

# Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens

par THIERRY JUTEAU, \* HENRIETTE LAPIERRE \*, ADOLPHE NICOLAS \*, JEAN-FRANÇOIS PARROT \*,  
LUC-EMMANUEL RICOU, \* GEORGES ROCCI \* et MICHEL ROLLET \*

(Note publiée sous le pseudonyme d'HERVÉ MÉSORIAN)

PLANCHES I ET II

*Sommaire.* — L'étude des principaux massifs ophiolitiques du domaine mésogéen oriental réalisée en équipe depuis 1969 à partir d'études plus localisées commencées voilà près de dix ans éclaire d'un jour nouveau le problème de l'origine et de la signification du magmatisme préorogénique de type alpin.

La comparaison des « logs » synthétiques des ophiolites du Pinde, du Vourinos, des Nappes d'Antalya, des Nappes de Mamonia, du Troodos, du Hatay, du Bassit et du Zagros montre que les massifs sont tous constitués des principaux éléments suivants : 1) A la base, une masse souvent très considérable en volume de harzburgite très homogène à passées dunitiques à structures de tectonites profondes (déformations à haute température et haute pression). Des ségrégations de chromitite dans une gangue dunitique s'y rencontrent souvent. 2) Au-dessus, un complexe grenu lité de roches à structures de cumulats magmatiques où alternent en séquences des péridotites, des gabbros noritiques, parfois des gabbros à amphibole et même, à la partie supérieure, des tonalites et trondhjemitites. On note l'absence de déformations profondes. 3) Au sein de cette zone à cumulats, prennent naissance des dykes de dolérites/diabases, généralement perpendiculaires au litage, qui vont se développer à la partie supérieure suivant un système parfois très spectaculaire (Troodos, Hatay, Antalya etc.) appelé Complexe filonien, où la présence et la nature des bordures de refroidissement indiquent une injection magmatique en phase de distension. 4) Rarement en contact direct avec les formations précédentes sauf en quelques massifs (Pinde, Troodos...) des laves à structure en pillows ou massives terminent la séquence ophiolitique. Dans de nombreux cas, mais pas partout (Troodos), les coulées superposées contiennent des intercalations sédimentaires à faune du Trias supérieur. Les laves sont plus souvent alcalines (Antalya, Mamonia, Bassit) que tholéitiques.

Du point de vue structural, les ultrabasites grenues, tectonites ou cumulats, reposent toujours par contact anormal sur leur substratum sédimentaire. Aucun véritable métamorphisme de contact n'a été observé sauf au Zagros où il s'explique aisément. Il est donc difficile de dater la mise en place primaire des ophiolites. Si on se réfère aux laves, le phénomène s'étendrait du Trias au Campanien.

Toutes les ophiolites de Mésogée orientale sont allochtones et leur insertion dans l'orogène s'échelonne du Jurassique supérieur au Crétacé terminal, parfois même à l'Éocène. Au cours de ces mouvements de compression, des écaillés de formations métamorphiques (amphibolites, quartzites et métacalcaires subordonnés) ont été entraînées avec les masses de roches vertes. On les observe partout, en lanières souvent très dilacérées, à divers niveaux de la séquence ophiolitique, et notamment à la base.

Il résulte de tous ces caractères que le modèle de l'épanchement au stade précoce du développement d'un eugéosynclinal ne peut plus être accepté. En revanche, le modèle océanique de la formation des ophiolites au droit d'une dorsale et leur mise en place tectonique lors de phases de compression postérieures, s'accorde très bien avec nos observations.

\* Equipe française de recherche sur les roches vertes mésogéennes (RCP 214 du C.N.R.S.). Présentement il s'agit de :

T. Juteau, ENSG, B. P. 452, 54000 Nancy.

H. Lapiere, Lab. de Pétrologie. C. O. n° 140. 54037 Nancy Cedex.

A. Nicolas, Lab. de géologie structurale. B. P. 1044, 44000 Nantes.

J.-F. Parrot, ORSTOM. 70, route d'Aulnay. 93140 Bondy.

L.-E. Ricou, Lab. de géologie historique, Université de Paris-Sud. 91405 Orsay.

G. Rocci, Lab. de pétrologie. C. O. n° 140. 54037 Nancy Cedex.

M. Rollet, Lab. de géologie, Univ. de Besançon. Inst. des sciences naturelles. Place Leclerc. 25030 Besançon.

Publ. sous le pseudonyme de « HERVÉ MESORIAN », cette note a été présentée à la Première réunion annuelle des Sciences de la Terre le 19-20 mars 1973, puis à la Société géologique de France le 5 novembre 1973.

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

27 MARS 1975

O. R. S. T. O. M. Ex 1

Collection de Référence

n° 7447 Geol.

## INTRODUCTION.

Le problème central pour l'interprétation des assemblages ophiolitiques est de savoir si les divers faciès qui y sont représentés (péridotites, gabbros, basaltes...) sont co-magmatiques ou non. Si l'on considère les différentes théories pétrogénétiques qui ont été proposées, on constate que les unes sont monogénétiques et postulent à l'origine un magma basique unique, les autres sont polygénétiques et s'appuient sur les relations d'intersections observées entre les différents faciès.

Sur cette question fondamentale le lecteur trouvera des éléments de réponse dans l'excellente mise au point de Vuagnat [1963].

Historiquement, les « *co-magmatistes* » ont précédé les « *polygénétistes* ». Les premiers ont proposé d'abord de vastes appareils intrusifs, le plus célèbre étant le « *placcolite* » de Steinmann [1926] qui n'offre plus qu'un intérêt historique, puis de puissants appareils effusifs, épais de plusieurs kilomètres, représentants uniques d'une sorte de volcanisme sous-marin monstrueux : ce sont les « *grands épanchements ophiolitiques* » [Brunn, 1940, 1956, 1960-61], les « *volcano-plutons* » [Routhier, 1946] ou les « *nappes de roches vertes* » [Dubertret, 1939, 1955].

L'idée-force des « *polygénétistes* » est que les assemblages ophiolitiques sont constitués de deux ensembles d'origine différente bien qu'associés : l'un, formé de roches basiques et ultrabasiques grenues, formerait des morceaux de croûte océanique mis en place tectoniquement à l'état solide : Hess [1955], de Røever [1957] et Rost [1959] ; le second comprenant des laves sous-marines basiques (*pillow-lavas*) et des complexes filoniens généralement associés représenterait les témoins d'un volcanisme sous-marin issu d'un même magma basaltique, les laves s'épanchant sur le substratum simique (péridotites/gabbros) à la faveur de structures du type « *dorsales océaniques* » [Brunn, 1959 ; Juteau, 1970]. Ce second ensemble a souvent été dissocié complètement du premier dans les schémas pétrogénétiques, en particulier aux États-Unis [cf. Turner et Verhoogen, 1960].

Il est certain qu'actuellement cette manière de voir gagne du terrain, d'autant plus qu'elle a été adoptée par les propagateurs de la théorie de la « *tectonique globale* » encore appelée « *tectonique des plaques* » — en particulier par les géophysiciens océanographes qui donnent de la croûte océanique actuelle une coupe correspondant exactement à un assemblage ophiolitique classique, avec de haut en bas : les *pillow-lavas*, les complexes filoniens de dolérites/diabases, les gabbros et les péridotites du manteau supérieur, cette structure fondamentale naissant telle quelle au droit des grandes dorsales océaniques actuelles [cf. Dewey et Bird, 1970].

Cependant, les partisans des grands épanchements ophiolitiques sont encore nombreux : le débat est donc loin d'être clos ; bien au contraire, on constate qu'il suscite un regain d'intérêt outre atlantique <sup>1</sup>.

Conscients de l'importance du « *problème ophiolites* », un certain nombre de spécialistes français travaillant dans le domaine alpin mésogéen depuis les Alpes franco-italiennes jusqu'à l'Iran (en passant par la Yougoslavie, la Grèce, la Turquie, la Syrie et l'île de Chypre) se sont groupés dès 1969 <sup>2</sup> pour reprendre les données d'une manière résolument synthétique. A noter qu'en Turquie, les travaux ont été réalisés en étroite collaboration avec l'équipe de recherche associée (C.N.R.S.) Asie alpine occidentale, dirigée par J.-H. Brunn, tandis qu'à Chypre les recherches sur la région de Mamonia l'ont été avec le concours de J. Mercier, P. Vergely et A. Desprairies. C'est donc après trois années d'études, tant sur le terrain qu'en laboratoire, que nous présentons nos premières conclusions concernant la pétrogenèse des assemblages ophiolitiques périméditerranéens.

## SITUATION GÉOTECTONIQUE DES PRINCIPAUX MASSIFS OPHIOLITIQUES DE RÉFÉRENCE.

De propos délibéré pour une part, mais aussi à la suite de circonstances favorables, nos travaux ont porté sur une dizaine de massifs échelonnés tout au long de plusieurs milliers de kilomètres de chaînes mésogéennes.

La figure 1 montre la situation de ces massifs ophiolitiques qui du point de vue géotectonique se répartissent en trois groupes.

1. — Les ophiolites fortement engagées dans le métamorphisme régional alpin.

Les Alpes piémontaises et les régions voisines possèdent plusieurs massifs appartenant à ce type : ophiolites des enllements de Suse [Nicolas, 1966, 1968] et du Val d'Aoste [Dal Piaz, 1965], de la région de Zermatt [Bearth, 1967] et de Ligurie [Galli, 1964, Bezzi et Piccardo, 1971]. Outre l'influence du métamorphisme qui a modifié les roches primitives sans toutefois les rendre méconnaissables, on y observe notamment à Lanzo et Baldissero [Etienne, 1971] une liaison entre Iherzolites et ophiolites qui ne se retrouve pas ailleurs dans l'arc alpin [Nicolas et Jackson, 1972].

2. — Les ophiolites intimement associées aux granites.

