

LES ÉCAILLES MÉTAMORPHIQUES INFRAPÉRIDOTITIQUES DU BAËR-BASSIT (NORD-OUEST DE LA SYRIE)

Hubert WHITECHURCH
et Jean-François PARROT

*Laboratoire de Pétrologie, C.O. n° 140, 54037 Nancy Cedex
Laboratoire de Géologie, SSC de l'ORSTOM, 70, route d'Aulnay,
93140 Bondy*

RÉSUMÉ

La région du Baër-Bassit est constituée d'une série d'écailles ophiolitiques, charriées du Nord vers le Sud au Maestrichtien. L'importante écaille péridotito-gabbroïque du Baër présente une épaisse semelle de roches métamorphiques. Ces roches ont recristallisé en une phase métamorphique majeure dont les paragenèses de faciès amphibolite sont les témoins. Les roches métamorphiques basiques du Baër-Bassit peuvent être rangées en trois familles chimiques différentes : basaltes, diorites ou gabbros, grauwackes, ce qui suggère qu'elles sont *pro-parte* d'origine ignée basique, *pro-parte* d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire.

On y observe des déformations synschisteuses qui semblent être en relation avec la direction du charriage des ophiolites, et des déformations postschisteuses que l'on retrouve en partie dans le volcano-sédimentaire sous-jacent.

L'hypothèse d'une origine crustale océanique est envisagée pour répondre à la constance et la similitude des formations métamorphiques infrapéridotitiques qui jalonnent généralement la base des massifs ophiolitiques étudiés en Méditerranée orientale.

SUMMARY

The Baer-Bassit area is composed of a series of ophiolitic slices, overthrust from the north to the south during the Maestrichtian.

The larger Baer slice of peridotites and gabbros presents at its base a thick sole of metamorphic rocks which consist of amphibolitic schists, calcschists, amphibolite-pyroxenite with plagioclase, metabasalts, marbles, and quartzites.

These rocks were transformed during a major amphibolite-facies metamorphic episode. The Baer-Bassit basic rocks fall into three different chemical families : basalts, diorites or gabbros and greywacks. Thus, the origin of those metamorphic rocks is basic igneous or sedimentary/volcano-sedimentary.

Synschistose deformation can be observed — which seems to be in relation to the direction of the ophiolitic — over thrusting and deformation which is partly found in the underlying volcano-sedimentary formation.

The constancy and similarity of the metamorphic formations which lie at the base of the allochthonous units of ophiolitic affinity of the whole Eastern Mediterranean basin, suggest an oceanic origin for these magmatic and sedimentary rocks.

РЕЗЮМЕ

Область Баер-Бассит сложена из серий офиолитовых чешуй, перенесённых шаржажем с севера на юг в маэстриховую эпоху. Крупная перидотитогаббровая чешуя Баера являет мощную подошву из метаморфических пород. Последние перекристаллизовались в течение главной метаморфической фазы, свидетелями которой являются парагенезисы с амфиболитовой фацией. Метаморфические породы Баер-Бассита могут быть отнесены к трём химическим группам: базальты и базальтовые туфы, диориты или габбро и граувакки, что наводит на предположение

о частично зруптивном и частично вулканоосадочном происхождении.

В них наблюдаются сосланцевые — повидимому связанные с направлением шаржажа офиолитов — и послесланцевые деформации, находящиеся также, частично, в подстилающем вулканоосадочном комплексе.

Выдвигается предположение о корковом, океаническом происхождении, соответствующем постоянству и сходному характеру метаморфических инфраперидотитовых образований, которые обычно рассланцеваны влоль основания изученных в восточной средиземной области офиолитовых массивов.

القشور الاستحالية تحت البيروودوتية للبايرو البسيط (شمال غرب سورية)

ان منطقة البايروالبسيط تتركب من مجموعة من القشورالا وفيوليتية، والتي حملت من الشمال الى الجنوب خلال المايستركيا. القشرة الهامة المكونة من البيريدوتيت والغابرو وبقاعدتها مجموعة من الصخور الد استحالية. هذه الصخور الاستحالية اعيد تبلورها خلال تطور استحالي رئيسي وحيث شواهد هذا الطور «سحنة امفيوليت» الصخور الاستحالية للبايروالبسيط يمكن ان تصنف بثلاث زمركيميائية مختلفة: بازلت، ديوريت اوغابرو، غرواك، وهذا يدل على انها بجزء منها من منشاء اندفاعي قاعدى، والجزء الاخرهو من منشاء رسوبي وبركاني رسوبي. يلاحظ تشوهات معاصرة للتورق والتي على ما يبدو على علاقة مع اتجاه تحميل الا وفيوليت، وتشوهات لاحقة للتورق، والتي توجد جزئيا في التشكلات البركانية الرسوبية التي تحتها. ان فرضية منشاء هذه العناصر من القشرة المحيطية يمكن ان تجيب على ثبات وتشابه التشوهات الا استحالية تحت البيريدوتية والتي هي عموما بقاعدة الكتل الا وفيوليتية المدروسة في شرق البحر الابيض المتوسط.

INTRODUCTION

La région du Baër-Bassit est constituée d'une part par un ensemble d'unités péridotito-gabbroïques, diabasiques et effusives constituant un cortège ophiolitique, d'autre part par un ensemble volcano-sédimentaire, le tout ayant été plissé et écaillé au Maestrichtien supérieur (LAPIERRE et PARROT, 1972).

L'ensemble ainsi constitué qui représente l'extrémité occidentale du croissant ophiolitique péri-arabe (RICOU 1971) aurait été charrié du Nord vers le Sud, voire ici du Nord-Nord-Ouest vers le Sud-Sud-Est, sur la bordure septentrionale de la plate-forme arabe. Cependant, dans la région du Baër-Bassit, les plans de charriage mesurés sur les écaillés ophiolitiques indiquent un pendage de 50° environ vers le Nord-Est, entraînant un étagement des formations rencontrées lorsqu'on se dirige du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

On observe ainsi (fig. 1) :

— dans le secteur occidental du Bassit, une importante unité formée de péridotites, gabbros, diabases et laves en coussins, constituant le substratum des unités suivantes ;

— une unité volcano-sédimentaire renfermant des radiolarites, cherts, calcaires et roches volcaniques associées, d'âge triasique à jurassique ; cette unité se compose dans le détail de plusieurs écaillés séparées de façon discontinue par des lames de péridotites serpentinisées ;

— une unité très épaisse de péridotites et gabbros, unité du Baër, charriée sur la précédente et qui la surmonte par l'intermédiaire d'une semelle de roches métamorphiques.

