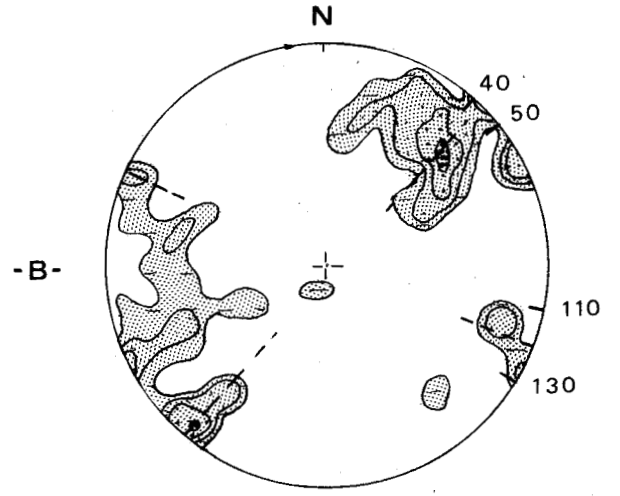
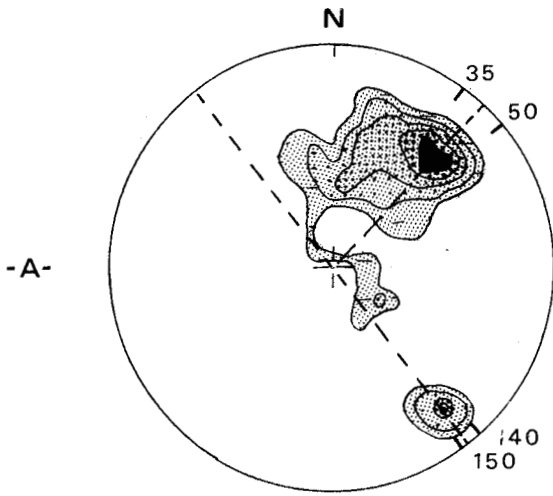


Fig. 153. - Axe des microplis et plans axiaux dans les radiolarites de la série de Trilofon (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur - 14 mesures).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS



TECTONIQUE : ZONE MALIAQUE

Compte tenu de la disharmonie, comparativement aux plis des calcaires, ces valeurs semblent peu représentatives des déformations initiales. On peut toutefois remarquer que l'angle entre ces deux valeurs est équivalent à celui effectué par les directions axiales N 40 et N 120 observées dans les calcaires des séries triasico-jurassiques. Ceci peut conduire à considérer que les plis des radiolarites correspondent à ceux des calcaires, les orientations actuelles résultant d'une rotation de l'unité structurale peut-être sous l'effet d'une déformation postérieure.

Le matériel pélitique, pélito-gréseux ou radiolaritique de la série de Kastri est affecté de plis décimétriques à centimétriques. La mesure des axes indique nettement les directions N 30-50 et N 130-140 (fig. 154 A) tandis qu'une concentration presque centrale et un étirement des courbes d'isodensité pourrait signifier une déformation selon la direction N 95.

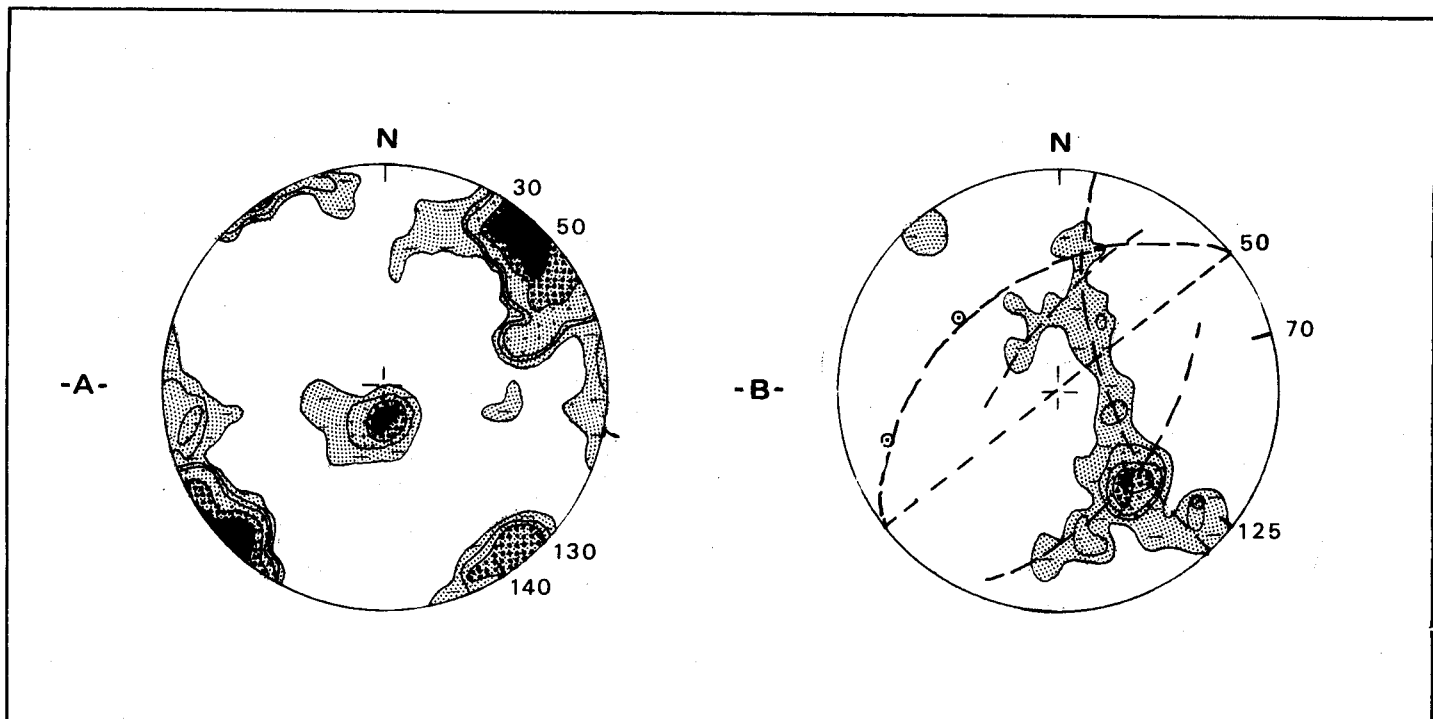


Fig. 154. - Etude statistique des déformations dans la série de Kastri (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur).

A. axes des microplis (60 mesures) ; B. pôle des plans de schistosité (35 mesures).

Fig. 152. - Déformations plicatives dans les calcaires des séries triasico-jurassiques (canevas de Schmidt - hémisphère inférieur - zone d'isocondensité 1, 2, 3, 4, 5 et supérieure à 5 %).

A. série du Katsichorachi, axes des microplis (35 mesures) ; B. série de Moschokarya, axes des microplis (50 mesures) ; C. série du Tourla, axes des microplis (20 mesures) ; D. série de Grammeni, pôles des plans de stratification (25 mesures) ; E. totalité des séries, pôles des plans de stratification (101 mesures) ; F. représentation stéréographique interprétative du stéréogramme (E).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

A proximité de la vallée du Sperchios, la série montre des schistosités de type épizonal. Le report des pôles des plans de schistosité ne s'effectue pas simplement mais, des guirlandes parfois incomplètes, voire de directions différentes, suggèrent une superposition de phases génératrices et/ou des déformations postérieures (fig. 154 B). La concentration principale maximale marquée par la zone d'isodensité 2, 3, 4 et supérieure à 5 % indique que d'une façon générale, le plan de schistosité possède une direction N 50 et pend vers le NE.

La comparaison des deux diagrammes, celui des microplis et celui des plans de schistosité, peut laisser penser que ceux-ci correspondent sensiblement aux plans axiaux des plis N 30-50. L'existence d'une guirlande d'isoconcentration 1 et 2 % parallèle à un petit cercle dont le pôle est à N 250 (N 70) peut indiquer que ce plan de schistosité a été affecté par une déformation plicative selon cette direction. La présence de deux demi-guirlandes selon les grands cercles dont les pôles sont à N 125 peut également être l'indice d'une déformation parallèle à cette direction.

C. - LA TECTONIQUE CASSANTE

CHAPITRE I : LES DOMAINES STRUCTURAUX

Les failles observées affectent les édifices résultant de la tectonique tangentielle ; il est donc intéressant de considérer les rapports existant entre failles et sédiments post-orogéniques.

I. STRUCTURE DES DEPOTS MOLASSIQUES

Les dépôts molassiques oligo-miocènes sont bien représentés au Sud de Leontario, dans le massif du Kranorema et à l'Ouest de Loutra Kaitsa dans le massif du Skarto-Isoma. Ces formations sont, d'une façon générale, sub-horizontales, les variations de pendage des limites de stratification sont peu importantes et non représentatives de déformations plicatives ; elles pourraient correspondre à des structures syn-sédimentaires. Dans le massif du Skarto-Isoma, les dépôts molassiques cachètent les failles de direction N 140 et N 50-60.

II. LES DEPOTS PLIO-QUATERNAIRES : LES PLAINES DE TRIKKALA ET DE XINIAS ET LA VALLEE DU SPERCHIOS

Ces plaines et cette vallée constituent des bassins plio-quadernaires liés à des zones d'effondrement. Les failles responsables sont oblitérées par les dépôts, toutefois, en photographie aérienne ou satellite, on peut distinguer des linéaments N 15 et N 110.

CHAPITRE II : ETUDE DES FAILLES

L'ensemble du secteur étudié est parcouru par un important système de failles verticales dont la fréquence et la répartition cartographique en plusieurs familles principales permettent l'exploitation statistique.