De très beaux exemples de cette association originale sont visibles en Macédoine aussi bien yougoslave (Massif de la Karadagh) [Rollet et Soptrajanova, 1967 ; Rollet, 1969 ; Effendiantz,

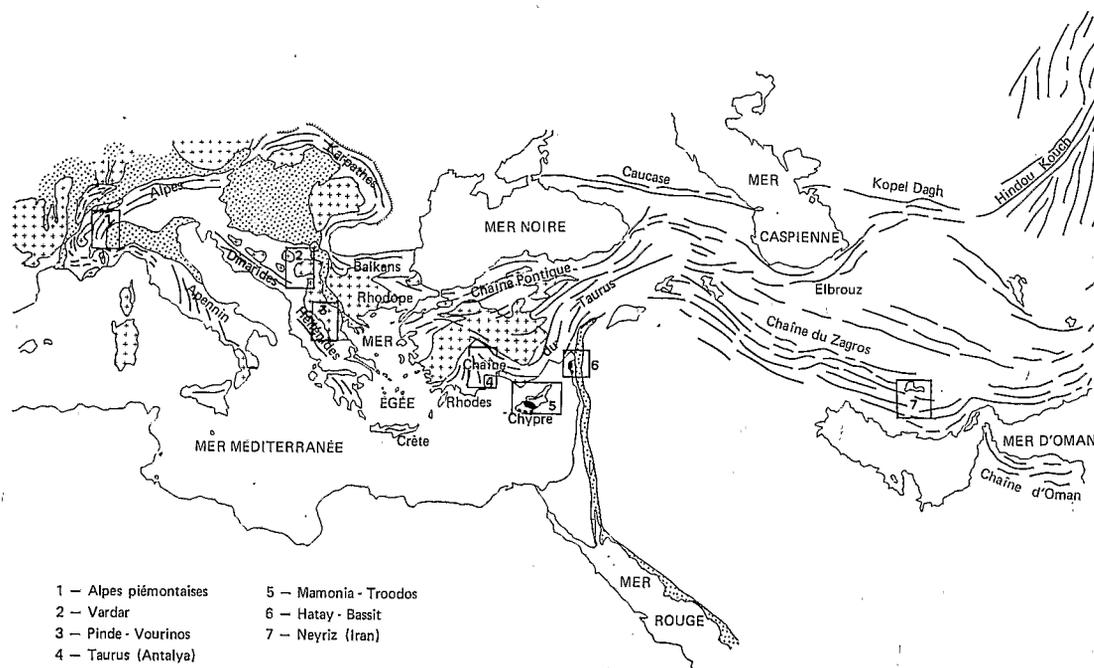


FIG. 1. — Carte de situation des massifs ophiolitiques étudiés.

1971; Effendiantz et Rollet, 1973] que grecque (Massif de Goumenissa) [Mercier, 1966; Bebien, 1974, note en préparation].

Dans ces deux groupes, la présence d'une croûte continentale joue un rôle fondamental dans l'évolution des complexes ophiolitiques, compliquant singulièrement les phénomènes. Ceux-ci sont analysés dans les travaux de Nicolas et de ses collaborateurs ainsi que de Rollet et ses élèves. Nous n'y reviendrons pas, le lecteur intéressé pourra trouver la bibliographie correspondante dans Nicolas et Jackson [1972] et Rollet [1969].

3. — Tous les autres massifs étudiés sont dans une position géotectonique plus simple, étant associés sur le terrain à des formations sédimentaires non métamorphisées, quoique très plissées et tectonisées, et totalement dépourvues de toute manifestation granitique. C'est ce troisième groupe qui nous servira de modèle.

On trouvera des descriptions détaillées des différents massifs ophiolitiques dans de nombreuses publications : le Pinde septentrional [Parrot, 1969], le Vourinos [Brunn, 1956 et Moores, 1969], le Taurus occidental [Juteau, 1968, 1970], le Troodos [Bear, 1966; Gass et Masson Smith, 1963; Moores et Vine, 1971; Lapierre et Rocci, 1967; Pantazis, 1967] ainsi que les nappes de Mamonia qui représentent la couverture allochtone du Troodos, [Lapierre et Rocci, 1969; Lapierre, 1970, 1972]; le croissant ophiolitique péri-arabe [Ricou, 1971] enfin et

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

notamment le secteur du Kizil Dag (Hatay) en Turquie et le Baër-Bassit en Syrie [Dubertret, 1955; Piro, 1967; Lapierre et Parrot, 1972; Parrot, 1973] ainsi que le long du Zagros dans la région de Neyriz [Ricou, 1971].

#### CONSTITUTION, GENÈSE ET MISE EN PLACE DES OPHIOLITES DE MÉDITERRANÉE ORIENTALE.

Les différents massifs ophiolitiques constituant le troisième groupe précédemment défini présentent des successions schématiques de formations que l'on peut résumer sous forme de logs (fig. 2). Ceux-ci seront commentés pour faire ressortir les particularités fondamentales des associations ophiolitiques méditerranéennes.

Cette comparaison permettra ensuite d'établir un modèle-type, nuancé selon les régions, qui sera confronté avec quelques modèles ophiolitiques décrits récemment dans d'autres chaînes.

Nous proposerons alors quelques hypothèses sur l'origine et la genèse des ophiolites.

Enfin le problème de la position structurale des ophiolites dans les chaînes de la Méditerranée orientale sera évoqué en conclusion.

#### 1. — Commentaires des logs synthétiques.

1) Relations des roches vertes avec leur plancher. Les roches grenues, tectonites ou cumulats, ne reposent jamais normalement sur un plancher de



2



4



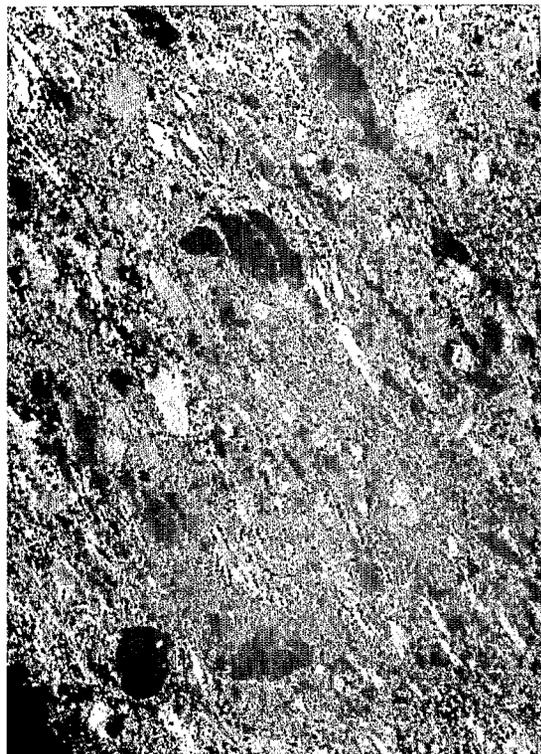
1



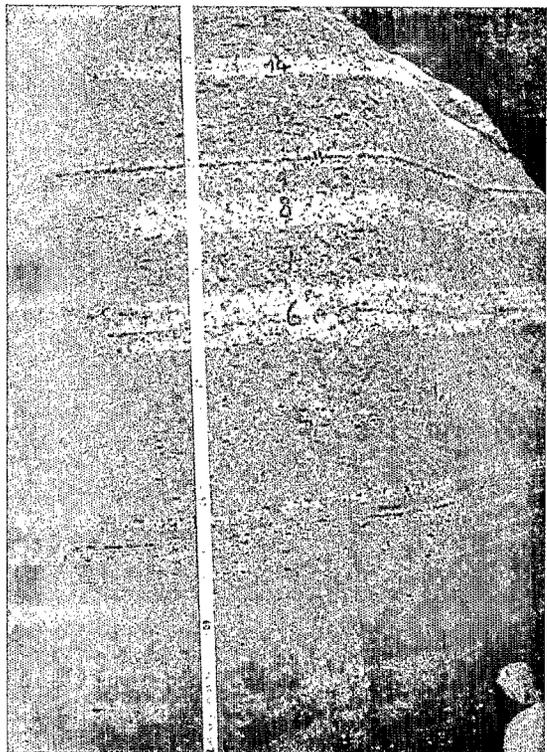
3



1



2



3



4

roches sédimentaires. Dans la plupart des affleurements étudiés les ophiolites reposent sur un plancher de roches sédimentaires, elles-mêmes disposées sur un socle sialique ; mais il s'agit toujours d'un phénomène tectonique, et il semble bien que ce type de relations soit systématique dans le domaine alpino-méditerranéen. Le contact le plus « normal » entre les ophiolites et leur substratum est certainement celui du Vourinos. Or, s'il est en effet *régulier*, il est systématiquement souligné d'écrasements et ne peut être considéré comme *normal*. Des arguments pétrologiques montrent que cet écrasement correspond à un important déplacement tectonique : absence de réaction thermique ou d'une couche de laves ayant servi d'isolant ; superposition anormale de roches métamorphisées en profondeur (tectonites) à des roches sédimentaires. Une place à part doit être faite au massif de Neyriz où les cumulats sont en contact normal et intrusif avec un calcaire. Il s'agirait alors de la paroi d'un laccolite. Nous avons rencontré des laves, intercalées de sédiments triasiques, dans la quasi-totalité des régions étudiées : elles sont aussi en relation tectonique avec leur contexte actuel, et leur plancher originel reste inconnu.

D'une manière générale, une certaine confusion règne quant à l'emploi du terme de « mise en place » à propos des ophiolites. Il faut insister sur la distinction fondamentale entre un stade de mise en place pétrogénétique (formation des complexes ophiolitiques et cristallisation des roches), et un stade de mise en place tectonique (transport dans leur contexte actuel).

Un autre type de confusion concerne l'âge des ophiolites. On est tenté de les dater en considérant l'âge des laves qui coiffent la série. Or le lien entre les épanchements des laves et les roches grenues sous-jacentes n'est pas toujours clair. Si ces dernières constituaient le plancher sur lequel reposent les laves, on peut seulement dire que les laves sont les roches les plus récentes du complexe. Cette réserve faite, nous avons montré que les laves les plus anciennes datent du Trias (Baër-Bassit, Mamonia, Antalya, Pinde). D'un autre côté, les derniers pillow-lavas du Troodos datent du Campanien. Quant à la mise en place tectonique des ophiolites, dont on discutera plus loin (p. 489 et sq) les conséquences, on peut en fixer les limites entre Jurassique supérieur et Crétacé terminal. En effet, on peut démontrer au Vardar que la mise en place dans la chaîne a eu lieu après le dépôt du Tithonique et les écaillages se sont prolongés durant le Tertiaire. Elle est probablement Jurassique supérieur dans le Vourinos, et sans doute aussi dans le Pinde, mais dans cette dernière région, on n'observe que les effets d'une reprise tectonique au Tertiaire. Dans le Hatay et le Zagros, elle est incontestablement Crétacé terminal.

Dans le domaine d'Antalya, les ophiolites ont été charriées avant le Miocène, puis reprises au moins partiellement au Miocène, ce qui n'exclut pas des déformations dès le Crétacé terminal. A Chypre, les formations de Mamonia se sont mises en place tectoniquement au Crétacé terminal ; quant au Troodos, son substratum n'affleure pas, aussi est-il difficile de parler pour lui d'une mise en place tectonique, qui, si elle a eu lieu, daterait également du Crétacé terminal.

2) Dans tous les complexes ophiolitiques étudiés, sauf dans le Troodos, on observe des écailles tectoniques de matériel métamorphique de dimensions variables, hectométrique et parfois kilométrique (Mamonia, Bassit).

Les amphibolites parfois feldspathiques et à grenat, bien litées et souvent intensément déformées (plusieurs phases distinctes de déformation peuvent être reconnues), dominent largement sur des quartzites micacés ou à grenats et des calcaires métamorphiques. On y rencontre également des séricites ou chloritoschistes. Les gneiss alumineux ne sont signalés que dans un ou deux gisements.

Ces écailles s'intercalent à divers niveaux du complexe ophiolitique, notamment au plancher. Elles sont souvent accompagnées de serpentinites ou de laves.