Cette semelle de roches métamorphiques affleure notamment le long du contact des péridotites (harz-

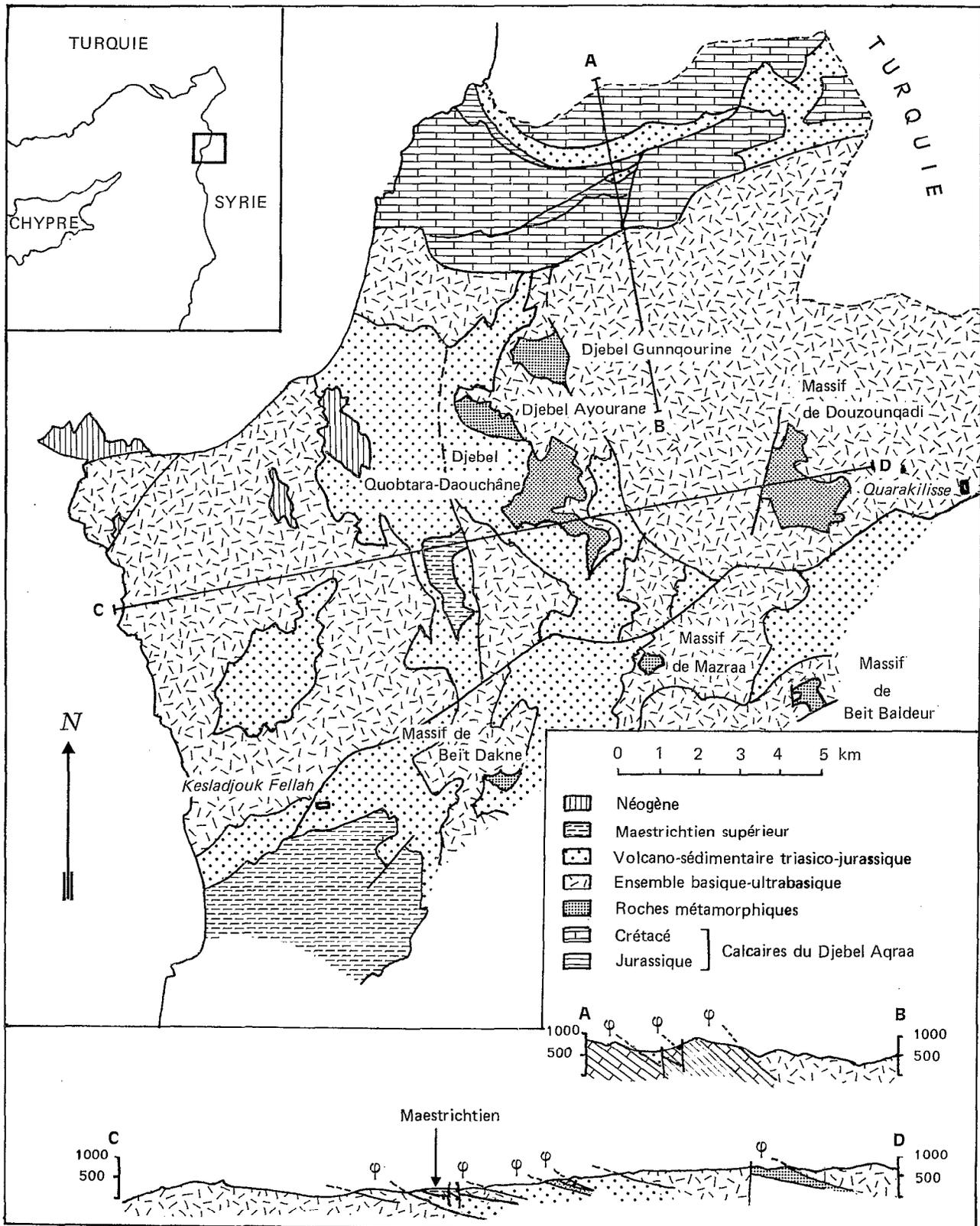


FIG. 1. — Carte de situation des massifs métamorphiques étudiés.

burgites serpentinisées) sur le volcano-sédimentaire sous-jacent, de façon plus ou moins continue, avec une épaisseur variable ; elle est plus précisément développée dans d'importants massifs : celui du Djebel Gunnqourine, le plus septentrional, celui du Djebel Ayouranne au Sud du précédent, et celui du Djebel Quobtara-Daouchâne, qui forme une longue écaille de 100 m d'épaisseur moyenne et de 3 km de long, disjoint de la masse péridotitique du Baër et scindant en deux secteurs le volcano-sédimentaire sous-jacent.

On retrouve d'autre part cette semelle, plus à l'Est, au sein de l'unité du Baër dans le massif métamorphique de Douzouqadi.

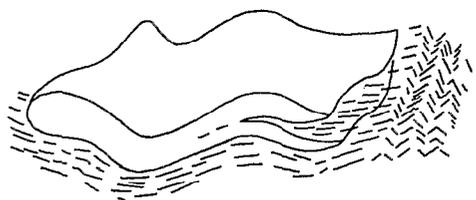
Trois autres affleurements de roches métamorphiques sont situés au Sud d'un accident sud-ouest nord-est qui, de Keskadjouq Fellâh jusqu'à Quarakilise (fig. 1), affecte la totalité des unités constituant le Baër-Bassit : il s'agit des massifs de Beït Dakhne, de Mazraâ et de Beït Baldeur.

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

L'épaisseur des écailles précédemment situées, peut atteindre trois cent mètres.