I. GENERALITES

a) Validité des observations

La cartographie des failles observées sur le terrain a été comparée aux linéaments remarquables sur les photographies aériennes ; 64 % des failles ont ainsi pu être vérifiées tandis que les photographies ont montré 3 % de failles non observées sur le terrain. L'établissement de cartes du réseau faille dans les deux cas a permis l'établissement d'histogrammes (fig. 155 A, B) où les directions figurent en abscisse

TECTONIQUE : FAILLES

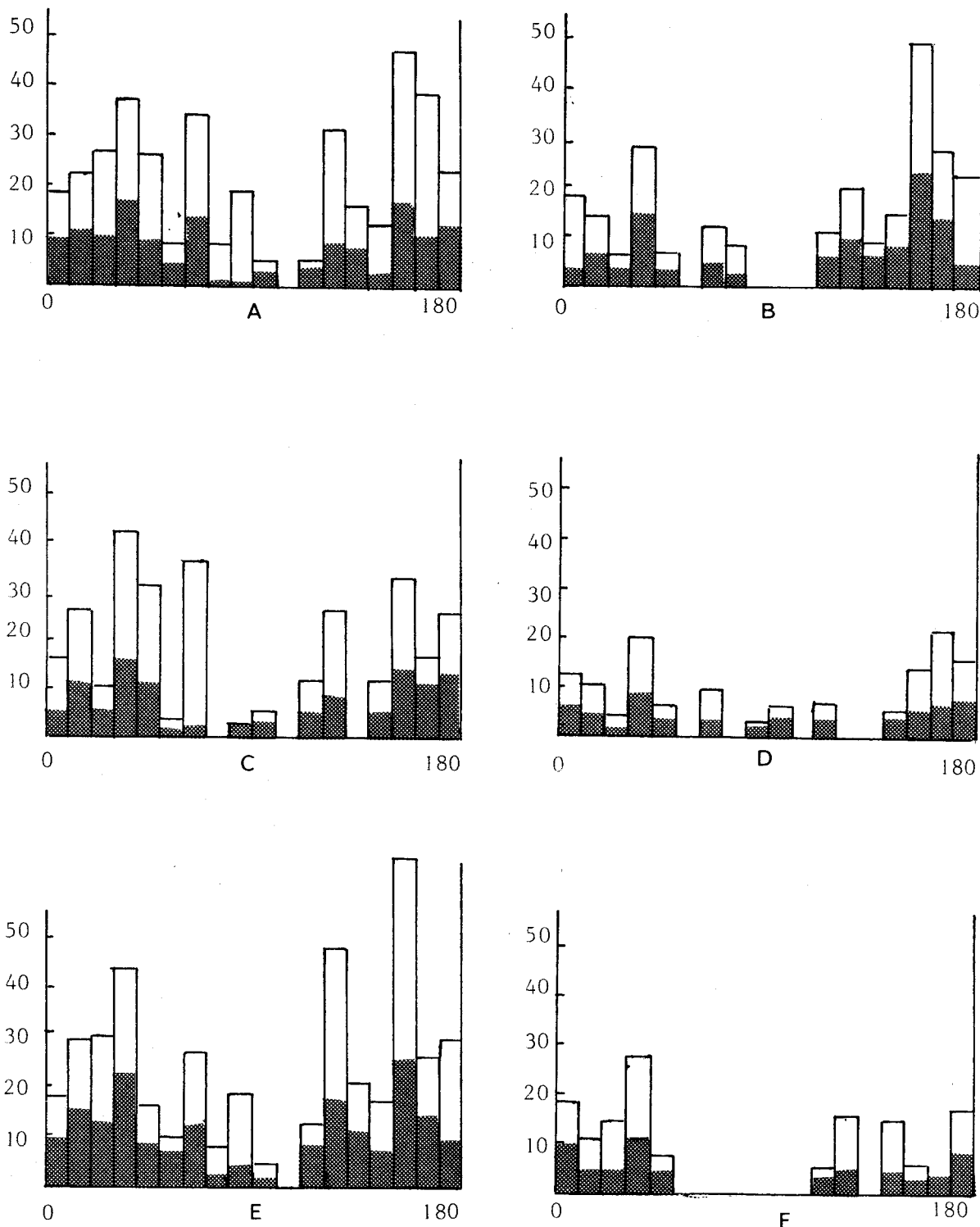


Fig. 155. - Histogrammes des failles (surface claire : Longueur cumulée, I/5 ; surface noire : Fréquence, F/3).

A. failles observées sur le terrain (96 mesures) ; B. failles d'après photographies aériennes (68 mesures) ; C. failles impliquant le Crétacé supérieur (74 mesures) ; D. failles du domaine interne (65 mesures) ; E. failles du domaine externe (65 mesures) ; F. failles du Xerovouni (40 mesures).

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

tandis qu'en ordonnée, ont été reportées d'une part, les fréquences (surface noircie) et d'autre part, les largeurs cumulées (surfaces claires). La comparaison de ces diagrammes permet de noter que les réseaux faillés se répartissent dans les deux cas selon des familles identiques et que les rapports fréquence/longueur restent proportionnels. De tels faits indiquent que les observations effectuées sont suffisamment fiables pour une étude statistique.

b) Les différentes familles

Elles ressortent des histogrammes précédemment évoqués (fig. 155 A, B) ; on y observe six familles principales : N 15, N 35, N 65, N 125, N 155 et N 175.

II. SEPARATION DES DIFFERENTES FAMILLES

Certaines familles de failles se recoupent et se décalent respectivement ; ce fait peut indiquer que ces discontinuités tectoniques correspondent à des failles conjuguées à caractère cisailant. Etant donné la multiplicité des familles mises en évidence, puisque l'étude précédente a permis de séparer des déformations plicatives anté-crétacées et tertiaires, pour pouvoir rechercher les associations, il apparaît possible de limiter le nombre de familles en considérant l'âge des terrains qu'elles affectent.

a) Les failles des zones internes et celles des zones externes

Puisque la définition des zones internes repose sur l'existence d'une tectonique d'âge anté-crétacé supérieur et la discordance relative du Crétacé supérieur (J.H. BRUNN, 1956), il est intéressant de comparer les diverses familles de failles des zones internes et des zones externes.

Le recensement des failles de part et d'autre du front ophiolitique permet de dresser les histogrammes $D = f(F)$ et $D = f(L)$ où D est la direction de N 0-180, F la fréquence et L la longueur cumulée correspondant aux domaines internes et externes (fig. 155 C, D). La confrontation de ces diagrammes montre des valeurs plus élevées de F et L des diverses familles dans les zones internes, ce qui peut indiquer soit un comportement différent des matériaux (comportement plus compétent de par la nature lithologique ou consécutivement à une fragilisation induite par des conditions de contraintes précédentes) ou encore des rejeux éventuels selon des discontinuités créées antérieurement. La nature des matériaux qui constituent les séries des zones internes permet d'opter plutôt pour un comportement plus compétent de ces séries.

Par ailleurs, le diagramme des failles concernant les zones externes se présente mal à la distinction des différentes familles, ceci peut être expliqué par l'importance des déformations plicatives c'est-à-dire un comportement de type incompétent des matériaux composant les séries (flysch anté-crétacé supérieur et flysch tertiaire).

La composition de ces diagrammes permet seulement de remarquer que les failles N 35 et N 155 sont représentées dans le domaine interne et le domaine externe.

b) Les failles et les terrains du Crétacé supérieur

Dans le massif du Xerovouni, l'histogramme (fig. 155 E) permet la distinction des failles N 5-175, N 35, N 110-130 et N 150 ; l'histogramme de la totalité des failles impliquant le Crétacé supérieur (fig. 155 F) autorise la séparation des orientations N 15-175, N 35, N 125 et N 155. Seules les failles N 85 n'apparaissent pas dans les diagrammes des zones externes et celui des failles impliquant le Crétacé supérieur.

III. RECHERCHE DES ASSOCIATIONS

a) Les failles affectant les terrains post-crétacés supérieurs

Au front des zones internes, il est apparu sur le terrain que les failles N-S

TECTONIQUE : FAILLES

(N 5 et N 175) et N 60-70 qui se recoupent fréquemment et se décalent les unes par rapport aux autres, sont en rapport avec les contacts anormaux qu'elles recoupent et décalent. Ceci pourrait signifier que ces failles correspondent à des failles conjuguées à caractère cisailant. Dans ces conditions, la contrainte principale maximale selon N 30 engendrerait des plis de direction axiale N 120, ce qui est le cas. Toutefois, l'observation de stries sur les miroirs manquent pour corroborer cette hypothèse.

Des considérations analogues sont valables pour les failles N 30-40 et N 125 qui montreraient une direction de contrainte principale selon N 60-70 et une direction axiale N 130-160 ainsi que pour les familles N 10-20 et N 150-160 avec une direction de contrainte N 160 et une direction axiale N 70.

Etant donné l'âge tertiaire de ces déformations, il est possible de vérifier ces hypothèses par les failles affectant les calcaires du Crétacé transgressif interne. L'observation cartographique n'apporte pas d'arguments supplémentaires ; toutefois, quelques miroirs de failles ont permis les mesures de stries. La déformation sur ces failles est polyphasée car certains miroirs présentent deux générations de stries.

Le report de ces stries sur stéréogramme montre (fig. 156) des joints striés à caractère normal (vecteur de la strie dirigé vers le centre du cercle de projection), chevauchant (vecteur de la strie dirigé vers l'extérieur du cercle) ou cisailant (vecteur sub-parallèle à la périphérie du cercle).

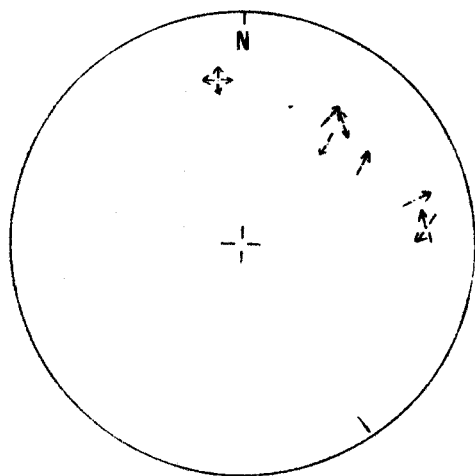


Fig. 156. - Représentation stéréographique des orientations des stries sur les miroirs de failles dans le Crétacé supérieur de Domokos (11 mesures).

Les stries indiquent des discontinuités cisailantes concernant une faille de direction N 170, une autre de direction N 70 et une troisième d'orientation N 130. Bien que ces mesures soient peu nombreuses, la présence de ces stries renforce les hypothèses émises, quant aux associations de failles envisagées antérieurement.

Par ailleurs, les stries soulignent un caractère normal des failles de direction N 130-140 suivant une direction d'extension N 20 qui s'accorde avec la seconde génération de stries mesurées sur les failles N 75.

De même, les joints à caractère chevauchant sont conformes à la seconde génération de stries observées sur la discordance tectonique N 170 ; ils témoignent d'une direction de compression. Toutefois, les mesures effectuées ne permettent pas le calcul de l'orientation de contrainte principale maximale. Ces observations de direction tectonique d'extension et de compression semblent concorder avec celles du golfe maliaque signalées par O. PEGORARO (1972) et P.Y. PECHOUX et al. (1977).