3) La partie basale des complexes ophiolitiques est habituellement constituée par des masses puissantes (plusieurs km d'épaisseur) de harzburgites (ol. 70 à 75 %, opx. 25 % ; spinelle 2 %, cpx. 0 à 6 %) étonnamment homogènes, à part de rares lits plus riches en orthopyroxène ou en olivine et à plus grande échelle, des ségrégations de dunités contenant des lits déformés de chromite. Il semble parfois possible d'y mettre en évidence des structures de cumulats malgré les déformations. Les amas de dunite-chromite sont dispersés dans la masse des harzburgites avec toutefois une tendance à se localiser près du contact de celle-ci avec les gabbros.

Avant la tectonique et le métamorphisme alpin, cet ensemble a été soumis à des déformations souvent considérables à haute température et haute pression dont les stigmates sont, sur le terrain, la foliation, les linéations et les plis et en lame mince des structures et des orientations minérales particulières [Nicolas *et al.*, 1971].

Dans les Nappes d'Antalya et dans le Hatay, les harzburgites contiennent : a) quelques rares ségrégations d'*ortho-pyroxénolites* (enstatites à bronzites) à gros grains, dépourvues de déformations ; b) à l'approche du contact avec les cumulats, des filons de *pegmatoides basiques* à composition noritique (bytownite, bronzite, diallage et ouralite) ; à Antalya, certains de ces filons ont subi les déformations plastiques des harzburgites encaissantes,

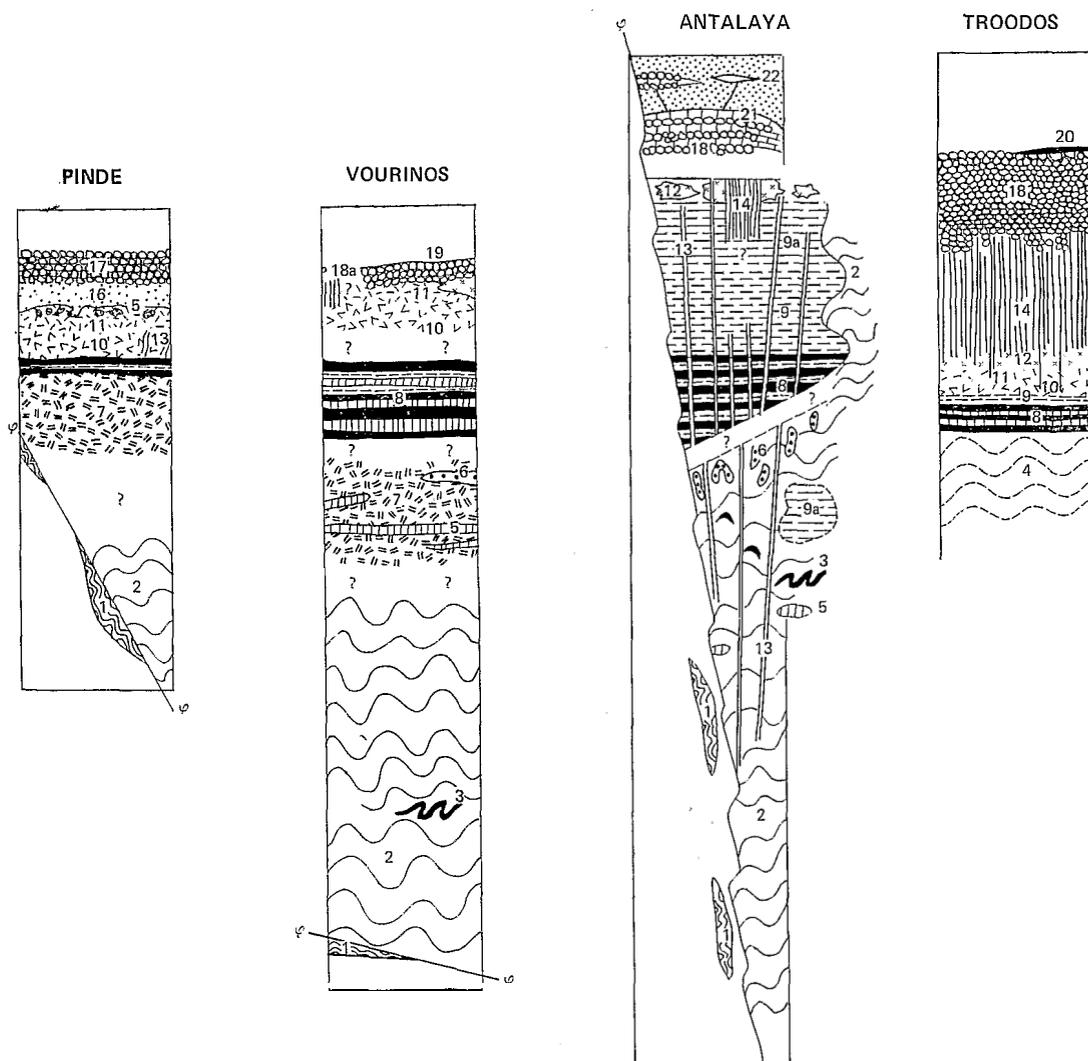


FIG. 2. — Logs schématiques de quelques massifs ophiolitiques de référence.

1 : roches métamorphiques ; 2 : ultrabasites tectoniques profondes ; 3 : amas de chromite (gangue dunitique) ; 4 : hypothétiques tectoniques profondes ; 5 : lits pyroxénolitiques ; 6 : pegmatoïdes gabbroïques ; 7 : péridotites de cumulat ; 8 : alternance péridotite (avec ou sans feldspaths) gabbros, pyroxénolites ; 9 : gabbros lités (généralement noritiques) ; 9a : gabbros lités à deux pyroxènes ; 10 : gabbros non lités ; 11 : dolérites faisant progressivement suite aux gabbros ; 12 : épidiories, diorites quartziques, trondjemites, granophyres ; 13 : dykes diabasiques ou doléritiques ; 14 : complexe filonien (dyke complex) ; 15 : brèche à éléments albitophyriques et ciment doléritique ; 16 : albitophyres compacts ; 17 : albitophyres en pillow-lavas ; 18 : pillow-lavas basaltiques (volcanisme sous-marin) avec parfois quelques coulées prismées ; 18a : pillow-lavas doléritiques albitosées ; 19 : cherts ; 20 : terre d'ombre ; 21 : calcaires à Halobies ; 22 : grès à végétaux du Trias ; 23 : marbres ; 24 : skarns.

#### CONSTITUTION DES MASSIFS OPHIOLITIQUES DE RÉFÉRENCE

*Pinde.* — La base de la nappe ophiolitique du Pinde septentrional est formée :

- 1) de péridotites serpentinisées à reliques de *harzburgites* déformées (2),
- 2) de *cumulats magmatiques* comprenant des *Iherzolites* (7) puis une alternance peu épaisse (100 m) de dunites, péridotites plagifères et gabbros (8).

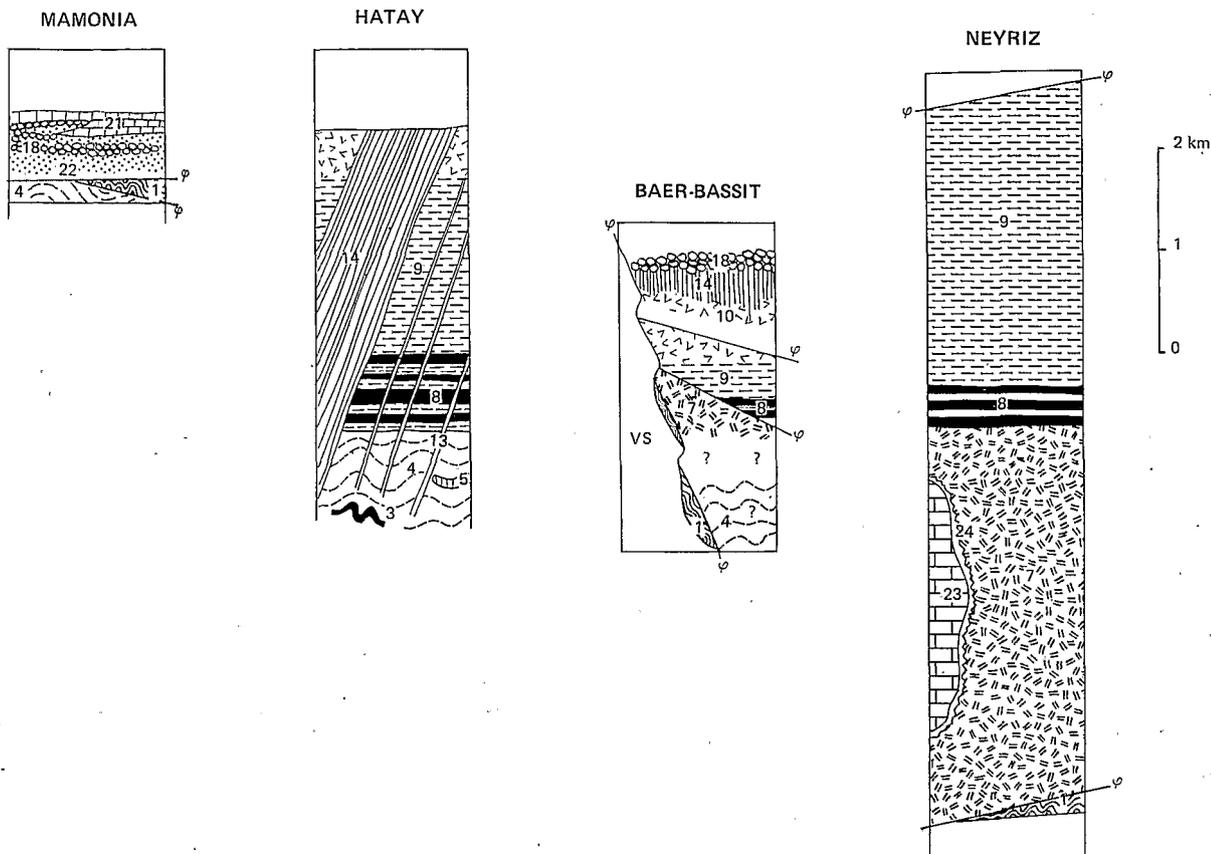
Au-dessus et en continuité,

- 3) gabbros à rubanement fruste (10) devenant de moins en moins basiques et de plus en plus mélanocrates puis passent aux dolérites (11) d'apparence massive. Dans les niveaux de gabbros on observe quelques dykes de dolérites. Le massif ophiolitique se termine par des laves albitophyriques, en coulées massives (16) et en pillow-lavas (17). Entre dolérites et albitophyres s'observe une brèche magmatique (15).

*Vourinos.* — Le complexe ophiolitique est de composition analogue à la nappe du Pinde, mais les *harzburgites* fortement déformés sont largement dominants (2) ; les cumulats ultramafiques (7) sont envahis de lits et dykes pyroxénolitiques (5) et de pegmatoïdes gabbroïques (6) ; des brèches magmatiques de cumulats péridotitiques dans un ciment gabbroïque se développent à la base des gabbros. La partie supérieure est formée d'un important complexe filonien (14) de composition doléritique.