Nous y avons retrouvé les principaux faciès décrits par CHENEVOIX (1959) :

— Des schistes amphiboliques (0 à 5 m), de couleur vert foncé parfois à reflets bleutés. Ils contiennent conformément à la schistosité des bancs de marbre (0,5 à 1 m) à niveaux chloriteux. Ils sont constitués de lits riches en actinote à faciès prismatique, alternant avec des lits très fins ou lentilles de quartz dentelliforme en petits grains (50 à 100 μ), associés à des chlorites et des minéraux opaques. De petits grenats de couleur rouge et de taille millimétrique, sont répartis de façon isotrope dans ce faciès. La présence de petits bancs à calcite et quartz plissés, admettant la



1 cm

FIG. 2. — Déformations synschisteuses et postschisteuses affectant les schistes amphiboliques des écailles métamorphiques situées au nord de l'accident majeur de Kessaladjouq-Fellâh à Quarakilise.

schistosité en plan axial, indique la nature synschisteuse de la déformation. Des déformations postschisteuses sans recristallisation minérale, remplissent l'ensemble (kinks, plis orthorhombiques, plis cylindriques) (fig. 2). Enfin des pistachites et parfois quelques actinotes recristallisent en se surimposant aux précédentes déformations ; ces minéraux sont poecilites et conservent une schistosité interne, bien visible grâce à des niveaux plissotés de minéraux opaques. Une analyse chimique (CH₁) de ce faciès est donnée par CHENEVOIX (*op. cit.*).

— Des calcschistes vert clair et soyeux au toucher. Ils sont composés de lits de calcite alternant avec des lits de quartz associés à des chlorites et minéraux opaques. L'échantillon W₁₀ a été analysé.

— Des roches très fines de couleur noire, compactes à débit en plaquettes. La texture est nématoblastique. Actinote et hornblende verte (taille avoisinant 100 à 150 μ) représentent 80 % du volume de la roche, le reste étant composé de petites lentilles de quartz ou plagioclases (An₀₋₂₀), pistachite, picotite et autres oxydes. De grands phénoblastes de hornblende verte parfois à cœur brun clair sont moulés par la schistosité. Ces roches ont été décrites par CHENEVOIX (*op. cit.*), comme des metabasaltes. Les échantillons W₅, W₆, W₇ ont été analysés ; nous avons également retenu l'analyse CH₂ donnée par CHENEVOIX (*op. cit.*).

— Des amphibolo-pyroxénites à plagioclases, d'allure gabbroïque. Des lits de minéraux ferromagnésiens plissés se détachent sur un fond blanchâtre de nature feldspathique. Dans les charnières des plis, témoins de déformations produites dans un milieu très plastique, les minéraux ferro-magnésiens se disposent parfois en arcs polygonaux. L'aspect stratifié à toutes les échelles, est troublant.

Sous le microscope, ces roches présentent une texture granonématoblastique et sont constituées de minéraux de taille millimétrique (jusqu'à 4 millimètres) tels que hornblende verte et actinote (40 %) clinopyroxènes de la série diopside-hedenbergite (40 %), cimentés par des plagioclases (An₃₀₋₄₀), en grande partie transformés en phyllites (20 %). Les échantillons W₈ et W₉ ont été analysés. Dans certaines zones, la clinozoïsite apparaît en quantité importante au détriment du plagioclase (analyse chimique W₄).

— Associées au faciès précédent, des lentilles de grenatites d'épaisseur décimétrique. Elles se présentent sur le terrain comme des roches blanches à jaunâtres, à aspect de brèche. Elles renferment du gros-

sulaire (1) en association intime avec du diopside (détermination diffractométrique) et parfois des grenats rouges dont la taille varie de 2 à 5 mm.

Les interfaces entre les cristaux sont plans, témoignant de la croissance rapide de ces grenats. Ces faciès ont une minéralogie de skarns.

— Enfin, des cipolins. Le premier type mis en évidence, contient des niveaux silicieux très intensément plissés, en plis décimétriques. Le second type est un cipolin presque pur à calcite en cristaux de taille variable ; certains niveaux chloriteux soulignent les déformations qu'ils ont subies. Un affleurement dont la position structurale est difficile à déterminer, montre que ce calcaire cristallin renferme de gros blocs anguleux de taille décimétrique (jusqu'à 50 cm) d'amphibolites feldspathiques déjà plissées et dont les plis ne correspondent pas aux déformations subies par ce cipolin. L'origine de ces blocs peut être sédimentaire, ce qui impliquerait qu'il existait des amphibolites déjà métamorphosées et plissées avant le dépôt de ces cipolins, mais aussi tectonique, l'écaillage créant un micro-mélange facilité par un matériel particulièrement incompetent. L'échantillon W_1 a été analysé.

Cette courte étude pétrographique permet de faire un certain nombre de remarques.

La série se compose de deux types de formation d'origine différente : présence de faciès indubitablement d'origine sédimentaire (quartzites, cipolins, peut-être certains schistes), associés à des roches orthodérivées (métabasaltes, amphibolo-pyroxénites à plagioclases, peut-être certains schistes amphiboliques).

Apparemment il n'y a eu qu'un seul épisode de cristallisation métamorphique, concomittant à la phase principale de déformation. Ceci conduit à penser que le métamorphisme ne serait ni polyphasé ni polycyclique. Aucun minéral index, ni aucune paragenèse critique, susceptible de préciser les conditions de pression et de température qui ont régné lors du métamorphisme n'ont été observées. Seule l'association du grossulaire et du diopside des grenatites dans les amphibolo-pyroxénites à plagioclase peut être un indice, car elle n'apparaît en général que dans les

conditions du faciès amphibolite (2). Néanmoins, la présence de chlorites synschisteuses dans les schistes situés à la base des écailles pourrait indiquer que toutes ces roches n'ont pas subi les conditions du faciès amphibolite.

Enfin, une rétro-morphose se traduit par la transformation des plagioclases en phylites et des pyroxènes en chlorites. Il faut sans doute associer à cette rétro-morphose la cristallisation de quartz, d'albites, de chlorites et de calcites dans les fractures ouvertes.