Il résulte donc la postériorité de mouvements en extension et en compression selon des failles créées antérieurement et à caractère cisailant. Ces mouvements

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

en compression et extension n'ont pas été datés ; toutefois, les mouvements d'extension correspondent vraisemblablement aux effondrements thessaliens. Les jeux en cisaillement semblent confirmer les associations de failles précédemment énoncées mais ne permettent pas d'envisager une chronologie dans ces déformations ; seul leur âge tertiaire peut être admis.

b) Les failles n'affectant que les terrains anté-crétacés supérieurs

Seules les failles de direction N 85 n'ont pas été observées dans les terrains d'âge crétacé supérieur ; il s'agit peut-être de discontinuités créées antérieurement. Les interprétations s'avèrent délicates, compte tenu des multiples réseaux de failles.

IV. LES RAPPORTS ENTRE LES FAILLES ET LES PLIS

L'étude statistique des déformations plicatives (fig. 157) et des déformations cassantes met en évidence une histoire polyphasée.

ZONES EXTERNES		ZONES INTERNES			
Flysch tertiaire du Pinde	Série jurassique supérieure-éocène de la zone béotienne	Couverture crétacée tertiaire interne	Edifice ophiolitique	Série d'âge jurassique (?)	Série triasico-jurassique
			N 40/SE	N 40	N 30-50/SE
N 60	N 60	N 75			N 70
N 90-105	N 90 ?	N 90-105	N 90 (?) / S	N 90-100	N 95 ?
N 115-120/SW	N 120-130/SW	N 110-120	N 120-130/SW	N 110-130	N 120-130
N 150-160/SW	N 150-160/SW		N 150-160/SW	N 140-150	N 130-140

Fig. 157. - Tableau des différentes déformations plicatives dans les diverses séries d'Othrys occidentale (direction axiale/déversement).

Les déformations les plus anciennes sont d'âge anté-crétacé supérieur, de direction axiale N 40 à déversement vers le SE. Toutefois, celle-ci semble postérieure à une tectonique de direction N 130 à déversement possible vers le SW.

La tectonique finie crétacée-tertiaire correspond à plusieurs étapes de déformations ; la direction N 150-160 à déversement vers le SW susceptible d'être accompagnée d'un développement de failles N 30 et N 110 semble postérieure aux déformations de direction axiale N 70 et N 120-130 à déversement vers le SW, peut-être respectivement associées aux réseaux faillés N 10, N 150, N 175 et N 70. Ces déformations d'âge tertiaire sont suivies de déformations en extension et en compression, d'âge plio-quadernaire probable avec rejeux des failles antérieures.

Ces données s'accordent avec celles de secteurs voisins (Othrys centrale : J. FERRIERE et P. VERGELY, 1976 ; Iti : E. WIGNIOLLE, 1977) ou plus lointains (Macédoine : J. MERCIER et P. VERGELY, 1972 et P. VERGELY, 1975-1976 ; Eubée méridionale : G. KATSIKATSOS et al., 1976).

D. - CONCLUSIONS : MISE EN PLACE DES STRUCTURES

CHAPITRE I : L'EDIFICE ACTUEL

Le front ophiolitique actuel constitue le chevauchement fondamental des zones internes sur les zones externes. La zone béotienne ne constitue qu'un bourrelet d'écaillés disposé à la base du chevauchement des zones internes et sur le flysch tertiaire du Pinde.

TECTONIQUE : CONCLUSIONS

Dans les zones internes, les ophiolites reposent sur les séries triasico-jurassiques internes superposées les unes aux autres. L'édifice ophiolitique d'Othrys occidentale correspond lui-même à la superposition d'unités structurales où l'on peut considérer que le système conforme (+) d'Anavra repose sur le système conforme d'Agoriani recouvrant lui-même le système inverse de Trilofon. En Othrys centrale, lors des tectoniques tertiaires, la couverture transgressive crétacée à tertiaire dans les zones internes est restée solidaire de son soubassement ophiolitique. Les dépôts molassiques oligo-miocènes sont transgressifs sur l'édifice montagneux créé à l'issue des tectoniques tertiaires.

Un dispositif en horst et graben, transversal par rapport à la direction structurale tertiaire principale (direction dinarique), limité par les failles N 170-180 et N 110 a présidé à l'installation de bassins laguno-lacustres du Plio-Quaternaire.

CHAPITRE II : L'EDIFICE TERTIAIRE

Peu modifié par les tectoniques postérieures, il correspond essentiellement à la direction dinarique (N 150-170). Les terrains les plus récents impliqués dans la tectonique tangentielle sont d'âge yprésien. Les structures sont cachetées par des dépôts molassiques dont l'âge post-oligo-miocène supérieur-miocène basal a été proposé par analogie de faciès. La tectonique tertiaire terminale représentée par sa déformation axiale N 150-160 est donc post-yprésienne. Cette déformation est postérieure à des structures de direction axiale N 120-130 et N 60-70 dont la chronologie ne peut être précisée mais d'âge post-paléocène. Cette tectonique polyphasée tertiaire explique les directions structurales multiples au sein des zones externes et la superposition de plusieurs "écailles" béotiennes à la base du front des zones internes.

La tectonique tertiaire semble également responsable de la superposition des deux empilements tectoniques ophiolitiques conformes d'Anavra et d'Agoriani. Ce dispositif structural pourrait témoigner de déformations de direction axiale N 70 à déversement vers le SE.

CHAPITRE III : L'EDIFICE ANTE-CRETACE SUPERIEUR

A l'Est du chevauchement ophiolitique, les massifs séparant la plaine de Xinias de la vallée du Sperchios présentent des structures d'âge anté-crétacé supérieur qui correspondent à la superposition de l'ensemble ophiolitique sur les diverses séries triasico-jurassiques internes et à l'empilement des différentes unités ophiolitiques du système inverse de Trilofon et de celles (?) du système conforme d'Agoriani.

Certains dispositifs structuraux particuliers ("écaille" harzburgitique de Trilofon et péridotites de Lamia) permettent d'envisager l'existence de discontinuités structurales fondamentales antérieures à la tectonique d'âge anté-crétacé supérieur au sein de l'océan dont témoignent les ophiolites.

(+) Les notions de système conforme et inverse reposent sur les rapports existant entre la succession tectonique d'unités structurales et la reconstitution pétro-génétique des "séries ophiolitiques".

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude géologique de la région de Domokos (Othrys occidentale) s'est appuyée tout d'abord sur la distinction stratigraphique de différentes séries, puis sur l'étude pétrologique et structurale des ophiolites d'Othrys occidentale. L'étude tectonique a permis d'envisager les rapports entre les différents ensembles structuraux.

I. LES RESULTATS

a) Données stratigraphiques

En Othrys, des séries appartenant aux zones du Pinde, béotienne, maliaque et pélagonienne ont été mises en évidence. Les principaux apports stratigraphiques sont relatifs aux zones béotienne et maliaque.

Le flysch béotien avait déjà été reconnu près du Sperchios, toutefois, l'existence de séries continues du Tithonique au Paléocène a été établie et un horizon à "Colomielles" d'âge barémo-aptien a été identifié. Des variations de faciès et chronologiques des termes de passage aux calcaires du Crétacé supérieur et au flysch tertiaire permettent d'établir les relations entre ces séries, celle de la zone du Pinde et le Crétacé supérieur transgressif interne.

Les séries triasico-jurassiques d'Othrys se rattachent au domaine maliaque mais on peut y distinguer une série pélagique fondamentale (Moschokarya), des séries pélagiques à composante détritique (Grammeni, Tourla, Kastri ?) et une série néritique et détritique (Trilofon).

Par ailleurs, la découverte d'un complexe chaotique à éléments ophiolitiques situé à différents niveaux de l'édifice tectonique ophiolitique, et dont la nature lithologique montre qu'il s'agit d'une formation identique au Mélange des Hellénides centrales, semble corroborer les hypothèses émises sur la genèse de cette formation détritique. La mise en évidence d'une série particulière supra-ophiolitique et infra-Crétacé supérieur transgressive -malheureusement d'âge non précisé paléontologiquement- permet de retrouver là un équivalent méridional de la couverture des ophiolites de Grèce septentrionale.

En ce qui concerne les autres séries, seuls des compléments de datation ont été apportés.

b) Les apports de l'étude pétrographique

Cette étude a permis de séparer un complexe volcanique triasique (série de Tourla) à tendance alcaline, de l'effusif associé aux ophiolites. L'analyse pétrographique de ces dernières a conduit à la mise en évidence d'un complexe ophiolitique complet dont on peut retenir :

- la présence simultanée de péridotites de type harzburgites-dunites et de lherzolites à plagioclase à faciès de fusion partielle ;
- la composante troctolitique des cumulats gabbroïques ;
- l'existence de faciès déformés dans ces cumulats ;
- la faible importance du système filonien par rapport aux dolérites d'allure massive ;
- un complexe volcanique homogène composé de coulées à débit en coussins.

L'ensemble des différents termes éruptifs de ce complexe est transformé par un métamorphisme de type schistes verts responsable de la serpentinitisation (p.p.), de la rhodinitisation, de la transformation des gabbros et de la spilitisation des laves. Ces transformations semblent liées à des actions thermodynamiques et témoignent de migrations ioniques avec intervention de fluides circulant dans des réseaux de fissurations.

GEOLOGIE DE LA REGION DE DOMOKOS

L'identification des divers faciès pétrographiques et des différentes unités structurales a permis de mettre en évidence des systèmes tectoniques, conformes à la succession pétrographique ophiolitique (système d'Agoriani et d'Anavra) établis grâce à l'étude des structures primaires internes. d'une part, et des édifices inverses par rapport à cette même succession (système de Trilofon) d'autre part. L'étude des structures internes liées à la genèse des ophiolites et des structures associées à la mise en place tectonique permet de reconnaître une tectonique polyphasée avec notamment des déformations majeures d'âge anté-crétacé supérieur.

c) Les données structurales et tectoniques

L'étude structurale et tectonique de l'Othrys occidentale a révélé sa complexité tectonique.

Les unités ophiolitiques recouvertes par le Crétacé supérieur transgressif reposent sur les unités triasico-jurassiques ; l'ensemble interne est charrié sur les séries béotiennes elles-mêmes superposées tectoniquement au flysch tertiaire du Pinde.