*Antalya.* — L'assemblage ophiolitique des Nappes d'Antalya comprend deux unités majeures :

- 1) une *unité inférieure grenue* comprenant a) 80 % de *harzburgites* (2) (dunites, chromitites) fortement déformées par fluage plastique, avec ségrégations et filonnets de clino-pyroxénolites (5) (6)/gabbros syntectoniques par rapport à ces déformations et



vraisemblablement formés « *in situ* » par fusion partielle ; b) 20 % de cumulats magmatiques (7 à 9) ultramafiques (dunités, diallagites, webstérites) à mafiques (norites, gabbros à deux pyroxènes, gabbros à amphibole) inclus dans ou surmontant les harzburgites ; toutes ces roches grenues sont recoupées par de nombreux dykes de dolérites/diabases à bordures figées (13), se multipliant dans les niveaux gabbroïques supérieurs jusqu'à former de véritables « dykes complexes » (14),

2) une unité supérieure volcanique et sédimentaire montrant de nombreux contacts tectonisés avec la précédente et comprenant a) de vastes strato-volcans à multiples coulées de pillow-lavas (18), des coulées isolées, des sills et dykes de basalte alcalin interstratifié dans b) une série sédimentaire d'âge triasique supérieur (série de l'Alakir Çay) comprenant des grès à débris de plantes (22), des radiolarites/cherts et des calcaires en plaquettes à *Halobia* et *Ammonites* (21).

*Troodos*. — Le complexe ophiolitique du Troodos, d'âge crétacé est formé :

1) complexe plutonique rubané formé de la base au sommet, de harzburgites et dunités parfois chromifères légèrement déformées (4), de wehrlites et lherzolites associées à des pyroxénites (8), de gabbros (9) à ortho- et clinopyroxènes à récurrences ultramafiques et de gabbros doléritiques (10 et 11) passant progressivement à des granophyres calciques puis sodiques (12),

2) complexe filonien (14) constitué de dykes très nombreux et serrés de dolérites, diabases, lamprophyres et basaltes intrusifs dans les niveaux superficiels de l'édifice plutonique,

3) pillow-lavas exclusivement basiques (18) avec à la base des faciès spilitiques (basal group), de basaltes parfois à phénocristaux de labrador (lower pillow-lavas) et de picrites parfois ultrabasiques au sommet (upper pillow-lavas). Filons et sills prismés sont présents dans le Basal group et les lower pillow-lavas. Les ultimes coulées sont associées à des terres d'ombre (20) : argilites riches en fer et manganèse. Dans le S, des séries pyroclastiques basiques s'intercalent dans les coulées.

*Mamonia*. — Région de nappes au S de Chypre comprend :

1) écaillés de harzburgites serpentinisées (4) et de roches métamorphiques amphibolitiques, quartzitiques et calcaires (1),

2) coulées (18) de basaltes alcalins, picrites, leucobasalts, andésites et trachytes alcalins associés à des radiolarites, calcaires siliceux rubanés, calcaires micritiques à *Halobies* et *Ammonites* (21) d'âge triasique supérieur,

3) sills de dolérite alcaline et séries pyroclastiques basiques interstratifiés dans les « grès à végétaux » (22).

*Hatay*. — La structure du Kizil Dag n'est connue en détail que le long de 12 km de côte. Du N au S on rencontre : 1) harzburgites massives (4), serpentinisées, à fins lits de pyroxénolites (5), 2) ensemble de cumulats magmatiques à alternance de péridotites et de gabbros (8) passant à 3) gabbros lités (9) traversés par des dykes doléritiques (13) formant à la partie supérieure un vaste complexe filonien (14) analogue à celui du Troodos, mais recoupant à 60° le litage de l'ensemble péridotites-gabbros.

*Baër-Bassit*. — Région très écaillée comprenant : 1) copeaux péridotito-gabbroïques de constitution semblable au Hatay, 2) lambeaux de roches métamorphiques amphibolitiques et quartzitiques (1) à la base de 1), 3) unité volcanique et sédimentaire d'âge triasico-jurassique riche en cherts et calcaires à *Halobies*, à intercalations de pillow-lavas tholéitiques et alcalins.

*Neyriz*. — L'assemblage ophiolitique du Zagros comprend deux unités séparées tectoniquement 1) la nappe des péridotites et gabbros formée de cumulats magmatiques (7, 9) très homogènes en un ensemble stratifié, avec zone intermédiaire (8) où alternent péridotites et gabbros en lits centimétriques. A noter la présence de skarns (24) diversifiés entre des marbres et les péridotites, 2) les nappes volcaniques et sédimentaires à radiolarites, laves et calcaires fins et blocs de roches métamorphiques. Ces nappes sont crétacées.

alors que la majorité d'entre eux sont franchement postérieurs à ces déformations.

4) Cumulats. On retrouve dans l'ensemble des massifs étudiés tous les types de textures de cumulats magmatiques décrits dans les grands lopolites stratiformes [Wager *et al.*, 1960 ; Jackson, 1961-1971], à savoir les orthocumulats, mésocumulats, adcumulats, hétéradcumulats et les cumulats à structures réactionnelles. Au niveau des roches ultrabasiqes, lorsqu'il ne s'agit pas de « tectonites profondes », on observe essentiellement des adcumulats (Pinde, Antalya, Hatay et Baër-Bassit), mais également des hétéradcumulats, notamment dans la zone litée où les ultrabasites alternent avec des gabbros plus ou moins rodingitisés (Pinde, Vardar, Chypre, Hatay et Baër-Bassit). L'ensemble gabbroïque lité (Iherzo-noritique à Antalya) renferme des ortho-cumulats, mésocumulats, et adcumulats (Antalya, Hatay). Des cumulats à structures réactionnelles entre plagioclase-cumulus et olivine post-cumulus sont également présents au niveau de l'ensemble Iherzo-noritique d'Antalya.

Dans le Hatay, les horizons à cumulats, essentiellement ultrabasiqes à la base de la série, reposent directement sur des harzburgites massives ayant vraisemblablement subi une histoire tectonique profonde et dont le plan de foliation souligné par des schlierens pyroxénolitiques est à peu près parallèle à celui du litage des gabbros ; de plus, dans la zone de base de cette série litée, on observe de nombreux xénolithes d'harzburgite massive.

5) On observe souvent au sommet des gabbros lités, une bordure de gabbros doléritiques accompagnés de roches acides telles que diorites quartziques, trondhjémites et granophyres parfois albitiques. Cette association est semblable à celle décrite par Thayer à Canyon Mountain [Thayer et Himmelberg, 1968]. Ce passage est progressif et on note parallèlement à l'apparition de la texture doléritique, le remplacement du clinopyroxène par de la hornblende verte (épidiorite de Thayer). Puis du quartz apparaît, s'associant parfois aux plagioclases en texture graphique (trondhjémites de Thayer). L'épidote remplace la hornblende verte. La basicité du plagioclase diminue et de l'albite est parfois présente dans les termes les plus évolués. Dans les massifs ophiolitiques tels que ceux de la Karadagh, du Pinde et du Vourinos, les diorites quartziques sont les faciès les plus acides et on y observe un passage « graduel » des gabbros aux dolérites massives qui s'intercalent cartographiquement entre les gabbros et les laves : un examen attentif montre toutefois que sauf dans la Karadagh ces « dolérites massives » sont en fait de véritables « dyke complexes » très tectonisés, mais montrant encore leurs bordures figées caractéristiques. Dans

le massif du Troodos l'évolution du « Complexe plutonique » se poursuit jusqu'aux granophyres albitiques, tandis que les dolérites constituent un puissant ensemble filonien qui recoupe les gabbros doléritiques et les granophyres.

Dans certains massifs, Hatay par exemple, les roches acides sont absentes et seuls les gabbros doléritiques constituent les faciès de bordure de l'ensemble plutonique. Mais les dolérites forment comme dans le Troodos un « complexe filonien ».

6) Le contact des dolérites massives ou filoniennes avec la formation volcanique varie suivant les massifs. En Yougoslavie et en Grèce, ce passage semble graduel. Les laves massives à la base puis à débit en coussin reposent sur les dolérites. On ne note aucune coupure nette comme dans le Troodos. En effet, dans ce dernier massif, les pillow-lavas sub-horizontaux reposent en discordance sur le « complexe filonien » fort redressé. La base de « l'unité des pillow-lavas » est constituée de laves en coussins recoupées par des filons de dolérites et de diabases dont la densité décroît à mesure que l'on s'élève dans la succession volcanique. Ils ont disparu totalement lorsque affleurent les basaltes à débit en pillow-lavas associés à des coulées prismées et recoupés par des dykes de même nature. On peut aussi observer localement le long du contact « complexe filonien, pillow-lavas » une importante brèche ; la zone où s'associent filons doléritiques et pillow-lavas est alors absente.

Enfin, un troisième type de disposition est visible dans les ophiolites d'Antalya : les dolérites s'y présentent exclusivement en nombreux dykes isolés traversant toutes les roches grenues, la liaison dolérites/laves n'étant pas visible.

7) Les laves se présentent partout sous la forme de puissantes « piles volcaniques » sous-marines à nombreuses coulées superposées de pillow-lavas ; des sédiments fossilifères s'intercalent parfois entre les pillow-lavas, ce qui a permis de dater : 1 : les laves des Nappes d'Antalya [Marcoux, 1970 ; Guérin-Franiatte et Juteau, 1970], des Nappes de Mamonia [Lapierre et Rocci, 1969] et certaines laves du Pinde [Terry, 1972] et du Baër-Bassit [Lapierre et Parrot, 1972] du *Trias supérieur* ; 2 : la partie supérieure des laves du Vardar qui sont *anté-Jurassique supérieur*, étant recouvertes en concordance par des terrains oxfordiens [Rollet, 1969] ; 3 : enfin du *Campanien* le volcanisme terminal du Troodos [Mantis, 1971] ; en dehors de ces cas favorables, l'âge des laves reste encore sujet à caution, en particulier dans le Vourinos et peut-être aussi le Pinde pour les laves n'appartenant pas à la série d'Avdela décrite par Terry (*op. cit.*).