GÉOCHIMIE

L'étude pétrographique nous a suggéré deux origines possibles pour les faciès métamorphiques rencontrés dans les écailles infrapéridotitiques, que nous avons cherchées à confirmer et à préciser par quelques analyses.

Les divers résultats obtenus sur les faciès basiques ont été reportés sur le diagramme de MOINE et DE LA ROCHE (1968), particulièrement apte à différencier les domaines sédimentaires des domaines ignés basiques.

Il s'agit du diagramme :

$(Al + Fe + Ti)/3 - K$ en fonction de $(Al + Fe + Ti)/3 - Na$ (fig. 3) en millièmes pour cent grammes de roche.

Les analyses données par CHENEVOIX (1959) et PIRO (1967) ont été associées à nos résultats.

Sur ce diagramme (fig. 3), les points se regroupent dans le domaine $Na > K$. Mis à part les quartzites et cipolins (légèrement magnésiens, 16 % de Mg pour 55,10 % de CaO) qui sont attirés vers l'origine, les autres faciès se groupent en majorité dans le domaine des roches ignées basiques et pour certaines dans le domaine des grauwackes.

Les supposés métabasaltes (W_5, W_6, W_7) et les amphibolites (CH_3, CH_5, P_6) se situent dans le domaine des roches basiques au voisinage du point représentatif des gabbros dans la série ignée type de DALY. Seul, l'échantillon CH_2 décrit comme un métabasalte s'en éloigne (valeur trop faible en TiO_2 et Fe_2O_3 pour être celles d'un basalte). L'échantillon CH_1 , décrit comme schiste amphibolique a une composition basaltique, exception faite de la teneur élevée en Na. Il est donc raisonnable d'envisager une origine orthodérivée à partir d'un basalte ou une origine paradérivée à partir d'un tuff à composition basaltique, ce que semblerait confirmer la présence de quartz.

(2) S'il s'avère que la présence du disthène décrit par CHENEVOIX (*op. cit.*) dans l'association disthène-sillimanite des quartzites, se vérifie, toutes les conditions d'un faciès amphibolite de haute pression ($P > 7$ Kb, ALTHAUS, 1967) seraient réalisées.

(1) Le grenat présentant un diffractogramme classique de grossulaire, peut également être caractérisé par son écart réticulaire de 11,76 Å et par son indice de réfraction de 1,76 ; ce qui le place sur les abaques de WINCHELL (1958) sur la droite pyropegrossulaire (éliminant de ce fait l'almandin et l'andradite de sa composition). Les valeurs observées sont alors les suivantes : Gro 75 - Pyr 25. Ce grenat étant en association avec le clinopyroxène, nous n'avons pas recherché sa densité qui ne pourrait dans ce cas être une fonction discriminante.

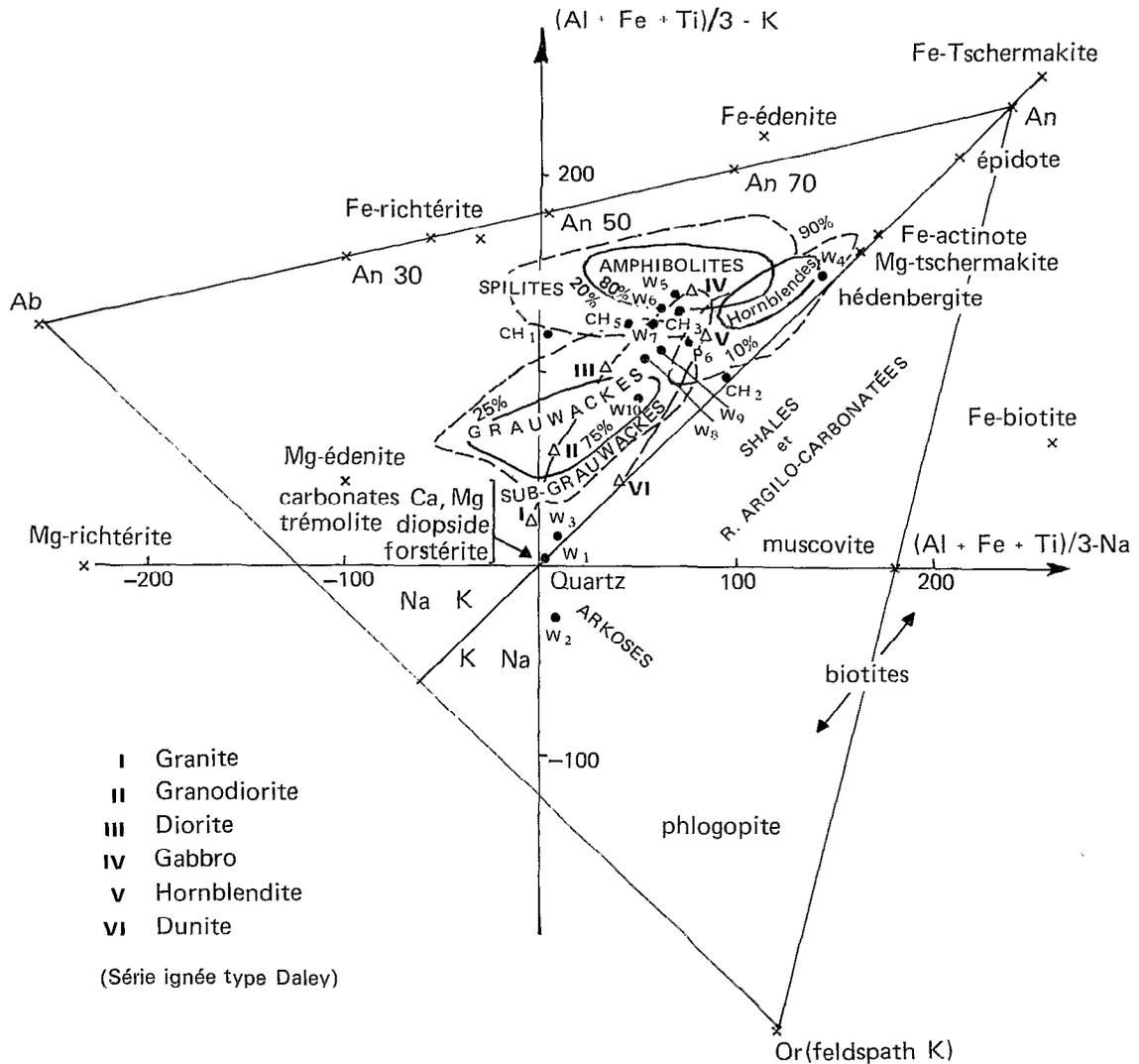


FIG. 3. — Diagramme de DE LA ROCHE $[(Al+Fe+Ti)/3-K] f [(Al+Fe+Ti)/3-Na]$.