L'analyse structurale et microtectonique montre une mise en place polyphasée dont la succession des diverses tectogenèses peut être résumée comme suit :

1) au Jurassique : première tectonisation des ophiolites. Les complexes olistolitiques de la partie supérieure des séries triasico-jurassiques peuvent constituer un écho lointain de ces déformations ;

2) au Jurassique supérieur-Crétacé basal : structuration des zones internes dont le flysch béotien est le témoin détritique ; mise en place des unités ophiolitiques sur les diverses unités sédimentaires internes ;

3) à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur : structuration polyphasée des ensembles internes et externes ;

4) à l'Oligocène supérieur-Miocène : mise en place de bassins molassiques post-orogéniques ;

5) bombement post-oligo-miocène, effondrement thessalien et installation de bassins plio-quatérnaires.

II. LA PLACE DE L'OTHRYS OCCIDENTALE DANS LES HELLENIDES

La région de Domokos occupe une position intéressante dans l'édifice hellénique. Zone d'affrontements entre les domaines internes et externes, on y observe les terrains les plus occidentaux de la zone maliaque. D'après les critères structuraux et stratigraphiques, celle-ci se situerait à l'époque triasique, plutôt à l'Ouest de la zone pélagonienne. La découverte de lambeaux appartenant à une série triasico-jurassique néritique entre les unités ophiolitiques et les unités triasico-jurassiques pélagiques permet d'envisager la disparition de cette aire pélagique vers l'Ouest par exemple, au niveau du prolongement éventuel de la plate-forme parnassienne au Nord de la "Transversale du Sperchios".

Par ailleurs, dans la région, on observe les jalons les plus méridionaux de la série du Koziakas. Au Nord du secteur, ces séries occupent une position liée aux tectoniques tertiaires ; en revanche, près de Loutra Kaitsa, il semble qu'elles soient associées à l'édifice anté-crétacé supérieur. La structure transverse entre Dafnospilia et les Kassidiaris (prolongement éventuel de la transversale de Belokomites de C. MPODOZIS M., 1977) semble marquer la limite entre ces deux domaines structuraux. Les séries constituant la transition entre celles du Koziakas et celles du domaine maliaque semblent avoir été oblitérées à la faveur de grands mouvements tangentiels non seulement tertiaires mais encore anté-crétacés supérieurs. Il est cependant possible que le Koziakas représente un domaine paléogéographique assurant la transition entre Pinde et maliaque affecté obliquement par les tectoniques secondaires successives.

CONCLUSIONS GENERALES

Quant aux ophiolites, elles témoignent d'une aire océanique dont l'origine orientale (bassin vardarien cicatrisé) semble mieux convenir et répondre davantage aux données structurales et tectoniques.

S'il me fallait considérer un modèle actualistique de l'évolution des Hellénides, au niveau du secteur considéré, j'invoquerais un modèle comparable à ceux où le domaine maliaque occupe une position marginale à l'Est de la marge apulienne et où l'océan téthysien est en position orientale.

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

- BIBLIOGRAPHIE -

- ALBANDAKIS N.D. et KALLERGIS G.A. (1971).- Contribution to the knowledge of the age of shale-chert formation in Western Thessaly (Theopetra, Koziakas). *Bull. géol. Soc. hellén.*, VIII, p. 25-32.
- ANONYMES (1976).- Géodynamique du Sud Ouest Pacifique. Ed. Technip, 413 p.
- ANONYMOUS (1972).- Penrose field conference. Ophiolites. *Geotimes*, 17, 12, p. 24-25.
- ANONYMOUS (1973).- Ophiolites in the earth's crust. *Symp. Acad. Sci. USSR Geol. Inst. Moscow. Abstracts*, 124 p.
- ANONYMOUS (1976).- International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification terminology on procedure. Hellis D. Hedberg ed. John Wiley and Sons.
- ARDAENS R. (1978).- Géologie de la chaîne du Vardoussia. Comparaison avec le massif du Koziakas (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Lille, 234 p.
- AUBOUIN J. (1957).- A propos de la série du Pinde-Olonos. Essai de corrélations stratigraphiques dans le Pinde méridional. *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, p. 246-268.
- AUBOUIN J. (1957).- Sur la géologie de la bordure méridionale de la plaine de Trikala (Thessalie). *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, p. 222-232.
- AUBOUIN J. (1958).- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VIII, p. 731-748.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays hellén.*, X.
- AUBOUIN J. (1964).- Réflexion sur le faciès "ammonitico-rosso". *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, p. 475-501.
- AUBOUIN J. (1965).- Geosynclines. Amsterdam. Elsevier. 335 p.
- AUBOUIN J. (1973).- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides ; paléotectonique, tectonique, tardi-tectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, p. 426-460.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPNOUX J.P. (1970).- Essai sur la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, n° 6, p. 1060-1095.
- AUBOUIN J. et BONNEAU M. (1977).- Sur la présence d'un affleurement de flysch éocré-tacé (Béotien) au front des unités du Koziakas (Thessalie, Grèce) : la limite entre les zones externes et les zones internes dans les Hellénides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 284, p. 2075-2078.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970).- Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique sub-pélagonienne. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, 4, p. 277-306.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1975).- Les transversales dinariques dérivent-elles de paléofailles transformantes ? *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 282, p. 347.
- AUBOUIN J., LE PICHON X, WINTERER E. et BONNEAU M. (1976).- Les Hellénides dans l'optique de la tectonique des plaques. *Vie Coll. on the geology of the Aegean Region*, III, p. 1333-1354, Athènes.

- AUMENTO F., LONCAREVIC B.D. et ROSS D.I. (1971).- Hudson geotraverse : geology of the Mid. Atlantic Ridge at 45° N. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A..., 268, p. 623-650.
- AVE LALLEMANT H.G. et CARTER N.L. (1970).- Syntectonic recrystallisation of olivine and modes of flow in the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, p. 2203-2220.
- AVIAS J.V. (1977).- About some features of allochthonous ophiolitic and vulcanosedimentary suites units and their contact zones in New Caledonia. *Intern. Symp. on Geodynamics in South-West Pacific*, Nouméa. Ed. Technip, p. 245-263.
- BACHMANN G.H. et RISCH H. (1976).- Ein ober jurassisch interkretazischer (eohellenischer) Flysch in der Argolis und der Bau der Lighourion Mulde (Peloponnes, Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 152, 2, p. 137-160, Stuttgart).
- BAILEY E.B., MAC CALLIEN W.J. (1950).- The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Nature*, 166, p. 938-940.
- BAILEY D.K. (1974). Continental rifting and alkaline magmatism. In : SØ Rensen H. The alkaline rocks, ed. J. Wiley and Sons, p. 148-159.
- BAKER I. (1969).- Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island South Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 80, p. 1283-1310.
- BAKER B. et WOHLNBURG J. (1971).- Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. *Nature*, G.B. 229, p. 538-542.
- BARBERI F., BONATTI E., MARINELLI G. et VARET J. (1974).- Transverse tectonics during the split of a continent : data from the Afar Rift. *Tectonophysics*, 23, p. 17-29.
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G., MARINELLI G. et VARET J. (1970).- Relations between tectonics and magmatology in the northern Danakil depression (Ethiopia). *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 267 A, p. 293-311.
- BAUMGARTNER P.O. et BERNOULLI D. (1976).- Stratigraphy and Radiolarian Fauna in a late Jurassique-early Cretaceous section near Achladi (Euvoia, Eastern Greece). *Ecl. geol. Helv.*, 69, p. 601-629.
- BEBIEN J., BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., CHOROWICZ J., LAPIERRE H. et RAMPNOUX J.P. (1978).- Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie ; sa place dans l'évolution géotectonique série méditerranéenne. *Tectonophysics*, 47, p. 159-176.
- BECK C. (1972).- Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale du massif de l'Othrys (Grèce continentale). D. E. A. Lille, 59 p.
- BENEO E. (1955).- Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. *IV World Petrol. Congr. Roma*, sect. 1/A/2. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 78, p. 1-25.
- BENSON R.H. (1973).- The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep sea ostracode assemblages. *Lethaia*, 8, p. 69-83.
- BENSON W.N. (1926).- The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic rocks. *U. S. Natl. Acad. Sci. Mem.*, 1, p. 1-90.
- BERGER W.M. (1974).- Deep-sea sedimentation in "the Geology of continental Margins". Burk and Drake ed., Springer-Verlag, p. 213-241.
- BERGER W.M. et WINTERER E.L. (1974).- Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In Pelagic sediments on Land and under the sea. Hsü K.J. et Jenkyns H.C. ed. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, p. 11-48.
- BERNOULLI D. et JENKINS H.C. (1974).- Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In Modern and ancient geosynclinal sedimentation, ed. by R.H. Dott and R.H. Shaver. *Soc. econ. paleont. miner., Spec. Publ.*, N° 19, p. 129-160.

- BERNOULLI D. et LAUBSCHER M. (1972).- The Palinspatic problem of the Hellenides. *Ecl. geol. Helv.*, 65/I, p. 107-118.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977).- From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. *Int. Symp. on the structural History of the mediterranean Basins*, Split (Yougoslavia). Ed. Technip, Paris, p. 143-164.
- BISCAYE P.E. (1965).- Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-sea clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, p. 803-832.
- BITTNER A., NEUMAYR M. et TELLER F. (1876).- Geologische Arbeiten im Oriente. *Verh. geol. Reichsanst. Wien*, 9, p. 219-227.
- BIZON G., BIZON J.J., LALECHOS N. et SAVOYAT E. (1968).- Présence d'Eocène transgressif en Thessalie. Incidences sur la paléogéographie régionale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 36-38.
- BLANCHET R. (1970).- Données nouvelles sur le flysch bosniaque : la région de Banja Luka, Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 659-663.
- BLANCHET R. (1975).- De l'Adriatique au Bassin pannonique ; essai d'un modèle de chaîne alpine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 120, (1974), 172 p.
- BLANCHET R. (1976).- Bassins marginaux et Téthys alpine : de la nappe continentale au domaine océanique dans les Dinarides. *Symposium Split*, Technip éd., p. 47-72.
- BLEHAUT E. (1975).- Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale du massif de l'Iti (Grèce continentale). D. E. A. Lille, 96 p.
- BLUMENTHAL M. (1931).- Über den tektonischen Verbrand osthellenischer Gebirge. *Ecl. geol. Helv.*, 24, p. 347-372.
- BOBLAYE P. et VIRLET Th. I. (1833).- In Boué A. (1834).
- BOILLOT G. (1977).- Modèle actualistique des Hellénides. In Séance extraordinaire de la Société géologique de France tenue à Athènes. D. Fantinet éd., *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 19, p. 82-83.
- BOILLOT G. (1979).- Géologie des marges continentales. Masson éd., 139 p.
- BONATTI E., HONNOREZ and FERRARA G. (1970).- Equatorial Mid Atlantic Ridge : petrological and SR isotopic evidence for an alpine type rock assemblage. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, p. 247-256.
- BONATTI E., HONNOREZ J. et FERRARA G. (1971).- Peridotite, gabbro, basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, 268, p. 385-402.
- BONATTI E., HONNOREZ J. et FERRARA G. (1977).- Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, 268, p. 385-402.
- BOTTINGA Y. (1974).- Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of the suboceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 21, p. 15-38.
- BOTTINGA Y. et ALLEGRE C.J. (1973).- Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of oceanic crust. *Tectonophysics*, 18, p. 1-17.
- BOUE A. (1834).- Résumé des progrès des sciences géologiques pendant l'année 1833. *Bull. Soc. géol. Fr.*, V, p. 346-378.
- BOUE A. (1839).- Sur la Thessalie et la Bulgarie. *Bull. Soc. géol. Fr.* (1), II, p. 93.
- BOUE A. (1840).- Présentation d'une carte géologique de la Turquie d'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.* (1), V, p. 265.