En ce qui concerne le chimisme des laves, les données sont encore beaucoup trop fragmentaires pour qu'on puisse se risquer à une généralisation ; les points qui semblent bien établis à l'heure actuelle sont les suivants :

a) Il existe une étroite similitude chimico-minéralogique entre les laves des Nappes d'Antalya, du Mamonia et d'un groupe du Baër-Bassit : ce sont des laves *alcalines* présentant un éventail de faciès du type « basalte alcalin-trachyte » [Mamonia, Baër-Bassit : Lapierre et Parrot, 1972], ou « basalte alcalin-hawaïte » « mugéarite » (Nappes d'Antalya) ; il se trouve que toutes ces laves sont

d'âge triasique supérieur ou présumées telles ;

b) les laves du Troodos ont un chimisme très particulier [Lapierre et Rocci, 1967 ; Rocci et Lapierre, 1969 ; Bear, 1966 ; Lapierre, 1972 ; Gass et Masson Smith, 1963] les apparentant à des *tholéïtes* (très faibles teneurs en  $K_2O$ ), avec toutefois des caractères originaux peu communs dans les tholéïtes océaniques (faibles teneurs en  $TiO_2$  par exemple) ; des laves analogues sont également connues dans le Baër-Bassit. Les laves du Vardar sont des tholéïtes franches, très semblables à celles des dorsales océaniques actuelles [Rollet, 1969] ; (tabl. I).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41,60	42,90	48,00	52,36	49,30	46,90	49,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	16,80	15,65	15,47	14,60	15,50	16,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	) 10,40 (	) 10,97 (	4,54	6,59	3,20	3,10	) 11,49 (
FeO			8,29	2,92	8,50	8,60	
MnO	0,25	0,40	0,22	0,16	0,17	0,16	0,18
MgO	8,22	5,72	5,76	6,73	7,40	6,90	7,84
CaO	8,84	6,20	9,53	6,98	10,60	10,40	11,32
Na <sub>2</sub> O	4,20	4,72	3,70	3,03	2,20	3,00	2,76
K <sub>2</sub> O	1,18	2,05	1,50	1,04	0,53	1,30	0,22
TiO <sub>2</sub>	2,64	4,43	3,00	0,63	2,40	3,00	1,43
P.F.	5,44	4,64	----	4,06	1,05	1,19	0,14
Total	99,07	98,83	100,19	99,96	99,95	100,05	

TABLE I. — Composition chimique des basaltes du Trias supérieur de Chypre (nos 1 et 2) et d'Antalya, Turquie (no 3), comparée à celle du Troodos (no 4), des tholéïtes océaniques (no 5), des basaltes alcalins océaniques (no 6) et des basaltes des fonds océaniques (no 7).

N° 1 - Basalte (éch. 381) à labrador (An 50-70), augite titanifère, barkévicite olivine et calcite in H. Lapierre (1972). — N° 2 - Basalte (éch. 2884) à plagioclases transformés, augite titanifère à auréole, aegyrine, barkévicite, biotite in H. Lapierre (1972). — N° 3 - Moyenne de 20 laves in T. Juteau (1973). — N° 4 - Moyenne des basaltes du Troodos in A. Desmet inédit. — N° 5 - Moyenne des basaltes tholéïtiques océaniques in V. Manson (Basalts, éd. H. H. Hess et A. Poldervaart (1967), p. 223 et p. 225). — N° 6 - Moyenne des basaltes alcalins océaniques in V. Manson. — N° 7 - Moyenne des basaltes des fonds océaniques in J. R. Cann (1971), *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A 268, p. 495-505. Le total de cette colonne est 101,00.

c) les laves du Pinde et du Vourinos sont encore assez mal connues : il semble que deux séries, l'une tholéïtique, l'autre alcaline, se côtoient dans le Pinde [Terry, comm. orale] et que tout ne soit pas spilitique comme on le pensait auparavant [Brunn, 1956 ; Parrot, 1969].

En résumé, le fait le plus marquant est l'individualisation d'une vaste province volcanique *alcaline* du Trias supérieur reconnue du Pinde au Baër-Bassit, qu'il faudra dorénavant distinguer des laves non alcalines et plus jeunes connues dans le Vardar et le Troodos.

8) Il existe au sein des complexes étudiés des relations structurales remarquables.

*Relation foliation des tectonites profondes — plan dépôt magmatique.* Dans le Hatay la foliation due aux mouvements profonds est subparallèle au plan de dépôt magmatique des cumulats. Ceux-ci ne sont pas touchés par cette déformation qui n'affecte donc que les harzburgites. Dans les nappes d'Antalya, la foliation semble aussi subparallèle au plan de dépôt des cumulats qu'elle déforme aussi localement. A titre de comparaison, dans les complexes de la côte W des États-Unis les cumulats sont partielle-

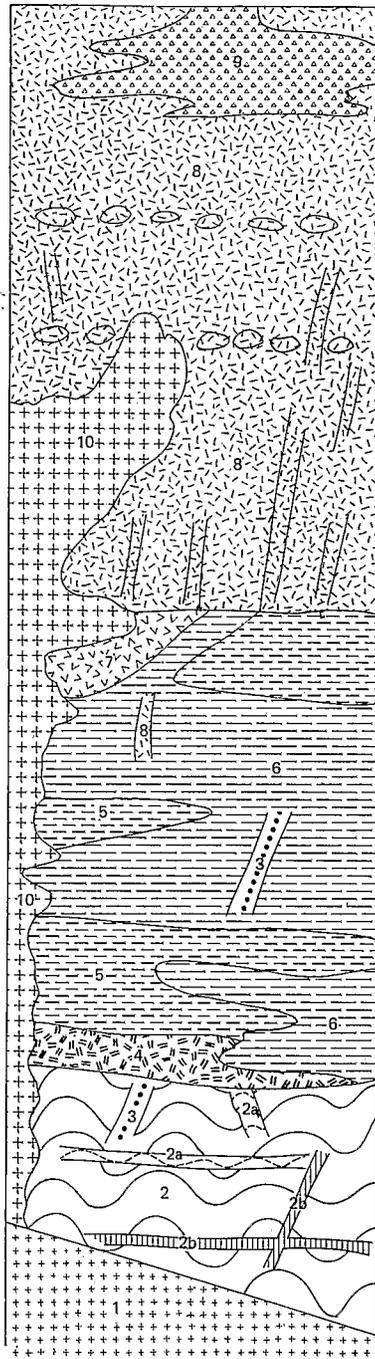


FIG. 3. — Succession des formations du complexe ophiolitique de Papouasie orientale [d'après H. L. Davies, 1971 simplifié].

1 : croûte sialitique ; 2 : harzburgites, dunites (2a) et orthopyroxénolites (2b) à structure tectonique. Foliation ; 3 : filons de gabbro pegmatitique intrusifs, situés à proximité du contact avec les cumulats ultramafiques ; 4 : cumulats ultramafiques : olivine - orthopyroxène - clinopyroxène ; olivine-clinopyroxène ; 5 : gabbros à structure de cumulats, lités, passage aux cumulats ultramafiques : plagioclase-olivine-

*B.S.G.F.*, (7), XV, 1973, n° 5-6.

ment engagés dans cette déformation ; à Red Mountain (Californie) elle peut monter au sein des cumulats ultrabasiques ; à Canyon Mountain (Oregon) elle affecte une bonne partie des gabbros. C'est aussi localement le cas en Papouasie (fig. 3). Dans le premier des complexes américains cités, la foliation est parallèle aux rubanements des harzburgites et au plan de dépôt magmatique des cumulats sauf dans les zones correspondant à des charnières de plis dont elle est le plan axial. Dans le Vourinos, il semble que la foliation soit oblique sur le plan de dépôt magmatique.

*Relation entre le plan de dépôt des cumulats et l'orientation des filons de diabase du complexe filonien.*

Dans les complexes du Troodos et d'Antalya les filons du complexe filonien diabasique sont perpendiculaires au plan de dépôt magmatique dans les gabbros. Cette relation tient encore dans le Pinde pour les quelques filons de diabase qui s'y observent. Dans le Hatay, les filons forment un angle de 60° par rapport au plan du dépôt des cumulats.

*Relation entre les plans de dépôt des cumulats et les laves.* Dans le Pinde et le Troodos, le plan de dépôt des cumulats gabbroïques et celui des laves sont parallèles ou subparallèles. Dans le Vourinos ces plans sont obliques l'un sur l'autre.

## II. — LE MODÈLE OPHIOLITIQUE.

La figure 2 fait ressortir à l'évidence une succession-type des formations lithologiques valable à des nuances près pour l'ensemble des massifs ophiolitiques étudiés.

Si l'on met à part la région de Neyriz qui est assez particulière, et celle de Mamonia qui est très incomplète, on observe partout<sup>3</sup> :

1. — A la base, et reposant par contact anormal sur le substratum sédimentaire quand il est visible, une masse souvent très considérable en volume de harzburgite très homogène à passées dunitiques, à structures de tectonites profondes (2). Des ségré-

clinopyroxène ; plagioclase - orthopyroxène - clinopyroxène ; plagioclase-orthopyroxène. Traces de déformation avec foliation ; 6 : gabbros granulaires avec ou sans lamination : bytownite - clinopyroxène - orthopyroxène - (olivine) ; peut être intrusif dans 5 ; 7 : gabbros du niveau supérieur ; structure ophiotique à subophiotique ; plagioclases zonés-clinopyroxène-orthopyroxène ; parfois tendance épidiortite-trondjhemite ; 8 : basaltes massifs ou en coussins, pouvant passer à 9 ; à la base : dolérites et basaltes massifs coupés par dykes parallèles de basalte ; au-dessus : coussins basaltiques ou spilitiques ; coulées massives ; brèches ; hyaloclastiques ; âge Crétacé à Crétacé supérieur ; 9 : laves dacitiques, agglomérats, tufs, kératophyres, âge Crétacé ou Eocène ; 10 : Tonalité intrusive à tous les niveaux, surtout au niveau du plan de contact gabbro-basalte ; âge Eocène.

gations de chromitites dans une gangue dunitique s'y rencontrent souvent (3).

On note cependant des variations : au Troodos, les harzburgites déformées ont été signalées [Moore et Vine, 1971] mais n'occupent qu'un volume très réduit. Dans les nappes de Mamonia elles n'existent pas. De plus il faut insister sur la présence inhabituelle d'un grand nombre de dykes recoupant la masse harzburgitique dans les nappes d'Antalya (13).

2. — Cette masse de harzburgite déformée est surmontée dans les massifs grecs et dans le Baër-Bassit par une zone de péridotites de cumulats (7) à lits de pyroxénites (5) surtout développés dans le Vourinos. Toutefois, il faut souligner que dans tous les massifs où la présence des harzburgites est démontrée il existe une coupure entre 1 et 2.

3. — Au-dessus, un complexe grenu lité de roches à structures de cumulats magmatiques où alternent en séquences des péridotites avec ou sans feldspath, des gabbros à olivine et des pyroxénolites (8) puis des gabbros lités noritiques (9) tandis qu'à la partie supérieure de ce niveau constant, très caractéristique, fort développé sauf peut-être dans le Pinde, apparaissent des gabbros massifs (10) suivis parfois de tonalites, de trondhjemites et de granophyres (12).

4. — Au sein de cette zone à cumulats prennent naissance des dykes de dolérites/diabases généralement perpendiculaires au litage, qui se développent parfois considérablement en un véritable complexe filonien (14).

C'est dans ces deux dernières zones que se situent les nuances des plus grandes. En effet le Vardar, le Pinde et le Vourinos se distinguent assez bien des autres complexes par un passage régulier et apparemment continu des gabbros aux dolérites (11). Les gabbros lités sont assez rares. Le complexe filonien est réduit.

En revanche le passage gabbros-dolérites est brutal à Antalya et au Hatay où le complexe filonien est bien représenté, et surtout dans le Troodos où il a une extension spectaculaire : la présence et la nature des bordures de refroidissement indiquent une injection magmatique en phase de distension.