Les amphibolo-pyroxénites à plagioclases (W_8, W_9) se situent dans le domaine des subgrauwackes à proximité du domaine des roches ignées basiques. Elles ont une composition semblable à celle d'un basalte, mais une teneur plus élevée en K leur confère un chimisme à tendance dioritique.

En revanche, le calcschiste W_{10} se situe dans le domaine des grauwackes. Ce caractère est confirmé par l'étude pétrographique du fait de la présence non négligeable de quartz, chlorites et opaques à côté de la phase carbonatée.

En conclusion, les metabasaltes ont un chimisme de roches ignées basiques, les amphibolo-pyroxénites de diorites, les calcschistes de grauwackes.

ANALYSE STRUCTURALE

La région du Baër-Bassit est scindée en trois domaines tectoniquement différents. Le plus septentrional est le massif calcaire du Djebel Aqrâa, limité au sud par un accident coulissant important, qui le met en contact avec un ensemble de péridotites et gabbros et

ÉCAILLES MÉTAMORPHIQUES INFRAPÉRIDOTITIQUES (SYRIE)

Oxydes	W ₁ 7372113 *	W ₂ 7171217B *	W ₃ 7171217C *	W ₄ 7272321 *	W ₅ 7170901 *	W ₆ 7163006 *	W ₇ 7171218 *	W ₈ 7280101 *	W ₉ 7021713 *	W ₁₀ 7170322 *	CH ₁ 1 **	CH ₂ 2 **	CH ₃ 3 **	CH ₅ 5 **	P ₆ b ***
SiO ₂	0	62,7	93,00	41,00	45,00	46,34	44,50	46,00	52,04	37,50	43,65	44,20	42,90	41,40	43,90
Al ₂ O ₃	0,38	11,40	1,98	13,80	13,10	11,82	10,88	10,65	15,72	10,88	10,15	11,75	13,00	8,15	11,05
Fe ₂ O ₃	0,03	5,43	1,75	12,55	13,65	12,55	14,45	12,84	8,10	9,70	7,40	4,90	7,95	7,65	5,75
F ₂ O											6,40	4,85	8,25	8,90	7,65
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,05	0,05	0,05	0,19
MgO	16,0	3,40	0,24	5,96	8,75	11,57	11,38	6,90	8,80	3,74	7,15	7,00	5,70	12,30	8,30
CaO	55,1	11,75	0,69	19,70	10,46	10,44	10,14	15,85	8,74	18,37	13,45	11,60	13,80	13,10	14,25
Na ₂ O	0	0,80	0,40	0,54	2,68	2,41	2,75	2,49	2,44	2,15	4,05	1,00	3,05	2,85	2,35
K ₂ O	0	2,82	0,44	0,41	0,55	0,30	0,79	1,29	1,33	1,53	0,70	1,35	1,35	0,55	0,90
TiO ₂	0,02	0,88	0,24	3,69	2,80	2,61	2,85	2,40	0,70	1,65	2,15	1,55	2,80	2,70	3,20
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,55	0,30	0,35	0,70	0,70
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,25	0,10	0,20	0,10
100° Perte	43,25	1,25	0,58	1,49	2,69	1,56	1,07	0,95	1,73	14,84	4,10	11,40	0,70	0,75	0,80
1 000°															

* Analyses nouvelles ; analyste : MONTANARI R. (1974) Laboratoire de Pétrologie, Université de Nancy I. (Si : spectrophotométrie ; Na : absorption atomique ; autres éléments : fluorescence).

** Analyses données par CHENOVOIX (1959) ; analyste : ORLIAC J. (1958), Clermont-Ferrand.

*** Analyse donnée par PIRO (1967) : effectuée au Laboratoire de Petrographie de la Faculté des Sciences de Montpellier.

formations volcano-sédimentaires où l'on retrouve les faciès décrits précédemment. Ce second domaine est fortement écaillé; les pendages sont en moyenne de 50° vers le nord-est. Vers le sud, au-delà de l'accident complexe qui s'étend de Kesladjouk-Fellah à Quarakilisse, les écaillés volcano-sédimentaires et métamorphiques ont une orientation différente (sensiblement est-ouest) définissant ainsi le troisième domaine structural.

Les écaillés métamorphiques qui se situent au contact de la masse des harzburgites serpentinisées du Baër, sont nettement plus développées dans les massifs septentrionaux et leur relation tant avec les harzburgites qu'avec les formations volcano-sédimentaires sous-jacentes, sont nettement plus claires que dans le domaine méridional.

Une zone de serpentinites à débit schisteux (dix mètres) contenant des masses ovoïdes de harzburgites serpentinisées, délimite le contact entre formations métamorphiques et péridotites sus-jacentes (contact supérieur).

Le passage avec la série volcano-sédimentaire (contact inférieur) se fait par l'intermédiaire d'une zone à structure schisteuse (cinq mètres) dans laquelle on observe des éléments de la série sous-jacente (fragments de radiolarites, de calcaire et de roches volcaniques).

Aucune structure d'ensemble n'a été reconnue, l'allure des microplis, les niveaux repères (quartzites

et cipolins) et critères de polarité n'ayant apporté aucun argument décisif.

L'étude des microstructures a montré l'existence des déformations synschisteuses ; les plis des lits à calcite et quartz dans les niveaux schisteux (reconnus localement), admettant la schistosité dans leur plan axial, en sont les seuls témoins. Ce plissement se fait suivant une direction N 120° à N 130°, définissant ainsi les axes de la première déformation visible dans les massifs septentrionaux.