- BOURCART J. (1922).- Les confins albanais administrés par la France (1916-1920). Contribution à la géographie et à la géologie de l'Albanie moyenne. Thèse Paris, Delagrave éd.
- BOWEN N.L. (1927).- The origin of ultrabasic and related rocks. *Amer. Journ. Sci.*, 14, p. 89-108.
- BOWEN N.L. et TUTTLE O.F. (1949).- The system $MgO-SiO_2-H_2O$. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 60, p. 439-460.
- BROQUET P. (1970).- La notion d'olistostrome et d'olistolite. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 77-86.
- BRONGNIART A. (1827).- Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes. Paris. F.G. Levrault.
- BRUNN J.H. (1940).- Conditions de gisement des roches basiques en Macédoine occidentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, p. 210-735.
- BRUNN J.H. (1956).- Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, VIII, 358 p.
- BRUNN J.H. (1960).- Mise en place et différenciation plutovolcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 3, p. 115-132.
- BRUNN J.H. (1961).- Les structures ophiolitiques. Contributions à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 4, 89-96, 181-202.
- BRUNN J.H., CLEMENT B. et DERCOURT J. (1979).- Histoire des recherches géologiques dans les Hellénides. *VIe Colloq. on the Geology of the Aegean Region*, Athens, 1977.
- BRUNN J.H. et DESPRAÏFIES A. (1965).- Etude sédimentologique préliminaire des formations à caractères flysch et molasse (flysch du Pinde et molasse du sillon mésohellénique). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, VII, 4, p. 339-354.
- BRUNN J.H., FAUGERES L. et ROBERT P. (1972).- Une nouvelle série du Jurassique moyen-Crétacé inférieur surmontant les ophiolites dans le détroit de Kozani (Macédoine - Grèce). *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 26-28.
- CADET J.P. (1966).- Sur des niveaux permien associés à des gypses en Bosnie méridionale (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 403-404.
- CADET J.P. (1970).- Esquisse géologique de la Bosnie herzégovine et du Monténégro occidental (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 973-985.
- CADET J.P. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : les confins de la Bosnie herzégovine et du Monténégro. Thèse d'Etat, Univ. Orléans, 450 p.
- CALANCHI N., LUCCHINI et ROSSI P.L. (1978).- The volcanic rocks from the Mount Agnello area (Fiemme Valley, Italy) : A contribution to the knowledge of the Mid-Triassic Magmatism of the southern Alps. *IMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 25, p. 131-143.
- CANN J.R. (1968).- Geological processes at mid ocean ridge crest. *Geophy. J. R. astr. Soc.*, 15, p. 331-341.
- CANN J.R. (1969).- Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian ocean. *Journ. Petrol.*, 10, p. 1-19.
- CANN J.R. (1970).- New model for the structure of the ocean crust. *Nature*, 226, p. 928-930.
- CARLISLE (1963).- Pillow breccias and their aquagene tuffs. *Journ. Geol.*, 71, p. 47-78.
- CARNEY J.N. et MAC FARLANE A. (1977).- Volcano-tectonic events and pre-pliocene crustal extension in the New Hebrides. *Intern. Symp. on Geodynamics in South West Pacific*, Nouméa. Ed. Technip, p. 91-104.

- CASTELLARIN A., ROSSI P.L., SIMBOLI G., SOMMAVILLA B. et DE LUCA A. (1977).- DATI geologicie petrografici sul gruppo del Buffaure. *Miner. Petrogr. Acta*, 25, p. 165-187.
- CAYEUX L. (1924).- La question des jaspes à Radiolaires. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.* (4), XXIV, p. 11.
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, XIII, 446 p. Thèse Lille.
- CELET P. (1976).- A propos du Mélange de type "volcano-sédimentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 299-307 et *Colloq. intern. C. N. R. S. Paris*, 244, p. 103-111.
- CELET P., ARDAENS R., COURTIN B. et FERRIERE J. (1978).- Signification des séries du Koziakas et du Vardoussia (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 287, p. 229-232.
- CELET P., CADET J.P., CHARVET J. et FERRIERE J. (1977).- Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoic age in Dinarid and hellenic ranges : a comparison. *Symp. Intern. Histoire structurale des bassins méditerranéens. Split*, (1976), p. 35-46.
- CELET P. et CLEMENT B. (1971).- Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du flysch béotien. *C. R. Soc. géol. Fr.* (7), XIII, p. 43-47.
- CELET P., CLEMENT B. et FERRIERE J. (1976).- La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Ecl. géol. Helv.*, 69, 3.
- CELET P., COURTIN B. et FERRIERE J. (1979).- Les ophiolites des Hellénides centrales dans leur contexte géotectonique. *Intern. Ophiolites Symp.* (Nicosia) Cyprus (à paraître). *Abstracts of Papers Submitted*, p. 22-23.
- CELET P. et FERRIERE J. (1978).- Les Hellénides internes : le Pélagonien. *Ecl. géol. Helv.*, 71, 3, p. 467-495.
- CELET P., FERRIERE J. et WIGNIOLLE E. (1977a).- Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 19/4, p. 935-942.
- CHARVET J. (1970).- Aperçu géologique des Dinarides au méridien de Sarajevo (Bosnie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 986-1002.
- CHARVET J. (1978).- Essai sur un orogène alpin. Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 2.
- CIRIC B. (1954).- Einige Betrachtungen über die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden. *Bull. Serv. géol. et géoph. R. P. Serbie*, XI, p. 31-88.
- CLEMENT B. (1976).- Essai d'interprétation structurale d'un secteur des zones internes helléniques. L'Attique-Béotie. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, 2, p. 309-316.
- CLEMENT B., COMBES P.J. et FOURCADE E. (1979).- Problèmes posés par une série flyschöide et des latérites chrono-nickelifères associées dans la région d'Antikyra (Béotie, Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 233-242.
- CLEMENT B. et FERRIERE J. (1973).- La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 276, p. 481-484.
- CLEMENT B. et LAPIERRE H. (1979).- Sur la découverte d'un volcanisme basaltique dans le Paléozoïque supérieur des zones internes helléniques. *Tectonophysics* (à paraître).
- COLEMAN R.G. (1971).- Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journ. Geoph. Res.*, 76, p. 1212-1222.
- COLEMAN R.G. (1977).- Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere ? Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.

- COOMBS D.S. (1963).- Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine silica diagram. *Spec. pap. I, Mineral Soc. Am.*, p. 227-250.
- COOMBS D.S. et WILKINSON J. (1969).- Lineages and Fractionation trends in undersaturated volcanics rocks from the East Otago volcanic province. (New-Zealand) and related rocks. *Journ. Petrol.*, 10, p. 440-501.
- COURTIN B. (1977).- Etude géologique de la bordure méridionale de la plaine de Thessalie. D. E. A. Lille, 168 p.
- CYAGOR : AUZENDE J.M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTERO J., NICOLAS A., OLIVET J.L. et RIBBIRO A. (1977).- Le banc de Gorringer (Sud Ouest du Portugal), un fragment de manteau et de croûte océanique reconnu par submersible. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 285, p. 1403-1406.
- CYAGOR : AUZENDE J.M., OLIVET J.L., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., HYPOLITO MONTEIRO J., NICOLAS A. et RIBEIRO A. (1978).- Sampling and observation of oceanic mantle and crust on gorringer bank. *Nature*, 273, 5655, p. 45-49.
- DACHILLE F. et ROY R. (1964).- Effectiveness of shearing stresses in accelerating solid phase reactions at low temperatures and high pressures. *Journ. Geol.*, 72, p. 243-247.
- DALLONI M. (1923).- Contribution à l'étude des terrains tertiaires de la Thessalie et de l'Epire. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), XXIII, p. 284-294.
- DAVIS E.F. (1918).- The Radiolarian cherts of the Franciscan group. *Bull. Dept. Geology Univ. California*, 11, p. 241.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays hellén.*, XV, 417 p.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 261-317.
- DERCOURT J. (1972).- The canadian Cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Can. Journ. Earth Sc.*, 9, 6, p. 707-743.
- DERCOURT J., AUBOUIN J., SAVOYAT E., DESPRAIRIES A., TERRY J., VERGELY P., MERCIER J., GODFRIAUX I., FERRIERE J., FLEURY J.J., CELET P. et CLEMENT B. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce co-organisée avec la Société géologique de Grèce (9-20 septembre 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 1, p. 5-70.
- DERCOURT J., CELET P., COTTIN J.Y., DE WEVER P., FERRIERE J., GRANDJACQUET C., HALLARD D., TERRY J. et WIGNIOLLE E. (1977).- Importance d'une tectonique Jurassique supérieur sur les marges de la plaque d'Apulie (Hellénides et Apennins ligures). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 4, p. 917-925.
- DERCOURT J., FLAMENT J., FLEURY J.J. et MEILLEZ F. (1973).- Stratigraphie des couches situées sous les radiolarites de la zone du Pinde-Olonos (Grèce). Le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. *Ann. géol. Pays hellén.*, XXV, p. 397-406.
- DERCOURT J., FLEURY J.J. et MANIA J. (1970).- Sur la signification d'un épisode détritico-précoce dans la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse occidentale (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 255-256.
- DERCOURT J. et MAGNE J. (1965).- Sur l'âge de l'apparition du flysch dans la partie interne de la nappe du Pinde en Péloponnèse. *Ann. géol. Pays hellén.*, 16, p. 501-504.
- DESMET A. (1977).- Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de méditerranée orientale : les pillow-lavas du Troodos (Chypre). Thèse spécialité Nancy, 221 p.
- DESMET A. et LAPIERRE H. (1974).- Les manifestations magmatiques du Troodos et des nappes de Mamonia (Chypre) : comparaison et discussion géotectonique. *Sciences de la Terre* Nancy, XIX.