5. — La séquence ophiolitique se termine par des piles volcaniques plus ou moins puissantes (17-18). La structure est généralement en pillow-lavas, mais aussi en coulées massives. Sauf dans le Troodos où elles sont très rares, on observe des intercalations sédimentaires de nature variée (grès, cherts, calcaires) qui donnent de précieuses indications sur le milieu dans lequel se sont épanchées les laves, et dans certains cas permettent de les dater. La nature de ces laves est variable : tho-

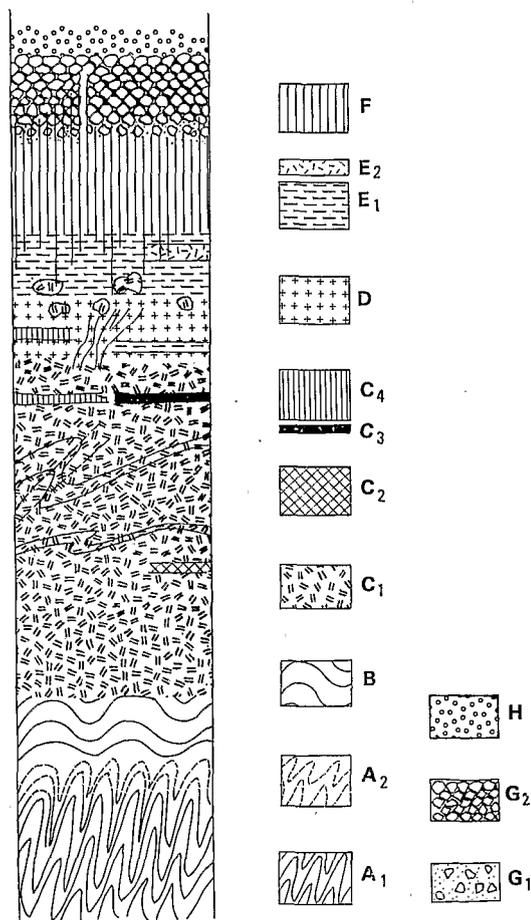


FIG. 4. — Succession des formations des complexes ophiolitiques ordoviciens de Terre Neuve [d'après W. R. Church, 1972].

A - Substratum. 1 : schistes (fleur de lys) ; 2 : auréole de contact. B - Péridotite « primaire » : lherzolite et ariégite. C - Cumulat péridotitique. 1 : dunitite et harzburgite ; 2 : websterite ; 3 : chromite ; 4 : wherlites et clinopyroxenolite. D - Zone de transition : pyroxénolite + éléments de la zone C. E - Zone de gabbros lités. 1 : gabbro ; 2 : diorite quartzique. F - Complexe filonien : dykes diabasiques. G - Zone spilito-basaltique. 1 : pillow-lavas bréchifiés ; 2 : laves en coussins. H - Sédiments.

léitique pour le Vardar, à affinité tholéitique pour le Pinde (où les albitophyres (16-17) sont très développés), le Vourinos et le Troodos, mais très franchement alcaline à Antalya, Mamonia et Baër-Bassit (tabl. I).

Cette succession-type, lorsqu'elle est complète, peut se résumer ainsi, de bas en haut :

- tectonites harzburgitiques,
- ultramafites-mafites à cumulats,
- gabbros-dolérites, diabases massifs ou filoniens,
- laves basaltiques.

C'est finalement au niveau du passage graduel des gabbros aux dolérites et aux laves (Vardar,

Vourinos, Pinde) ou de la présence entre gabbros et laves d'un complexe filonien développé (Troodos, Hatay) que pourrait se situer la distinction de trois ensembles ou types différents :

a) le type Troodos à complexe filonien très développé lié aux laves tholéitiques sus-jacentes,

b) le type Pinde à massif doléritique intercalé entre gabbros et laves spilitiques,

c) le type Antalya sans dolérites entre gabbros et laves alcalines.

Le caractère très général de la succession-type des ophiolites alpines est confirmé lorsqu'on la compare à celle du très vaste complexe de l'Oman décrit avec précision par Reinhardt [1969]. En réalité, on retrouve les mêmes éléments, dans le même ordre aussi bien en Californie (Red Mountain, par exemple [Himmelberg et Coleman, 1968], qu'à Terre Neuve [Church, 1972], figure 4 et en Nouvelle-Guinée [Davies, 1971], figure 3.

On peut donc affirmer que les ophiolites malgré leurs diversités et leurs complexités sont constituées suivant un modèle, toujours le même, que nous allons maintenant tenter d'expliquer.

### III. — ORIGINE DES OPHIOLITES.

Nombreux sont les auteurs qui, depuis Hess [1955] et De Roever [1957] ont interprété les ophiolites comme étant des lambeaux de la croûte et du manteau supérieur océanique. Pour le seul domaine alpine-méditerranéen, on peut citer Gass et Masson Smith [1963], Reinhardt [1969], Gass [1968], Juteau [1970], Bezzi et Piccardo [1971]. Trois arguments majeurs militent en faveur de cette hypothèse :

— le caractère polygénétique (tectonites-cumulats, etc.) des assemblages ophiolitiques, facile à démontrer dans la plupart des massifs ;

— les relations tectoniques de ces assemblages avec les formations sialiques ou épisialiques environnantes, indiquant que les ophiolites sont étrangères au domaine sialique<sup>4</sup> ;

— le fait que les roches draguées sur les fonds océaniques actuels et particulièrement sur les grandes dorsales, présentent un éventail de faciès étroitement analogue à celui du cortège ophiolitique, comme l'avait fait remarquer Brunn dès 1959.

Les ophiolites de Méditerranée orientale seraient donc des fragments de l'ancienne croûte océanique mésogéenne, qui a dû se former, en laissant de côté le processus encore hypothétique de l'« océanisation », suivant le processus de l'expansion des fonds océaniques, mécanisme fondamental qui contrôle la naissance et l'expansion d'un océan : la lithosphère océanique sur toute son épaisseur prend naissance au niveau d'une dorsale océanique, à partir

d'un matériel ultrabasique venu de l'asthénosphère profonde. Suivant le modèle généralement admis à l'heure actuelle, les harzburgites, résidu réfractaire de la fusion pyrolitique, se déforment plastiquement en profondeur ; les cumulats se déposent dans les chambres magmatiques et les laves s'épanchent sur le fond de la mer, alimentées par un puissant complexe filonien. Les roches ainsi formées s'éloignent progressivement de la dorsale comme emportées par deux tapis roulants. Leur âge est donc directement fonction de leur distance à la dorsale. Tous ces éléments figurent dans la plupart des complexes ophiolitiques que nous avons présentés. Cependant, de nombreuses nuances sont apparues qui s'expliquent mal selon le seul schéma de l'expansion océanique.

Le volcanisme intra-océanique, susceptible de construire de puissantes « piles volcaniques » en dehors des zones de dorsales (type Hawaï) contribue lui-aussi à la formation de la croûte océanique, (épanchements et chambres magmatiques) et peut perturber considérablement l'ordonnance due à l'expansion océanique (apparition de laves chimiquement différentes, perturbation des isochrones et des anomalies magnétiques, etc.).

Des trois types de complexes ophiolitiques définis, le type « Troodos » représente un des cas les moins ambigus : l'extension spectaculaire du complexe filonien, la liaison démontrée entre ce complexe et les laves sus-jacentes, la très faible teneur en  $K_2O$  de celles-ci indiquent une ancienne dorsale océanique. Il faut signaler cependant que le chimisme des laves est loin d'être homogène. Certaines sont franchement tholéitiques, d'autres par contre présentent des affinités calco-alcalines soulignées dernièrement par Miyashiro [1973]. Néanmoins, leur grande pauvreté en titane les différencie sensiblement de celles des dorsales actuelles : cette particularité géochimique encore inexplicée (et unique en son genre en Méditerranée orientale) ne nous semble pas infirmer l'interprétation proposée. A ce type on peut rattacher le massif du Hatay, dont les dykes doléritiques sont chimiquement très proches des basaltes des dorsales, et dont l'analogie structurale et pétrographique avec le Troodos a déjà été soulignée.

Le type « Pinde » semble s'écarter davantage du modèle : complexe filonien réduit, les dolérites formant cependant un véritable « niveau stratigraphique » entre les gabbros et les laves ; les laves, très spilitisées, semblent évoluer des tholéites aux basaltes alcalins, mais on n'a pas encore de données précises sur la nature de cette « évolution ». Les ophiolites du Pinde pourraient aussi représenter une ancienne dorsale ayant fonctionné au Mésozoïque en produisant des tholéites. Le massif du Vourinos se rattache à ce type, ainsi que les ophio-

lites du Vardar, dont les laves sont typiquement du type « dorsales », et dont les dolérites forment de la même manière une couche continue entre les laves et les gabbros.

Le type « Antalya » est nettement différent des précédents : a) les laves forment de puissantes « piles volcaniques » *entièrement alcalines*, de la lignée « basalte alcalin-hawaïte, mugéarite » ; b) les dolérites se présentent en nombreux dykes isolés recoupant *toutes* les roches grenues, aussi bien les harzburgites déformées que les cumulats ; ces dykes peuvent se grouper localement en complexes filoniens intersectant les cumulats gabbroïques ; c) les dolérites n'ont jamais été observées en position intermédiaire entre les gabbros et les laves ; d) leur chimisme est faiblement alcalin, parfois tholéitique : il s'agit en fait de basaltes très peu différenciés. Dans le type Antalya, des laves alcalines seraient montées à travers une croûte océanique déjà formée ; dans ce cas, l'absence d'expansion liée au volcanisme expliquerait le réseau de dykes isolés et l'absence caractéristique d'une couche doléritique intermédiaire. Dans cette hypothèse, on s'attendrait toutefois à trouver d'anciennes laves tholéitiques de dorsale sous les laves alcalines, pour que la coupe de la croûte océanique de l'époque soit complète : or de telles laves n'ont jamais été trouvées dans les Nappes d'Antalya. Ce fait nous amène à proposer une autre interprétation possible : le volcanisme alcalin du type « Antalya » pourrait marquer le tout début de l'océanisation et représenter un volcanisme de type « rift » dans une mer peu profonde intracratonique. L'âge triasique supérieur de ce volcanisme et l'abondance des sédiments gréseux à minéraux sialiques associés (quartz, orthoses perthitiques, épidotes, zircons, tourmalines, micas...) sont en faveur de cette hypothèse.

Quoi qu'il en soit, on peut rattacher à ce type l'ensemble des ophiolites des Taurides occidentales (Nappes lyciennes et Nappes de Beysehir-Hoyran), qui présentent des caractères analogues, ainsi que les ophiolites des Nappes de Mamonia à Chypre, et du Baër-Bassit en Syrie, l'ensemble de ces massifs formant une *province alcaline* originale fortement développée au Trias supérieur et semblant disparaître ensuite.

En résumé, la comparaison des différents massifs ophiolitiques étudiés par notre équipe a montré que, si chacun de ces massifs représente incontestablement un fragment d'une ancienne croûte océanique possédant dans l'ensemble une certaine homogénéité, la genèse même de cette croûte dépend de multiples facteurs et s'est effectuée selon des processus que l'on commence à peine à inventorier.