Des déformations postschisteuses sensiblement homoaxes des précédentes ont déformé les microcharnières décrites précédemment et la schistosité qui leur est associée. Le report sur canevas de SCHMIDT (fig. 4) (hémisphère inférieur), de mesures systématiques de plans de schistosité, montre que dans les massifs septentrionaux, cette schistosité est replissée suivant une direction N 140°E. Cette direction est celle de la déformation postschisteuse P₂. Le report identique de mesures d'axes de micro-charnières appartenant aux déformations postschisteuses, laisse apparaître une dispersion des axes, à partir de la direction N 140°E, sur un cône dont l'axe varie de N 170°E à N 10°E, correspondant sur le terrain à des plis amples cylindriques. Il s'agit de la dernière déformation P₃. L'importante marge d'erreur donnée dans les directions des différentes phases est une conséquence de la méthode statistique employée et des nombreuses variations locales.

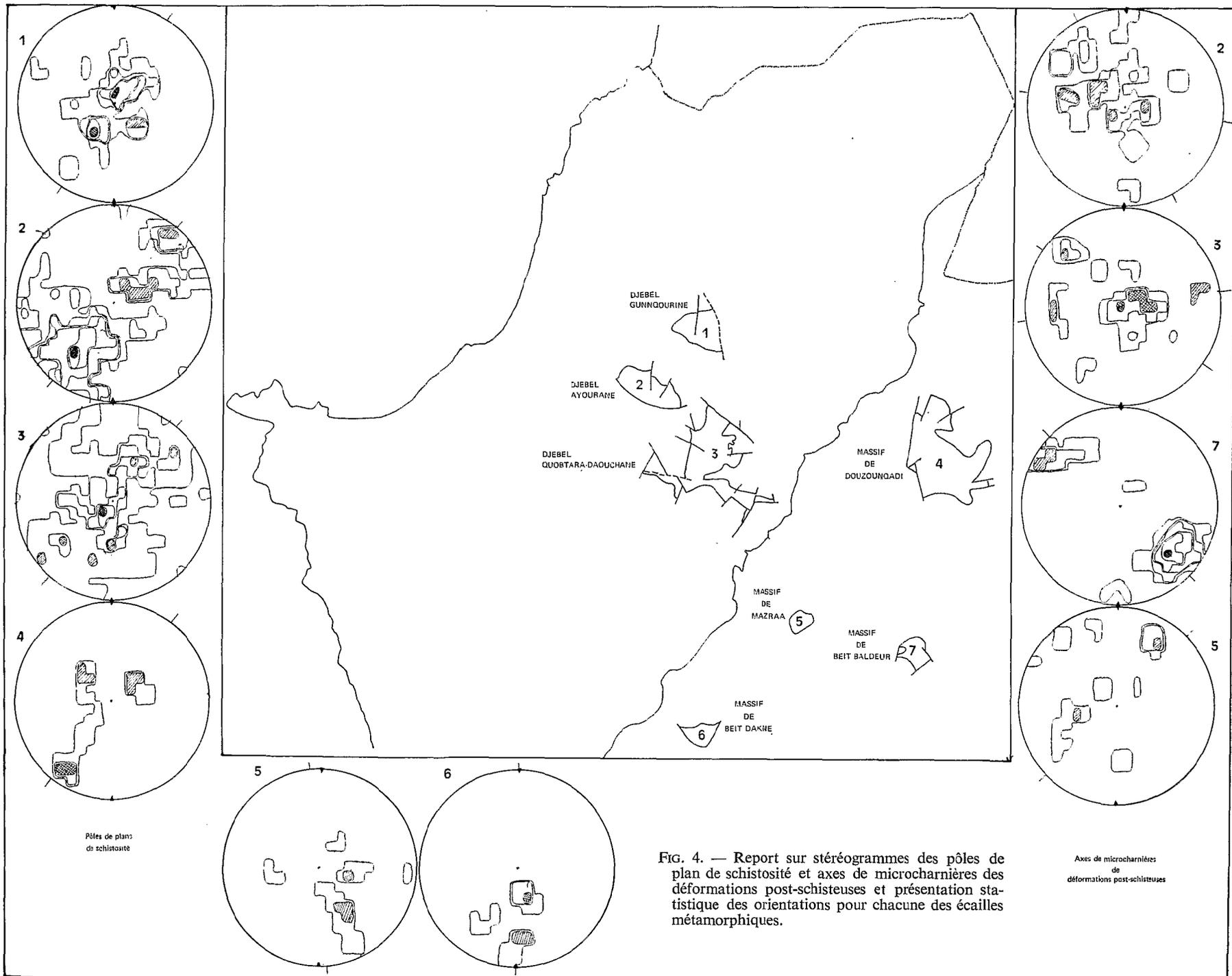


FIG. 4. — Report sur stéréogrammes des pôles de plan de schistosité et axes de microcharnières des déformations post-schisteuses et présentation statistique des orientations pour chacune des écaïlles métamorphiques.

En conclusion, il semble que, pour les massifs septentrionaux, l'on puisse distinguer trois phases :

- P₁, d'axe N 120 °E - N 130 °E, synschisteuse.
- P₂, d'axe N 130 °E - N 140 °E, postschisteuse.
- P₃, d'axe N 170 °E - N 110 °E, postschisteuse.

Sur le massif de Beit-Baldeur, situé au sud de l'accident Kesladjouk-Fellah Quarakilisse, les déformations synschisteuses n'ont pas été observées ; le report des axes de microcharnières correspondant aux déformations postschisteuses, montre l'existence de deux familles d'axes, la première N 140 °E et la seconde N 30 °E.