- DESPRAIRIES A. (1977).- Etude sédimentologique de formations à caractères flysch et molasse - Macédoine et Epire (Grèce). Thèse Orsay, 2 vol., 295 p.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1970).- Mountain belts and the new global tectonics. *Journ. Geoph. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1971).- Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journ. Geoph. Res.*, 76, p. 3179-3206.
- DIMITRIJEVIC M.D. et DIMITRIJEVIC M.N. (1973).- Olistostrome melange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoïc plate tectonics. *Journ. Geol.*, 81, p. 328-340.
- DJORDJEVIC P. et KNEZEVIC V. (1969).- The Triassic rocks of the Montenegrin littoral, between Sutomore and Budva were formed in two phases. *Ann. géol. Pénnins. balk.*, 34, p. 489-507.
- DOUVILLE H. (1890-1897).- Etude sur les Rudistes ; révisions des principales espèces d'Hippurites. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 6.
- DUBERTRET L. (1939).- Sur la genèse et l'âge des Roches Vertes syriennes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 209, p. 763.
- DUGAS F., DUBOIS J., LAPOUILLE A., LOUAT R. et RAVENNE C. (1977).- Structural characteristics and tectonics of an active Island arc : the New Hebrides. *Intern. Symp. on Geodynamics in South West Pacific*, Nouméa, (1976). Ed. Technip, p. 79-90.
- FERRIERE J. (1972).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au Nord Est d'Anavra (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 274, p. 174-176.
- FERRIERE J. (1974a).- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes sub-pélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys - Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVI, 5, p. 543-562.
- FERRIERE J. (1974b).- Nouvelles données stratigraphiques sur le massif du Koziakas. *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 278, p. 995-998.
- FERRIERE J. (1974c).- Précisions sur la tectonique du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*
- FERRIERE J. (1976).- Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) : la zone isopique maliaque. *Extr. Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, p. 121-134.
- FERRIERE J. (1979).- Faits nouveaux concernant la zone isopique maliaque (Grèce continentale orientale). *Congr. Athènes*, (1977), I, p. 197-210.
- FERRIERE J. et VERGELY P. (1976).- A propos des structures tectoniques et microtectoniques observées dans les nappes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 283, p. 1003-1006.
- FISCHER A.G. (1964).- The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic in Symposium on cyclic sedimentation (D.W. Merriam ed.). *Kansas geol. Survey Bull.*, 169, p. 107-149.
- FISCHER R.V. (1960).- Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, p. 973-982.
- FISCHER R.V. (1961).- Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, p. 1409-1414.
- FLEURY J.J. (1968).- Précisions sur l'âge de la partie inférieure du flysch du Pinde. Un niveau paléocène (région de Karpenission, province d'Euritanie, Grèce continentale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, X, p. 334-335.
- FLEURY J.J. (1970).- Sur les modalités d'installation du flysch du Pinde, au passage Crétacé-Eocène (Grèce continentale et Péloponnèse septentrional). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 1110-1117.

- FLEURY J.J. (1974).- Précisions sur la série de la nappe du Pinde ; l'âge des radiolarites (Dogger-Malm) et des "marnes rouges à Radiolaires - premier flysch" Eocrétacé-Sénonien basal, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 278, p. 201-204.
- FLEURY J.J. (1975).- Le premier flysch du Pinde témoin de l'ensemble des événements orogéniques mésozoïques anté-Crétacé supérieur ayant affecté les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 281, p. 1459-1461.
- FLEURY J.J. (1977).- De Lamia à Messolonghi. La nappe du Pinde-Olonos et l'unité du Megdhoivas. *In Dercourt et al. (1977)*.
- FLORES G. (1955).- *In Beneo E. (1955)*. Discussion p. 19-21.
- FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks hemphill's. Ed. Austern Texas.
- FRIEDEL J. (1964).- Dislocations. Pergamon ed. New York.
- GABRIEL A. et COX E.P. (1929).- A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. *Amer. Mineral.*, 14, p. 290-292.
- GANSSER A. (1974).- The ophiolitic melange, a world wide problem on tethyan examples. *Ecl. geol. Helv.*, 67, p. 479-507.
- GEORGE R.P. Jr. (1978).- Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 845-865.
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.F., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. et UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Ed. Doin, Paris.
- GODFRIAUX I. (1965).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse Lille. *Ann. géol. Pays hellén.*, XIX, 282 p.
- GOODE A.D.T. (1976).- Small scale primary cumulus igneous layering in the Kalka layered intrusion, Giles Complex, Central Australia. *Journ. Petrol.*, 17, p. 379-397.
- GREEN D.H. et RIGWOOD A.E. (1967).- The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, p. 103-190.
- GRIFFIN J.J., WINDOM H. et GOLDBERG E.D. (1968).- The Distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-sea Res.*, 15, 4, p. 433-460.
- HARALAMBOUS D. (1961-1975).- Bibliographie géologique de la Grèce. Ed. Service géologique hellénique.
- HARTMANN P. et DEN TEX E. (1964).- Piezocrystalline fabrics of olivine in theory and nature. *22e Congr. Geol. Intern. New-Dehli*. Rept. Sect. Rock Deformation tectonics.
- HESS H.H. (1955).- Serpentine, orogeny and epeirogeny. *In "Crust of the earth"*. A. Poldervart ed. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Spec. pap. 62, p. 391-408.
- HIESSTLEITNER G. (1952).- Serpentin und Chromerz. Geologie der Balkanhalbinsel. *Jahrb. geol. Bundesanst.*, 1, 1-2, 683 p., Wien.
- HILBER V. (1896).- Geologische Reise im Nord Girechenland und Türkisch-Epirus. *Sitz. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl.*, 105, p. 501-520.
- HIMMELBERG G.R. et LONEY R.A. (1973).- Petrology of the Vulcan Peak alpine-type peridotite, south Western Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 1585-1600.
- HUDSON J.D. (1967).- Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in recent and ancient seas. *Marine Geology*, 5, p. 473-480.
- HYNES A. (1972).- The geology of part of the Western Othrys mountains, Greece. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Cambridge.
- HYNES A. (1974).- Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Can Journ. Earth Sc.*, 11, p. 842-853.

- HYNES A.J., NISBET E.G., SMITH A.G., WELLAND M.J.P. et REX D.C. (1972).- Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys region (eastern central Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 455-468.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R. (1971).- Agride to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Journ. Earth Sc.*, 8, p. 523-548.
- JACKSON E.D. (1968).- The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. *23e Congr. Geol. Intern.*, 1, p. 135-150.
- JAEGER P. (1979).- Géologie du massif du Koziakas et de la chaîne du Pinde face à Mouzaki (Grèce continentale). Thèse 3e cycle Paris, 146 p.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1978a).- La série du flysch béotien (Tithonique-Berriasien supérieur) au front du Koziakas (Mouzaki, province de Karditsa, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 28-31.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1978b).- La position structurale de la zone béotienne dans la partie sud du massif du Koziakas (Mouzaki, province de Karditsa, Grèce). *6e Réunion. Ann. Sc. Terre, Orsay*, p. 209.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1979).- Découverte d'un affleurement de niveau post-jurassique supérieur sur le versant oriental du massif du Koziakas (province de Trikala, Grèce continentale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (à paraître).
- JENKYN H.C. (1971).- The genesis of condensed sequences in the Tethyan jurassic. *Lethaia*, 4, p. 327-352.
- JENKINS H.C. (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico Ross, Knollenkalke) in the Mediterranean jurassic : a diagenetic model. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, p. 249-271.
- JUTEAU T. (1975).- Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sciences de la Terre Nancy*, 32, 692 p.
- JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOULT P.E., ROCCI G. et ROLLET M. (1973).- Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, 5-6.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J. et VERGELY P. (1976).- L'Eubée méridionale : une double fenêtre polyphasée dans les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283, p. 459-462.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J. et VERGELY P. (1976).- La fenêtre d'Attique-Cyclades et les fenêtres métamorphiques des Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283, p. 1613-1616.
- KEMPE D. (1975).- Normative mineralogy and differentiation patterns of some drilled and dragged oceanic basalts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50, p. 305-320.
- KNEZEVIC V. (1975).- Trijaske magmatske stene Crne Gore. *Acta Geol. Prirodosl. Istr.*, Zagreb, 8 (41), p. 107-147 (1-41).
- KOBER L. Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. *Ac. Serbe Sc.* (fascicule spécial).
- KOCH K.E. et NICOLAUS J.J. (1969).- Zur Geologie des Ostpindos-flysch beckens und seiner Umrandung. *Inst. Geol. Subs. Res.*, 9, 190 p.
- KOSSMAT F. (1924).- Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Bornträger éd., Berlin.
- KRONBERG P. et GÜNTHER R. (1979).- Fracture patterns and principles of crustal fracturing in the Aegean region. *Vie Colloq. on the Geology of the Aegean Region*, II, p. 893-906, Athènes.
- KUENEN Ph. et MIGLIORINI C.I. (1950).- Turbidity current as a cause of graded bedding. *Journ. Geol.*, 58, p. 91-128.
- KUNO H. (1960).- High alumina basalt. *Journ. Petrol.*, 1, p. 121-145.