#### IV. — POSITION STRUCTURALE DES OPHIOLITES DANS LES CHAÎNES ALPINO-MÉDITERRANÉENNES.

Pendant longtemps, l'épanchement des ophiolites a été considéré comme un stade fondamental, sans doute le plus caractéristique du développement d'un eugéosynclinal [Aubouin, 1965]. Or cette théorie a été formulée par Brunn [1940] et Dubertret [1955] en se référant au Vourinos et au Hatay. L'âge des épanchements des régions alpino-méditerranéennes occidentales était considéré comme Jurassique supérieur, tandis que de la Turquie à l'Oman on pensait qu'il était Crétacé supérieur.

Cette conception tend à être abandonnée actuellement pour deux raisons principales. L'une est d'ordre pétrogénétique et nous en avons discuté ci-dessus : elle consiste à considérer les ophiolites comme s'étant formées sur des dorsales océaniques, dans un milieu complètement étranger aux roches sialiques et à leur couverture sédimentaire. L'autre est d'ordre structural : l'étude plus poussée des contacts entre les ophiolites et leur substratum montre qu'il s'agit d'un phénomène tectonique, sur les lieux mêmes où l'on décrivait un phénomène d'épanchement.

Ainsi ce qui apparaissait comme une mise en place primaire, par épanchement d'un magma sur un plancher sédimentaire apparaît actuellement comme une mise en place tectonique, sur ce plancher, de roches déjà consolidées. On conçoit dans ces conditions combien il est important de distinguer une mise en place pétrogénétique d'une mise en place tectonique, et que l'emploi du seul terme « mise en place », ou « emplacement » en anglais, peut amener à confondre des phénomènes totalement différents. De nombreux travaux récents montrent d'ailleurs ou laissent supposer l'allochtonie fondamentale et systématique des ophiolites du système alpino-méditerranéen, là même où on les considérait auparavant comme épanchées. Ainsi Lemoine [1971] a-t-il montré que la liaison entre les ophiolites et les schistes lustrés piémontais était uniquement tectonique, sans que l'on date d'ailleurs cette tectonique autrement que comme post-liasique. Plusieurs auteurs ont plaidé en faveur de l'allochtonie fondamentale des ophiolites des Dinarides et des Hellénides, proposant comme âge de cette tectonique le Jurassique supérieur [Dercourt, 1970] ou le Crétacé [Bernouilli et Laubscher, 1972]. Aubouin [1973], sans se prononcer sur la nature fondamentalement tectonique du contact, insiste sur l'âge jurassique supérieur du phénomène, et cela est confirmé par les travaux de Blanchet [1973] et de Charvet [1973].

En Turquie, on a pu supposer que les ophiolites s'étaient épanchées au Crétacé supérieur. Il semble maintenant qu'il y ait eu simplement mise en

place tectonique à cette époque. C'était l'interprétation que Bailey et McCallien [1953] donnaient de l'Ankara Mélange, confirmée depuis par Boccaletti *et al.* [1966]. C'est aussi celle de Lisenbée [1971], et de Sestini [1971] sur d'autres affleurements. Les ophiolites du petit Caucase sont considérées maintenant comme mises en place tectoniquement au Crétacé, peut-être dès l'Albien [Knipper, 1971]. Enfin sur toute la bordure alpine de l'Arabie, Ricou [1971] a montré que les ophiolites s'étaient mises en place tectoniquement au Crétacé supérieur.

Il est certain que la découverte de tous ces contacts tectoniques entre les ophiolites et leur substratum révolutionne l'analyse structurale générale que l'on pouvait donner des chaînes alpino-méditerranéennes. Les phases supposées de distension générale, avec épanchement des ophiolites se révèlent en fait des phases de compression générale, avec charriage de l'océan sur le continent. C'est là un phénomène tectonique majeur — si ce n'est le plus important de l'histoire de ces chaînes — passé inaperçu jusqu'à ces dernières années. La notion de zone eugéosynclinale, sillon dans lequel s'épanchent les ophiolites, perd l'essentiel de sa substance s'il n'y a plus d'épanchement. Les zones qui contiennent des ophiolites sont simplement celles sur lesquelles elles ont été charriées au hasard de la tectonique. On ne peut même pas en faire une caractéristique des zones internes puisque ce charriage a pu s'étendre jusqu'aux régions les plus externes de l'orogène, comme on le voit dans le Hatay et l'Oman.

Dercourt [1970] a proposé de voir dans les ophiolites de la Méditerranée moyenne, depuis l'Apennin jusqu'en Grèce, la trace d'une ancienne zone d'expansion océanique, active entre le Trias et le Jurassique supérieur, et qu'il situe, dans les Hellénides, en bordure de la zone du Pinde. Il a suggéré récemment [1972] la possibilité d'une position originelle plus interne, dans le Vardar, ce qui a l'avantage de ne faire intervenir qu'un seul domaine océanique, mais enlève tout caractère périocéanique à la zone du Pinde.

D'une façon générale d'ailleurs, le problème se pose, dans une conception océanique, de savoir s'il existait un seul ou plusieurs domaines océaniques et s'il existait ou non une ou plusieurs zones de subduction à partir du Trias.

Nous formulerons à ce propos trois remarques.

1 — Nous avons vu que les laves peuvent être indépendantes de la croûte sous-jacente et leur présence n'implique donc pas nécessairement une expansion océanique.

2 — En admettant que les laves triasico-jurassiques soient effectivement liées à la création de plancher océanique, cette création n'exclut pas une expansion plus récente (cas de Chypre) ni surtout plus ancienne c'est-à-dire en clair l'existence d'un océan téthysien paléozoïque<sup>5</sup>.

3 — L'expansion océanique triasico-jurassique n'implique pas une distension de même âge, responsable de l'ouverture de la Méditerranée. Elle peut au contraire s'intégrer dans le schéma général de la fermeture de la Méditerranée, pour peu que des zones de subduction agissent simultanément avec une efficacité supérieure à celle de l'expansion. Dans tous les cas, il en est obligatoirement ainsi à partir du Crétacé.

L'interprétation de Dercourt suppose que la Pangea ne se réalise que pendant une courte période au Jurassique avant sa dislocation. C'est en contradiction avec de nombreuses synthèses dont celle de Creer [1970] sur le paléomagnétisme qui indiquent une certaine perennité de cette masse unique au Paléozoïque supérieur avec début d'ouverture de l'Atlantique dès le Trias. La Tethys serait alors à cette époque un océan largement ouvert vers l'E [Bullard *et al.*, 1965] qui tout au long du Mésozoïque va se refermer par suite du mouvement de rotation de l'Afrique, lui-même consécutif à l'ouverture de l'Atlantique Sud<sup>5</sup>.

Le débat reste donc largement ouvert et il serait prématuré de prendre position sur le problème fondamental de l'évolution géotectonique de la Méditerranée orientale, compte tenu de l'état actuel des connaissances.

1. Ce fut le thème de la dernière « Penrose Conference » tenue au mois de septembre 1972, en Californie.

2. Recherche coopérative sur programme n° 214 « Roches vertes mésogéennes » C.N.R.S.

3. Les numéros ( ) se rapportent aux formations de la figure 2.

4. Dans le Vardar, il existe néanmoins une liaison incontestable entre ophiolites et granitoïdes qui fait l'originalité de cette région. Une étude en cours sera publiée prochainement sur ce sujet.

5. Nicolas [1972], s'appuyant sur l'analogie entre la chaîne des Andes et la chaîne hercynienne d'Europe, admet que cette dernière a pu se construire le long d'une marge continentale active surplombant un plan de Benioff dont le tracé épouserait la limite S du continent européen, en bordure de la grande Tethys paléozoïque. La subduction le long de ce plan aurait pu se poursuivre pendant le Mésozoïque, absorbant d'abord la croûte océanique paléozoïque puis celle qui s'est créée pendant le Trias Jurassique. C'est surtout cette dernière que les serrages terminaux livrent à notre observation au travers des ophiolites.

## Références bibliographiques

- AUBOUIN J. (1965). — Geosyncline. Amsterdam, Elsevier, 335 p.
- AUBOUIN J. (1973). — Paléotectonique, tectonique, tarditectonique et néotectonique en Méditerranée moyenne : à la recherche d'un guide pour la comparaison des données de la géophysique et de la géologie. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 276, sér. D, p. 457-460.
- BAILEY E. B. et Mc CALLIEN W. J. (1953). — Serpentine lavas, the Ankara Melange and the Anatolian thrust. *Transact. Roy. Soc. Edimb.*, 62, 2, n° 11.
- BEAR I. M. C. (1966). — The evolution and petrogenesis of the Troodos complex. In : Hji STAVRINOU Y. — Cyprus annual report for the year 1965. Nicosia, Geol. surv. dept., 26-38.
- BEARTH P. (1967). — Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas. Matériaux pour Carte géol. Suisse, n° 132, 130 p.
- BERNOULLI D. et LAUBSCHER H. (1972). — The palinspastic problem of the Hellenides. *Eclog. geol. Helv.*, 65/1, p. 107-118.
- BEZZI A. et PICCARDO G. B. (1971). — Structural features of the ligurian ophiolites : petrologic evidence for the « oceanic » floor of the northern appennines geosyncline : a contribution to the problem of the alpine type gabbro peridotite association. *Mem. soc. geol. ital.*, 10, p. 53-63.
- BLANCHET R. (1973). — Formations terrigènes, phases tectoniques précoces, mise en place des ophiolites dans les Dinarides de Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris t. 276, sér. D, n° 2, p. 153-156.
- BOCCALETTI M., BORTOLOTTI V. et SAGRI M. (1966). — Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine I. Osservazioni sull'Ankara Melange nelle zona di Ankara. *Bull. Soc. geol. Ital.*, 85, p. 485-508.
- BRUNN J.-H. (1940). — Conditions de gisement des roches basiques en Macédoine occidentale. *C. R. As. Sc.*, Paris, 210, p. 735.
- BRUNN J.-H. (1956). — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Thèse, *Ann. géol. Pays. Hell.*, sér. A, t. VII, 358 p.
- BRUNN J.-H. (1959). — La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques. *C. R. Somm. S. G. F.* n° 8, p. 234.
- BRUNN J.-H. (1960). — Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. 3, fasc. 3, p. 115-132.
- BRUNN J.-H. (1961). — Sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. 4, fasc. 2, p. 89-96, fasc. 3, p. 181-202.
- BULLARD E. D., EVERITT J. E. et SMITH A. G. (1965). — The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, 258, p. 41-51.
- CREER K. M. (1970). — A review of palaeomagnetism. *Earth Science Reviews*, 6, p. 369-466.
- CHARVET J. (1973). — Sur les mouvements orogéniques du Jurassique-Crétacé dans les Dinarides de Bosnie orientale. *C. R. Ac. S.*, Paris, t. 276, sér. D, n° 3, p. 257-260.
- CHURCH W. R. (1972). — Ophiolite, its definition, origin : an oceanic crust and mode of emplacement in orogenic belts with special reference to the Appalachians. Canadian contribution, n° 6, geodynamic project. *Spec. Pub. Earth Phys. Branch.*, 42, p. 71-85.
- DAL PIAZ G. V. (1965). — La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia Lanzo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXXXIV/1, p. 3-30.
- DAVIES H. L. (1971). — Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua. *Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Australia Bull.*, n° 128, 48 p.
- DERCOURT J. (1970). — L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *B. S. G. F.*, (7), XII, n° 2, p. 261-317.
- DERCOURT J. (1972). — The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canad. Jour. Earth Sc.*, vol. 9, n° 6, p. 709-743.
- DEWEY J. F. et BRID J. M. (1970). — Mountain belts and the new global tectonics. *Journ. Geophys. research.*, vol. 75, n° 14, p. 2625-2647.
- DUBERTRET L. (1939). — Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 209, p. 763.
- DUBERTRET L. (1955). — Géologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay. *Notes et mém. Moyen Orient*, t. 6, p. 2-179.
- EFFENDIANTZ L. (1971). — Étude géologique et recherche minière dans la région de Dren Baula. Thèse de 3° cycle, Besançon.
- EFFENDIANTZ L. et ROLLET M. (1973). — Quelques éléments sur les rapports roches vertes — granites à Demir Kapija. *Ann. sci. Besançon*, sous presse.
- ÉTIENNE F. (1971). — La lherzolitite rubanée de Baldissero Canavese (Piémont-Italie). Thèse de 3° cycle, Nancy, 157 p.
- GALLI M. (1964). — Le ofioliti dell'Appennino Ligure. *Ann. Museo Civico Storia nat. Genova*, LXXIV, p. 233-343.
- GASS I. G. et MASSON SMITH D. (1963). — The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif Cyprus. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, 225, p. 417-467.
- GASS I. G. (1968). — Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor ? *Nature*, 220, p. 39-42.
- GUÉRIN-FRANIATTE S. et JUTEAU T. (1970). — Découverte de blocs calcaires à Ammonites et Halobies triasiques dans les pillow-lavas de Sayrun, province d'Antalya (Turquie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, sér. D, t. 270, p. 2897-2899.
- HESS H. H. (1955). — Serpentine, orogeny and epiorogeny. *Geol. Soc. Amer. sp. Pap.*, n° 62, p. 391-407.
- HIMMELBERG G. R. et COLEMAN R. G. (1968). — Chemistry of primary minerals and rocks from the Red Mountain Del Puerto ultramafic mass California. *Geol. Survey, prof. paper*, n° 600 c, p. 618-626.
- JACKSON E. D. (1961). — Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *Geol. Survey, prof. pap.*, n° 358, 106 p.
- JACKSON E. D. (1971). — The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Forstchr. Miner.*, 48, 1, p. 128-174.
- JUTEAU T. (1968). — Commentaire de la carte géologique des ophiolites de la région de Kumluca (Taurus lycien, Turquie méridionale) : cadre structural, modes de gisement et description des principaux faciès du cortège ophiolitique. *M. T. A. Enst. Bull.*, n° 70, p. 70-91, Ankara.
- JUTEAU T. (1970). — Pétrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. *Sciences de la Terre*, t. 15, n° 3, p. 265-288.

