# UNE SERIE SEDIMENTAIRE DETRITIQUE LIEE AUX OPHIOLITES PIEMONTAISES : ANALYSES LITHOSTRATIGRAPHIQUES, TEXTURALES ET GEOCHIMIQUES DANS LE MASSIF DE LA CRETE MOULOUN (HAUT QUEYRAS, ALPES SUD-OCCIDENTALES, FRANCE)

#### par Olivier LE MER\*, Yves LAGABRIELLE\* et Riccardo POLINO\*\*

RESUME. - Le massif de la Crête Mouloun, situé à proximité immédiate du Mont Viso, est une masse kilométrique de basaltes en coussin, en position renversée, totalement isolée dans une unité de calcschistes. Il pourrait s'agir d'un olistolite. Une série sédimentaire exceptionnellement préservée des déformations alpines et riche en métaarénites ophiolitiques apparaît en contact stratigraphique à sa base. Une étude lithostratigraphique détaillée de cette série est proposée. Celle-ci apparaît ainsi caractérisée par l'existence de niveaux monogéniques, formés d'anciens sables gabbroîques (méta-arénites de gabbros) dont les particularités géochimiques sont soulignées. Des hyaloclastites et des brèches de coussins assurent la transition entre l'ancien substratum basaltique et sa couverture sédimentaire. Une étude géochimique établit le caractère tholéiitique du volcanisme.

ABSTRACT. - The Crête Mouloun massif is one of the numerous little ophiolitic massives outcropping within the Schistes Lustrés of the Haut-Queyras area. It is located a few kilometers West from the Mont Viso. It consists of a one kilometer long unit of pillows basalts, in reverse position, metamorphosed in the Blue Schists facies, probably representing an olistolith. A peculiar sedimentary cover, well preserved from the alpine deformations is still visible at the foot of the massive. Detailed lithostratigraphic and textural studies have been conducted. The richness in ophiolitic debris of numerous levels must be pointed out. Geochemical analysis from monogenic gabbroic sandstones are reported and discussed. Hyaloclastites and pillows breccias also occurre below the sedimentary sequence. Major element geochemistry indicates the tholeitic affinity of the volcanic material.

INTRODUCTION. - Les Schistes Lustrés du Queyras résultent de la superposition de plusieurs unités à dominante de calcschistes au sein desquelles apparaissent des masses kilométriques à plurikilométriques de roches vertes de lithologie variée : métabasaltes, métagabbros et serpentinites. Ces roches constituent l'ancien substratum océanique de séries métasédimentaires d'âge Jurassique terminal à Crétacé, très souvent caractérisées par l'existence de niveaux détritiques élaborés à partir du démantèlement des ophiolites (Lemoine, 1980 ; Tricart et al., 1982 ; Tricart et Lemoine, 1984 ; Lagabrielle et al., 1984).

 X GIS "Océanologie et Géodynamique", Avenue le Gorgeu, 29287 BREST CEDEX
 X\*\* CNR, Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali, Palazzo Carignano, Via Accademia delle Science, Torino (Italie). Le Massif de la Crête Mouloun, situé en Haute Vallée du Guil, à proximité du Mont Viso (fig. 1 & 2), est l'un de ces nombreux pointements ophiolitiques ; ici, les roches vertes sont exclusivement des laves en coussin, métamophisées dans le faciès schistes bleus, en contact stratigraphique avec une série détritique ophiolitique offrant une succession de termes variés dans un état de conservation exceptionnel. L'absence locale de déformation permet une analyse détaillée de la texture de certains niveaux, notamment ceux formés par l'accumulation de clastes millimétriques à décimétriques provenant du démantèlement sous-marin de gabbros. Cet examen porte également sur des brèches basaltiques, elles aussi bien conservées. Il sera complété par une étude géochimique aboutissant à la mise en évidence des particularités de composition de ces niveaux.



FIG. 1 .- Carte géologique schématique des Alpes Sud-Occidentales et localisation du massif de la Crête Mouloun (CM). V : Mont Viso ; Ch : Chenaillet ; R : Rocciavre. 1 : Zones externes et domaine briançonnais ; 2 : Domaine prépiémontais ; 3 : Schistes Lustrés ophiolitifères ; 4 : Ophiolites ; 5 : Massif cristallin de Dora Maîra ; 6 : Dépôts récents de la plaine du Pô.