- KUNO H., YAMASAKI K. et NAGASHIMA K. (1957).- Differentiation of Hawaiian magmas
Japan. J. geol. geogr. trans., 28, p. 179-218.
- LANCELOT Y. (1973).- Cherts and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.* (U.S. Government Printing Office, Washington), 17, p. 377-405.
- LAPIERRE H. (1972).- Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif de Troodos (Chypre). Thèse d'Etat, Univ. Nancy, 420 p.
- LAPIERRE H. (1975).- Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec la massif du Troodos (Chypre). *Mém. Soc. géol. Fr.*, LIV, 123, 322 p.
- LAPIERRE H., MERCIER J. et VERGELY P. (1974).- Les déformations d'âge crétacé supérieur dans les nappes à matériel ophiolitique de Mamonia (Chypre). *Réun. ann. Sc. Terre*, II, p. 240, (résumé).
- LAPIERRE H. et ROCCI G. (1976).- Le volcanisme alcalin du Sud Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias. *Tectonophysics*, 30, p. 299-313.
- LA ROCHE H. (de) et LE TERRIER J. (1973).- Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 276, p. 3115-3118.
- LA ROCHE H. (de), ROGGI G. et JUTEAU T. (1974).- Essai de caractérisation chimique des associations spililitiques. Springer-Verlag, G.C. Amstutz éd., p. 39-58.
- LEBAS M.J. (1973).- Per. alkaline volcanism, crystal swelling and rifting. *Nature*, 230, 12, p. 85-87.
- LYBERIS N. (1978).- Etude géologique de la partie méridionale des montagnes d'Agrafa (Euritanie, Grèce). Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI, 166 p.
- MAC DONALD G.A. (1960).- Dissimilarity of continental and oceanic Rock Types. *Journ. Petrol.*, 1, p. 172-177.
- MAC DONALD G.A. et KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. Petrol.*, 5, 1, p. 82-133.
- MALAHOFF A. (1970).- Gravity and magnetic studies of the New Hebrides Island arc. Réf. in M. Girod et al. (1978).
- MARINOS G. (1956).- Uber Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolitklomplex in Ostgriechenland. 101, Jahrgang, 2, p. 21-48.
- MARINOS G. (1957).- Zur Gliederung ostgriechenlands in tektonische Zonen. *Geol. Rundsch.*, 46, (2), p. 421-426.
- MARINOS G. (1960).- Paleontologic and stratigraphic investigations in Eastern continental Greece. E. G. E. Athènes.
- MARINOS G., ANASTOPOULOS J., MARATOS G., MELIDONIS N. et ANDRONOPOULOS B. (1962).- Carte géologique : Léontarion (1/50 000). *Inst. Geol. Subs. Res.*
- MARSH J.S. (1973).- Relationship between transform directions and alkaline igneous rocks lineaments in Africa and South America. *Earth Planet Sci. Lett.*, 18, p. 317-320.
- MAURY R.C. (1976).- Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse d'Etat Paris, 455 p.
- MELSON W.G. et THOMPSON G. (1971).- Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segment. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 268 A, p. 423-441.

- MELSON W.G., THOMPSON G. et VAN ANDEL T.H. (1968).- Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge 22° N latitude. *Journ. Geoph. Res.*, 73, p. 5925-5941.
- MENZIES M. (1973).- Mineralogy and partial Melt Textures within an ultramafic-mafic Body, Greece. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, p. 273-285.
- MENZIES M. (1975).- Rare Earth geochemistry of fused ophiolitic and Alpine lherzolites. I Othris Lanzo and Troodos. *Geoch. Cosmoch. Acta*, (1976), 40, p. 645-656.
- MENZIES M. et ALLEN C. (1974).- Plagioclase lherzolite-residual mantle relationships with two Eastern Mediterranean ophiolites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 45, p. 197-213.
- MERCIER J. (1966).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce). Thèse Paris, vol. ronéo., 573 p.
- MERCIER J. et BEBIEN J. (1977).- Zones du Païkon de Peonias et serbo-macédonienne. In Dercourt J. et al. (1977). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1972).- Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge anté-crétacé supérieur. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 469-489.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1977).- La zone d'Almopias. In Dercourt J. et al. (1977). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1.
- MERCIER J., VERGELY P. et BEBIEN J. (1975).- Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne ? *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, XVII, 4, p. 108-112.
- MITZOPOULOS M. et RENZ C. (1938).- Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge. *Ecl. geol. Helv.*, 31, p. 71-73.
- MIYASHIRO A. (1973).- The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet Sci. Lett.*, 19, p. 218-224.
- MIYASHIRO A. (1975).- Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journ. Geol.*, 83, p. 249-281.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. et EWING M. (1971).- Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° N. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 268 A, p. 589-603.
- MONTIGNY R. (1975).- Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problème de leur genèse. Thèse d'Etat Paris, 288 p.
- MOORE J.G. (1965).- Petrology of deep-sea basalts near Hawaïi. *Amer. Journ. Sci.*, 263, p. 40-52.
- MPODOZIS MARIN C. (1977).- Etude géologique de la région d'Agrophi (zone du Pinde, Euboea, Grèce). Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI, 245 p.
- MUIR I.D. et TILLEY C.E. (1961).- Mugeorites and their place in Alkali Igneous Rock series. *Journ. Geol.*, 69, p. 186-203.
- MURRAY C.G. (1970).- Magma genesis and heat flow : difference between mid-oceanic ridges and African Rift Valleys. *Earth Planet Sci. Lett.*, 9, p. 34-38.
- NEUMAYR N. (1890).- Der geologische bau des westlichen Mittelgriechenland. *Denk. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl.*, 40, p. 91-128.
- NICOLAS A., BOUCHEZ L.J. et BOUDIER F. (1972).- Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14, p. 143-171.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F. et MERCIER J.C. (1971).- Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites. *Tectonophysics*, 12, p. 55-86.

- NICOLAS A. et BOUDIER F. (1975).- Kinematic interpretation of folds in Alpine-type peridotites. *Tectonophysics*, 25, p. 233-260.
- NICOLAS A., BOUDIER F. et BOULLIER A.M. (1973).- Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Amer. Journ. Sci.*, 273, p. 853-876.
- NICOLAS A. et JACKSON E.D. (1972).- Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Bull. suisse Mineral et Petro.*, 52, p. 479-495.
- NIGGLI P. (1924).- Die Gesteinsmetamorphose. Borntrager éd., Berlin.
- NOCKOLDS J.R. et ALLEN R. (1956).- The geochemistry of some igneous series. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 9, p. 34-77.
- NOLO J.L. et ERICKSON K.P. (1967).- Changes in K. Feldspar staining methods and adaptation for field use. *Amer. Mineral.*, 52, p. 1575-1576.
- O-HARA M.J. (1967).- Mineral facies in ultrabasic rocks. Ultramafic and related rocks. Wyllie ed., J. Wiley, New York, p. 7-18.
- PAPANIKOLAOU D. et SIDERIS Ch. (1977).- Contribution to the study of Molasse in Greece : Preliminary Research in the region of Kanalia Karditsa (Western Thessaly). *Ann. géol. Pays hellén.*, 28, p. 387-417.
- PARROT J.F. (1969).- Etude d'une coupe de référence dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) : la vallée de l'Aspropotamos. *Cah. O. R. S. T. O. M. série Géol. I*, p. 35-59.
- PARROT J.F. (1977).- Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire. Pétrologie d'un fragment de la croûte océanique téthysienne charriée sur la plateforme syrienne. *Tr. et Doc. de l'O. R. S. T. O. M.*, 72, 333 p.
- PAUTOT G. et LE PICHON X. (1973).- Résultats scientifiques du programme Joides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, 5-6.
- PECHOUX P.Y., PEGORARO O., PHILIP H. et MERCIER J. (1973).- Déformations mio-pliocènes et quaternaires en extension et en compression sur les rivages du golfe maliaque et du canal d'Atalanti (Egée, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 276, p. 1813-1816.
- PEGORARO O. (1972).- Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe maliaque (Grèce continentale). Thèse 3e cycle Montpellier, 41 p.
- PEI-YAN CHEN (1977).- Table on Key Lines in X-Ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. *Dep. of Nat. Res. geol. Surv.*, occ. paper 21.
- PETERSON G.L. et HAWKINS J.W. Jr. (1972).- Inclined pipe Vesicles as indicators of flow direction in basalts : a critical appraisal. *Bull. Volcanol.*, 35, (2), p. 369-382.
- PHILIPPSON A. (1890).- Bericht über eine Reise durch Nord und Mittel Griechenland. *Z. Ges. Erdk.*, 25, p. 331-406.
- PHILIPPSON A. (1895).- Reisen und Forschungen in Nord Griechenland. *Z. Ges. Erdk.*, 30, p. 135-226 (tabl. 7-9) et p. 417-498 (tabl. 17 et 18).
- PHILIPPSON A. (1898).- La tectonique de l'Egée. *Ann. Géogr.*, 7, p. 112-141.
- PICHON J.F. (1976).- Conditions de gisement des ophiolites sur la bordure occidentale du Vermion - zone pélagonienne, Grèce. Thèse 3e cycle Paris, 183 p.
- PICHON J.F. et LYS M. (1976).- Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur surmontant les ophiolites, dans les collines de Drapa (massif du Vourinos, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 282, p. 523.

- POLYZOS N. (1977).- Untersuchungen zur geologischen Auswertbarkeit von Satellitenaufnahmen am Beispiel Mittelgriechenlands. Thesis, Geolog. Institut, TU Clausthal.
- RALEIGH C.B. (1968).- Mechanism of Plastic deformation of olivine. *Journ. Geoph. Res.*, 73, p. 5391-5406.
- RAMPNOUX J.P. (1966).- A propos des séries ophiolitiques yougoslaves (de la région de Kursumlija au Durmitor). *VIe Congr. Geol. youg.*, (Ohrid), p. 231-246.
- RAMPNOUX J.P. (1970).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : un secteur de la Serbie méridionale et du Monténégro oriental (Yougoslavie). Thèse d'Etat Orléans, 513 p.
- RAMPNOUX J.P. (1973).- Essai de reconstitution géotectonique des Dinarides internes yougoslaves (Serbie) au Jurassique et au Crétacé. *1re Réunion. ann. Sc. Terre*, Paris, p. 353.
- REINHARDT B.M. (1969).- On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 49, p. 1-30.
- RENZ C. (1927).- Geologische Untersuchungen in Othrys gebirge. *Prakt. Akad. Athènes*, 2, p. 500-509.
- RENZ C. (1927).- Geologische Untersuchungen in den Sud thessalieschen gebirgen. *Ecl. geol. Helv.*, 20, p. 578-587.
- RENZ C. (1930).- Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge. *Ecl. geol. Helv.*, 23, p. 301-377.
- RENZ C. (1955).- Die Vorneogene Stratigraphie der normalsedimentaren Formationen Griechenlands. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 1.
- RIEDEL W.R. et FUNNEL B.M. (1964).- Tertiary sediments Cores and microfossils from the Pacific Ocean Floor. *Geol. Soc. London Journ.*, 120, p. 305-308.
- RITTMANN A. (1958).- Il meccanismo di formazione delle Lave a pillows e dei casidetti tufi palagonitici. *Boll. Acc. Gioenia*, S. 4, 4, (6), p. 311-317.
- RITTMANN A. (1960).- Vulkane und ihre Tätigkeit. F. Enke éd., Stuttgart. Trad. française par H. Tazieff, Masson éd., 1963, 460 p.
- ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et PARROT J.F. (1979).- The Mediterranean ophiolites and their related volcano-sedimentary sequences. *Intern. Symp. (Nicosia) Cyprus (à paraître)*.
- ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975).- Duality of tethyan ophiolites. *Pétrologie*, 1, p. 172-174.
- ROEVER W.P. von de (1957).- Sind die alpinatypen. Peridotmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ? *Geol. Rundsch.*, 46, p. 137-146.
- ROSSI P.L., SIMBOLI G. et SOMMAVILLA E. (1974).- Vulcanica Medio triassica della catena del Padon (Gruppo della Marmolada, parte settentrionale). *Miner. Petrogr. Acta*, 20, p. 1-48.
- ROSSI P.L., VIEL G. et SIMBOLI G. (1976).- Significato paleogeographico e magmatica tettonico della serie vulcanica vulcano-clastica Ladinica superiore Nell'Area del Monte Civetta. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 95, p. 433-458.
- ROUTHIER P. (1945).- Sur l'origine des Roches Vertes. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 101-103 et p. 125.
- ROUTHIER P. (1946).- Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C. R. Acad. Sc.*, 222, p. 192-194.
- SAVOYAT E. et LALECHOS N. (1969).- Karditsa. Carte géologique de Grèce au 1 : 5 000e. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*.