- KNIPPER A. L. (1971). — Development of serpentinite melange in the Lesser Caucasus. *Geotectonics*, n° 6, p. 384-390.
- LAPIERRE H. et ROCCI G. (1967). — Le massif pluto-volcanique basique de Kellaki. *Sciences de la Terre*, t. XII, n° 3, p. 145-181.
- LAPIERRE H. et ROCCI G. (1969). — Un bel exemple d'association cogénétique laves-radiolarites-calcaires. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 268, p. 2637-2640.
- LAPIERRE H. (1970). — Découverte de plusieurs phases orogéniques au SW de Chypre. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 270, p. 1876-1878.
- LAPIERRE H. (1972). — Les formations sédimentaires et éruptives des laves du Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos. Thèse d'État, Univ. Nancy I, 420 p.
- LAPIERRE H. et PARROT J.-F. (1972). — Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et de Baër-Bassit (Syrie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 274, p. 1999-2002.
- LEMOINE M. (1971). — Données nouvelles sur la série du Gondran. Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. *Géologie alpine*, t. 47, p. 181-201.
- LISENBEA A. L. (1971). — The Orhanelli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings : a progress report. In : *Geology and History of Turkey*, éd. par A. S. Campbell, Petr. Expl. Soc. Libya, p. 349-368.
- MANTIS M. (1971). — Paleontological evidence defining the age of the Troodos pillow lava series in Cyprus. (Κυπριακός Λογός) Nicosia. Cyprus.
- MARCOUX J. (1970). — Age carnien de termes effusifs du cortège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, sér. D, t. 271, p. 285-87.
- MERCIER J. (1966). — Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse Univ. Paris 573 p. n° A. O. 1142 arch. C.N.R.S., Paris, ann. géol. Pays hell.
- MİYASHIRO A. (1973). — The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 19, p. 218-224.
- MOORES E. M. (1969). — Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. The geol. Soc. of America, special paper 118.
- MOORES E. M. et VINE F. J. (1971). — The Troodos Massif Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A.*, 268, 443-466.
- NICOLAS A. (1966). — Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maira. Conséquences paléogéographiques et structurales. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 46/1, p. 25-41.
- NICOLAS A. (1968). — Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo. Symposium « Zone Ivrea - Verbano ». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1-68, p. 145-157.
- NICOLAS A. (1972). — Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? *Nature*, vol. 236, n° 5344, p. 221-223.
- NICOLAS A. et JACKSON E. D. (1972). — Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Bull. Suis. Min. Petr.*, vol. 52, 3, p. 479-495.
- 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. 56-86.
- PANTAZIS Th. (1967). — The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavastos area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus*, n° 8.
- PARROT J.-F. (1969). — Étude d'une coupe de référence dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) : la vallée de l'Aspropotamos. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. I, n° 2.
- PARROT J.-F. (1973). — Pétrologie de la coupe du Djebel Moussa, massif basique, ultra-basique du Kizil Dag (Hatay, Turquie). *Sciences de la Terre*, Nancy. Sous presse.
- PIRO Y. (1967). — Contribution à l'étude des roches vertes du NW de la Syrie. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- POISSON A. (1968). — L'unité inférieure du Domuz Dag (Taurus lycien, Turquie), série sédimentaire avec intercalation de coulées sous-marines en coussins. *M.T.A. Enst. Bull.*, n° 70, p. 100-105, Ankara.
- REINHARDT B. M. (1969). — On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.*, 49, I, p. 1-30.
- RICOU L. E. (1971). — Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mise en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XIII, fasc., 4, p. 327-349.
- ROCCI G. et LAPIERRE H. (1969). — Étude comparative des diverses manifestations du volcanisme préorogénique du S de Chypre. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 49, I, p. 31-46.
- ROEVER W. P. (1967). — Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotit-Schale? *Geol. Rundsch.*, 46, p. 137-146.
- ROLLET M. (1969). — Recherches géologiques dans la Skopska Crna Gora-Karadagh (Macédoine yougoslave). Thèse de doctorat d'état, 340 p. Université de Besançon.
- ROLLET M. et SOPTRAJANOVA G. (1967). — Nouvelles données sur les roches éruptives de la région de Lojane-Vaksince (Skopska-Crna Gora-Karadagh) Yougoslavie. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 69, 3, p. 1-6.
- ROST F. (1969). — Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. *Freib. Forschungsh. C.*, p. 58.
- ROUTHIER P. (1946). — Vulcano plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 222, p. 192-194.
- SESTINI G. (1971). — Relations between flysch and serpentinites in north-central Turkey. In : *Geology and History of Turkey*, éd. par A. S. Campbell, Petr. Expl. Soc. Libya, p. 369-383.
- STEINMANN G. (1926). — Die ophiolitischen Zonen in der Mediterranen Kettengebirgen. *Inter. Geol. Congr. Madrid.*, C. R. fasc. 2, p. 638-667.
- TERRY S. (1972). — Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine-Grèce). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 384-86.
- THAYER T. P. et HIMMELBERG G. R. (1968). — Rock succession in the Alpine-type mafic complex at Canyon Mountain, Oregon. XXIII Inter. geol. Congress., vol. 1, p. 175-186.
- TURNER F. et VERHOOGEN J. (1960). — Igneous and metamorphic petrology. 2<sup>e</sup> éd. N.Y. McGraw-Hill Book Company Inc.
- VUAGNAT M. (1963). — Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 336-358.
- WAGER L. R., BROWN G. M. et WADSWORTH W. J. (1960). — Types of igneous cumulates. *J. Petrology*, vol. 1, part. 1, p. 73-85.

## LÉGENDE DES PLANCHES I ET II

## PLANCHE I

- PHOTOGR. 1. — Amphibolites et quartzites micacés ayant subi plusieurs phases de déformation. On remarque les plissements d'axe E-W plongeant légèrement vers le Nord. (Massif d'Ayia Varvara, Nappes de Mamonía.)
- PHOTOGR. 2. — Harzburgite porphyroclastique du massif de Çirali-Tekirova (Nappes d'Antalya). La foliation  $S_1$  est soulignée par l'allongement morphologique des porphyroclastes (olivine, enstatite) : ceux-ci montrent de nombreuses bandes de pliage à peu près perpendiculaires à  $S_1$ . La matrice est très finement granulée : elle a subi un recuit partiel avec recristallisation d'olivines polygonales à « points triples ». (L. P.)  $\times 3,6$ .
- PHOTOGR. 3. — Cumulat magmatique à anorthite-diallage (bronzite, olivine) comme phases cumulus. L'alternance serrée de couches séparées en général par des « contacts de phase » créé un *litage magmatique* spectaculaire. On remarque ici un certain nombre de figures classiques des cumulats : couches à variations verticales graduelles (couche 5), bases de couche irrégulières (couche 6), biseautages latéraux (fines « laminae » du groupe 4), etc. (massif de Çirali-Tekirova, Nappes d'Antalya).
- PHOTOGR. 4. — Microphotographie d'une lame taillée dans les cumulats de la photographie précédente, perpendiculairement au litage (couche 6) : on retrouve le litage grâce à deux fines « laminae » monominérales de diallagite, à croissance de type adcumulat. Les autres couches sont des mésocumulats gabbroïques à anorthite/diallage-cumulus et olivine post-cumulus. (L. N.)  $\times 3,6$ .

## PLANCHE II

- PHOTOGR. 1. — Complexe filonien du Hatay. Succession de dykes parallèles de puissance métrique. Coupe du Djebel Moussa en bordure de mer.
- PHOTOGR. 2. — Complexe filonien du Troodos. Dykes de dolérites de plusieurs générations se recoupant. On voit de minces bordures de refroidissement. Piste de Stavros à Kykko. Les filons font 50 cm de puissance en moyenne.
- PHOTOGR. 3. — Contact primaire entre pillow-lavas et sédiments calcaires du Trias supérieur dans le Massif du Çalbali Dag-Karadere (Nappes d'Antalya).
- PHOTOGR. 4. — Picrite appartenant à l'unité des Upper Pillow-lavas du Troodos : on observe des phénocristaux d'olivine ( $F_{0,90}$ ) à inclusions de picotite, des microlites d'augite « en crête de coq » dans un verre brunâtre assez abondant (Akamas). (L. N.)  $\times 100$ .