On constate en première approximation que la phase principale synschisteuse présente des axes de plis perpendiculaires au sens du charriage des nappes péridotitogabbroïques et parallèles à des directions que l'on observe dans le volcano-sédimentaire (au moins pour les massifs septentrionaux). Ceci laisse *a priori* supposer l'existence d'un rapport de cause à effet entre ces phénomènes. Il faut toutefois souligner que la déformation synschisteuse subie par ces métamorphites s'est effectuée à un niveau structural assez profond pour engendrer des plis anisopaques sous une charge et une température importante qui rendent compte des paragenèses observées. Par contre les phases postschisteuses n'exigent pas les mêmes conditions, pas plus d'ailleurs que les déformations observées dans la série volcano-sédimentaire sous-jacente, qui se sont nécessairement produites à un niveau structural supérieur.

A Chypre, LAPIERRE, MERCIER et VERGELY (1974) ont montré que le domaine métamorphique est structuralement différent du domaine volcano-sédimentaire et plutonique ; les mesures effectuées par ces auteurs dans le volcano-sédimentaire ont donné trois phases de déformation d'axes respectifs N 120 °E, N 60 °E, N 160 °E, alors que les déformations observées dans le matériel amphibolitique ont des axes N 87 °E pour la déformation synschisteuse, N 87 °E et N 160 °E pour les déformations postschisteuses. Ceci laisserait supposer, soit que les rapports entre les péridotites et leur semelle sont différents suivant les régions étudiées, soit qu'en Syrie sur le front occidental du Baer, le sens du charriage originel est différent de celui que l'on observe actuellement. Ceci pourrait être dû à la tectonique post-nappe, notamment celle qui est responsable de l'important écaillage qui affecte l'ensemble de la région. Il n'est toutefois pas exclu que l'homoaxie observée entre la phase synschisteuse et la première phase postschisteuse soit fortuite et que seule cette dernière soit liée à la mise en place des nappes.

CONCLUSION

HESS (1955), De ROEVER (1957) et ROST (1959) considéraient les assemblages ophiolitiques comme des portions de croûte océanique mises en place tectoniquement sur une croûte continentale. Dans un article récent, MESORIAN (1973) a montré que tous les assemblages ophiolitiques de la Méditerranée orientale, exception faite du Troodos dont on ignore les relations inférieures (3), sont en position allochtone.

Ces assemblages ophiolitiques présentent en général à leur base un ensemble de roches métamorphiques ; ces ensembles ont été signalés dans le Pinde septentrional, Grèce (BRUNN, 1956 ; PARROT, 1967-1969), dans le massif de Kemer, Antalya, Turquie (JUTEAU, 1970-1974) ; à Chypre dans les nappes de Mamonia (LAPIERRE et PARROT, 1972 ; LAPIERRE, 1972), dans le Baër-Bassit, Syrie (CHENEVOIX, 1959), en Iran, à Neyriz (RICOU, 1971-1974) et en Oman (REINHARDT, 1969). Ils ont été également étudiés dans des zones plus internes de la même région, à savoir dans les Dinarides, en Yougoslavie (RAMPNOUX, 1970), en Grèce, dans l'île d'Eubée (PARROT et GUERNET, 1972) et dans les nappes lyciennes turques (de GRACIANSKY, 1973). Ces roches métamorphiques sont caractérisées d'une part par la constance des faciès rencontrés définissant cette association (schistes amphiboliques, amphibolites, calcschistes, quartzites et cipolins), d'autre part, par la nature de leur métamorphisme qui va du faciès schistes verts au faciès amphibolite, enfin, par leur position constante en écaille infrapéridotitiques (type I). Elles se distinguent de celles que l'on rencontre dans un deuxième type, celui des schistes bleus, à glaucophane et minéraux de haute pression, dont la répartition mondiale a été dressée par ERNST (1972) et que l'on retrouve pour la méditerranée orientale en Yougoslavie, en Crète, en Turquie septentrionale, pour la plus grosse partie, et en Turquie méridionale, en Lycie, enfin, plus à l'ouest en Corse et dans les Alpes franco-italiennes (type II).

Dans la région du Baër-Bassit, le deuxième type n'est pas représenté. Par contre, le développement d'écailles de type I est important. DUBERTRET (1953) considérait les ensembles de roches métamorphiques du nord-ouest de la Syrie comme un substratum des roches vertes. Celles-ci auraient été mises à jour par un jeu de failles verticales ayant surélevé le secteur oriental par rapport au secteur occidental. Le carac-

(3) Toutefois, dans des schémas structuraux récents (BUU DUVAL *et al.*, 1974 ; RICOU, 1974), le Troodos est également représenté en position allochtone).

tère tectonique des contacts est beaucoup mieux défini dans l'étude de KAZMIN et KULAKOV (1968) et la nature tangentielle des contacts de l'unité péridotitique du Baër a été relevée par PIRO (*op. cit.*). LAPIERRE et PARROT (*op. cit.*) ont précisé la disposition en écaïlles de l'ensemble des unités du Bassit.

Nous avons pu analyser en détail l'ensemble des types constitutifs, leur origine étant *pro parte* sédimentaire (cipolins, quartzites, calcschistes et schistes amphiboliques) *pro parte* ignée basique (métabasalts, amphibolo-pyroxénites à plagioclase), et constater que ces roches ont été déformées et métamorphosées en une phase majeure, aucun épisode métamorphique n'étant lié aux déformations tardives. Il est difficile, dans ces conditions, d'imaginer pour leur origine et mise en place, l'écaillage d'un massif métamorphique polycyclique, semblable par exemple, à celui qui a été décrit en Iran par SABZEHEI (1974). De plus cette dernière hypothèse n'est pas suffisante pour expliquer la constance et la similitude des faciès rencontrés dans toutes les écaïlles métamorphiques de ce type : car en effet, dans ce cas, ceci supposerait que la mise en place des ophiolites se soit toujours produite sur un ensemble métamorphique dont la composition serait invariablement la même.

En outre, ces roches se situent dans un environnement de type océanique où, *a priori*, elles semblent être une aberration. Cependant, les faciès lithologiques rencontrés pourraient être ceux d'une série volcano-sédimentaire telle que celles observées dans les ensembles ophiolitiques et que l'on sait être d'origine océanique (dans ce cas, radiolarites et cherts seraient à l'origine des quartzites).