- SCANDONE P. et RADOICIC R. (1974).- The Ultrapindic zone in Greece. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 93, p. 1049-1058.
- SCHWARZER R.R. et RODGER J.W. (1974).- A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet Sci. Lett.*, 23, p. 286-296.
- SMITH A.G., HYNES A.J., MENZIES M., NISBET E.G., PRICE I., WELLAND M.J. et FERRIERE J. (1975).- The stratigraphy of the Othris mountains, Eastern central Greece : a deformed Mesozoic Continental Margin sequence. *Ecl. geol. Helv.*, 68, p. 463-481.
- SOUBIAS D. (1973).- Reconnaissance macroscopique et microscopique des carbonates naturels par une méthode de coloration simple. *Bull. S. N. P. A.*, Pau, 1, p. 285-289.
- SPOONER E.T.C. et FYFE W.S. (1973).- Sub sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, p. 287-304.
- STAMBOLIEV H. (1961).- Production of hollow lightweight aggregate by controlled preheating. *Journ. Amer. Ceram. Soc.*, 44, 12, p. 577-582.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977).- Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, 24, p. 547-563.
- STEINMANN G. (1906).- Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Geologische Bedeutung der Tiefseebasalte und der ophiolitischen Massengesteine. *Ber. Nat. Ges.*, 16, p. 1-49, Freiburg.
- STEINMANN G. (1927).- Die Ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettenbergen. *14e Congr. Geol. Intern.*, 2, p. 638-667, Madrid.
- STRECKEISEN A. (1975).- Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Rec. IUGS Sond. Geol. Rundsch.*, 63.
- STRONG D.F. (1972).- Petrology of island of Moheli, Western India Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 389-406.
- TERRY J. (1971).- Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 19, p. 384-385.
- TERRY J. (1972).- Sur une origine polyphasée des ophiolites du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 12.
- TERRY J. (1974).- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 2, p. 204-213.
- TERRY J. (1975).- Echo d'une tectonique jurassique : les phénomènes de résédimentation dans le secteur de la nappe des ophiolites du Pinde septentrional (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 49-51.
- TERRY J. et MERCIER M. (1971).- Sur l'existence d'une série détritico-berriasienne intercalée entre la nappe des ophiolites et le flysch éocène de la nappe du Pinde (Pinde septentrional, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 71-72.
- THORNTON C.P. et TUTTLE O.F. (1960).- Chemistry of Igneous Rocks : Differentiation. *Index Amer. Journ. Sci.*, 258, p. 664-684.
- TILLEY L. et LONEY J.V.P. (1967).- The porphyroblast Minerals of the peridotite-mylonites of St Paul's Rocks (Atlantic). *Géol. Mag.*, 104/1, p. 46-48.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN (1960).- Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill book co., Inc., 694 p.
- VALLANCE T.G. (1960).- Concerning Spilites. *Proc. Linn. Soc. N. SW.*, 85, p. 8-52.
- VASSOEVICH N.B. (1948).- Le flysch et les méthodes de son étude. Leningrad Gostoptekhizdat I, p. 1-216. Trad. S. I. G., n° 1937.

- VERGELY P. (1976).- Chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des ophiolites : deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur-Eo-crétacé dans les Hellénides internes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 233-246.
- VERGELY P. (1979).- Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. *VIe Colloq. on the Geology of the Aegean Region*, Athènes, (1977), 3, p. 1293-1302.
- VIQUESNEL A. (1843).- Extrait d'un mémoire sur la Macédoine et l'Albanie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIV, p. 287-293.
- VIQUESNEL A. (1844).- Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 2, I, p. 207-304.
- VUAGNAT M. (1959).- Les laves en coussins de l'Othrys (Gr ce). *Arch. Sc. phys. Nat.*, 12, p. 118-122.
- WAGER L.R., BROWN G.M. et WADSWORTH W.J. (1960).- Types of Igneous cumulates. *Journ. Petrol.*, 1, p. 73-85.
- WATERS A.C. (1960).- Determining direction of flow in basalts. *Amer. Journ. Sci.*, 258 A, p. 350-366.
- WIGNIOLLE E. (1977).- Contribution à l'étude géologique du massif de l'Iti (Gr ce continentale). Thèse 3e cycle Lille, 239 p.
- WIGNIOLLE E. (1977).- Données nouvelles sur la Géologie du massif de l'Iti (Gr ce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVII, p. 239-251.
- WILLIE P.J. (1971).- The dynamic earth. Text book in Geoscience. J. Wiley and Sons ed., New York, 416 p.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962).- Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journ. Petrol.*, 3, p. 342-532.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962).- Origin of basalt magmas. *Journ. Petrol.*, 3, p. 346-529.
- ZANKL H. (1971).- Upper Triassic carbonate facies in the Northern limestone Alps. In M ller G. ed. *Sed. Cong. Frankfurt*, p. 147-185, West Germany Kramer.
- ZIMMERMAN J. Jr. et CARTER N.L. (1973).- Internal Structure of the Vourinos complex (abs.). *EOS (Am. Geophys. Union Trans.)*, 54, p. 461-462.

ANNEXES

ANNEXE I

CORRESPONDANCE DES NOMS ANCIENS ET RECENTS DES VILLAGES
DE LA REGION DE DOMOKOS (OTHRYS OCCIDENTALE)

Ancienne appellation	:	Nouvelle dénomination
AMARLAR	:	AKLADIA
ANO DRANITSA	:	ANO KTIMENI
ASLANAR	:	LEONTARIO
BALAMBALI	:	ASSIMOKORI
BEKI	:	STRAVROS
CHALAMBRESSION	:	KEDROS
DAITSA	:	AGRILIA
DAUKLI	:	XINIAS
DERELI	:	PERIVOLI
DERVENKARYA	:	MOSCHOKARYA
GRAMMENI-RACHI	:	GRAMMENI
KAÏTSA	:	MAKRIRRACHI
KATO-DRANITSA	:	KATO KTIMENI
KOURNOVON	:	TRILOFON
LOUTRA SMOKOVON	:	LOUTROPIGI
MAKRYSY	:	MAKRI
MASLI	:	GAVRAKIA
NEZEROS	:	AYIOS STEPHANOS
PAPA	:	MESOCHORIO
SELI	:	ZILEFTO
SKARMANITSA	:	KATO DOMOKOS
TSAMASI	:	ANAVRA
TSOPANLATES	:	LIGARIA
VARYBOPI	:	MAKRAKOMI
VELESI	:	DAFNOSPILIA



ANNEXE II

ANALYSE DIFFRACTOMETRIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE (inférieure à 2μ) des échantillons pélitiques des séries triasiques (7B 485 : séquence pélitique supérieure de la série triasico-jurassique de Moschokarya ; 7B 438 : pélites cimentant les pillows du complexe effusifladinien du Tourla ; 7B 218 : séquence pélitique supérieure de la série triasico-jurassique du Tourla).

		7B 485		7B 438		7B 218	
		θ	d (A)	θ	d (A)	θ	d (A)
N O R M A L		3,00	14,71	3,65)	12,09)	2,95)	14,96)
		4,10)	10,77)	3,85)	11,47)	3,05)	14,47)
		4,38)	10,01)	4,35	10,15	4,45	9,90
		6,18	7,15	6,28	7,04	4,20	10,51
		8,98	4,93	8,90)	4,97)	3,68)	12,00)
		9,90	4,48	9,05)	4,89)	3,75)	11,77)
		10,45	4,24	9,90	4,48	4,20)	10,51)
		10,95	4,05	12,40	3,58	4,45)	9,90)
		12,15	3,65	13,78)	3,23)	6,20	7,13
		12,50	3,55	13,90)	3,20)	8,90	4,47
		13,35	3,33	17,30)	2,59)	9,95	4,45
		13,35	3,33	17,42)	2,57)	10,48	4,26
		13,95	3,19	17,80	2,51	12,70	3,50
		14,58	3,05)	18,80)	2,39)	13,30	3,34
		14,90	2,95)	18,95)	2,37)	14,00	3,18
		16,60	2,69			14,82	3,01
		17,45	2,56			16,65	2,68
		17,55	2,55			17,85	2,51
		18,00	2,49			17,42	2,57
		18,25	2,45			18,35	2,45
G L Y C O L E		3,05	14,47	3,75)	11,77)	2,40)	18,39)
		4,35	10,15	3,90)	11,32)	2,55)	17,31)
		6,15	7,18	4,90)	9,01)	2,95	14,96
		7,70	5,74	4,35)	10,15)	4,35	10,15
		8,90	4,97	6,00	7,36	6,15	7,18
		10,00	4,43	8,85)	5,00)	8,95	4,95
		10,45	4,24	9,05)	4,89)	9,90	4,48
				9,95	4,45		
				12,35	3,60		
				13,40	3,32		
C H A U F F E		4,40	10,03	13,80	3,23		
		5,20	8,49	2,25	19,61	2,63	16,65
		8,90	4,97	2,50	17,65	3,95	11,18
		10,00	4,43	4,35	10,15	4,45	9,92
		10,45	4,24	9,90	4,48	8,95	4,95
				11,90	3,73	9,80	4,52
			13,35	3,33			

ANNEXE Ibis

ANALYSE DIFFRACTOMETRIQUE DES ZEOLITES CIMENTANT LES PILLOWS
DU COMPLEXE EFFUSIFLADINIEN DU TOURLA

7B 158												
θ	6,70	7,50	9,40	9,60	10,10	10,60	13,90	14,10	15,60	18,60	20,60	25,30
d (Å)	6,60	5,90	4,72	4,62	4,39	4,19	3,20	3,16	2,86	2,42	2,19	1,80