Ceci nous conduit à envisager pour les métamorphites du Baër-Bassit, une origine crustale océanique. La seule présence d'une série sédimentaire métamorphosée exclut la possibilité d'une origine strictement infracrustale et tout phénomène ayant lieu à l'aplomb même de la ride. L'origine océanique de ces roches métamorphiques expliquerait évidemment la pérennité de la composition des faciès rencontrés dans les écaïlles infrapéridotitiques.

Dans ce cas, il resterait à expliquer le phénomène responsable du métamorphisme, notamment le niveau auquel il se situerait dans le cadre d'une hypothèse faisant appel à la tectonique des plaques, et dans le cadre de cette hypothèse, à la mise en place tectonique des assemblages ophiolitiques.

Manuscrit reçu au S.C.D. le 11 décembre 1974

BIBLIOGRAPHIE

- ALTHAUS (E.), 1967. — The triple point, andalusite, sillimanite, kyanite. An experimental and petrologic study. *Contr. Min. Petr.*, 16-1. 29.
- BIJU-DUVAL (B.), LAPIERRE (H.) et LETOUZEY (J.), 1974. — Le massif du Troodos (Chypre) est-il allochtone comme son prolongement en Turquie (nappe de Kevan, Kizil-Dag). *2^e Réunion Annuelle des Sci. de la terre*, Nancy, p. 46.
- BRUNN (J.H.), 1956. — Contribution à l'étude géologique du Pindé septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays Helléniques*, 7 : 1-358.
- CHENEVOIX (M.), 1959. — Le substratum métamorphique des roches vertes dans le Baër-Bassit (Syrie Septentrionale). *Notes et Mém. Moy. Orient*, t. VII : 1-18.
- DUBERTRET, 1953. — Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes et Mém. Moy. Orient*, 6 : 2-179.
- ERNST (W.G.), 1972. — Occurrence and mineralogic evolution blue schists belts with time. *Amer. J. Sci.*, 272 : 657-668.
- GRACIANSKY (P. Ch. de), 1973. — Le problème des coloured mélanges à propos des formations chaotiques associées aux ophiolites de Lycie occidentale (Turquie). *Préprint*.
- HESS, 1955. — Serpentine, orogeny and epiorogeny - In « Crust of the Earth », A. POLDEVART édit. *Geol. Soc. America, spec. pap.*, 62 : 391-408.
- 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. *Sci. de la Terre, Nancy*, 15 n° 3 : 265-288.
- JUTEAU (T.), 1974. — Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte téthysienne. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Nancy, 692 p., 2 vol. *multigr.*
- KAZMIN (Z.), KULAKOV (V.V.), 1968. — The geological map of Syria. Scale : 1/50 000. Explanatory notes - Syrian Arab Republic. *Techno Export*, Moscou, 124 p.
- LAPIERRE (H.), 1972. — Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre). Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Nancy I, 420 p. *multigr.*
- LAPIERRE (H.) et PARROT (J.-F.), 1972. — Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et du Baër-Bassit (Syrie). *C. R. Acad. Sci., Paris*, sér. D, t. 274 : 1999-2002.
- LAPIERRE (H.), MERCIER (J.) et VERGELY (P.), 1974. — Les déformations d'âge crétacé supérieur dans les nappes à matériel ophiolitique de Mamonia (Chypre). *2^e Réunion Annuelle des Sci. de la Terre, Nancy*, p. 240.
- MESORIAN (H.), 1973. — Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques méso-géens. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. XV, n° 5/6 : 478-493.

ÉCAILLES MÉTAMORPHIQUES INFRAPÉRIDOTITIQUES (SYRIE)

- MOINE (B.) et LA ROCHE (H. de), 1968. — Nouvelle approche du problème des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, 267 : 2084-2087.
- PARROT (J.-F.), 1967. — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Thèse 3^e cycle, Paris, 114 p. *multigr.*
- PARROT (J.-F.), 1969. — Etude d'une coupe de référence dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) : la vallée de l'Aspropotamos. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, I, n° 2 : 35-59.
- PARROT (J.-F.) et GUERNET (C.), 1972. — Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce) : étude pétrographique des formations volcaniques et des roches métamorphiques associées dans les monts Kandilis aux radiolarites. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, IV, 2 : 153-161.
- PIRO (Y.), 1967. — Contribution à l'étude des roches vertes du Nord-ouest de la Syrie. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 143 p. *multigr.*
- RAMPNOUX (J.-P.), 1970a. — Regards sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie, Montenegro oriental). Stratigraphie, évolution paléogéographique, magmatisme. *Bull. Soc., Géol. Fr.*, (7), XII : 948-966.
- RAMPNOUX (J.-P.), 1970b. — Contribution à l'étude géologique des Dinarides : un secteur de la Serbie méridionale et du Montenegro-oriental (Yougoslavie). Thèse Doctorat d'Etat. Univ. d'Orléans, 514 p., 3 vol., *multigr.*
- REINHARDT (B.M.), 1969. — On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman-Mountains geosyncline. *Schweiz. Min. und Petr.*, 49 (1) : 1-30.
- RICOU (L.-E.), 1971. — Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 13 (4) : 327-349.
- RICOU (L.-E.), 1974. — L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des Zagrides. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Paris-Sud, 321 p., 1 vol., *multigr.*
- ROEVER (W.P. de), 1957. — Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verpachtete Burchstücke der Peridotitshale ?. *Geol. Rundsch*, 46 : 137-146.
- ROST (F.), 1959. — Probleme ultrabasischer gesteine und ihre Lagerstätten. *Freiberg Forschungsh*, 58 : 28-64.
- SABZEHEI (M.), 1974. — Les mélanges ophiolitiques de la région d'Espandagheh (Iran méridional). Etude pétrologique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble, 306 p., 1 t., *multigr.*
- WILLIAMS (H.) and SMITH (W.R.), 1973. — Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites : tectonic implications with west Newfoundland examples. *Amer. Sci.*, vol. 273 : 594-621.
- WINCHELL, 1958 (in) DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) and ZUSSMANN (J.), 1964. — Rock forming minerals. W. Clowes and sons London, vol. 1.