# I .- STRUCTURE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

#### a. La structure du massif : sa signification.

Le massif, situé en rive gauche du Guil (fig. 1 et 2), se présente comme un méga-fuseau kilométrique totalement isolé au sein de calcschistes. Il forme une puissante falaise constituée de laves en coussins (fig. 3 et 4). Ces basaltes, en position renversée – comme nous le montrerons ci-après – sont en contact stratigraphique avec une séquence sédimentaire détritique affleurant actuellement au pied de la paroi. Quelques petites masses de roches vertes se rencontrent au Sud et à l'Ouest du massif.



FIG. 2 .- Carte géologique simplifiée de la Haute Vallée du Guil. En noir les ophiolites ; en blanc les terrains métasédimentaires (calcschistes et marbres). La zone en pointillés correspond à l'Unité tectonique du Bric Bouchet.

Les déformations sont intenses aux extrémités NW et SE de la Crête Mouloun ainsi qu'à son pourtour : elles s'y marquent par un fort étirement et l'existence, dans les calcschistes, d'au moins deux générations de plis isoclinaux couchés, dont les axes, d'orientation générale N-S, plongent légèrement vers le Sud. Dans la partie centrale du massif, les laves en coussins et la série sédimentaire ont échappé aux déformations alpines. Cette situation permet une excellente observation des diverses textures de ces roches et des relations qu'elles présentent entre elles.

Deux hypothèses peuvent rendre compte de la forme en fuseau du massif :



FIG. 3 .- Panorama sur le massif de la Crête Mouloun. On regarde vers le Sud-Ouest. Les chiffres encerclés : métabasaltes en coussin ; 2 : 4 : brèches de serpentinites ; indiquent la position des coupes lithostratigraphiques de la figure 5. 1 prasinites (anciens sables basaltiques) ; 3 : méta-arénites gabbrofques 5 : calcschistes ; 6 : marbres phylliteux.

- . soit, il s'agit d'un méga-boudin tectonique créé aux dépens d'une écaille ophiolitique initialement plus importante,
- soit, il s'agit d'un olistolite kilométrique constitué d'un fragment de substratum basaltique et de la base de sa couverture restée adhérente, étiré et aplati à ses exextrémités, se présentant aujourd'hui entouré par son encaissant sédimentaire métamorphique et déformé : les calcschistes.



FIG. 4 .- Coupe simplifiée à travers le massif de la Crête Mouloun. s.n. : schistes noirs siliceux ; les autres figurés sont ceux de la figure 3.

Aucun argument décisif ne permet de trancher entre ces deux hypothèses. Pour appuyer la première, précisons néanmoins que ce massif se trouve inclus dans une unité d'extension régionale - l'unité du Bric Bouchet - au sein de laquelle on rencontre fréquemment des olistolites décamétriques (LAGABRIELLE, 1981). Cette unité montre par ailleurs de fortes analogies avec le Complexe de Casanova de l'Apennin (PASSERINI, 1962; ABBATE et SAGRI, 1970 ; ABBATE et al., 1970 ; ELTER, 1975 ; GRANDJACQUET et HACCARD, 1977 ; MARINI et TERRANOVA, 1979 ; LABESSE, 1981 ; NAYLOR, 1981) où existent des olistolites de toutes tailles dont certains atteignent des dimensions kilométriques. Ces olistolites sont constitués par de vastes panneaux de substratum océanique sur lesquels une partie de leur couverture sédimentaire est restée solidaire. On ne peut manquer de souligner la ressemblance existant entre ces olistolites et le Massif de la Crête Mouloun.

#### b. Description d'une coupe lithostratigraphique type.

Onze coupes lithostratigraphiques ont été levées à la base de la paroi (fig. 3). Elles sont présentées, sous la forme de colonnes synthétiques, dans la figure 5. Parmi celles-ci, la colonne 10 présente l'éventail le plus complet des différents faciès observables au pied du massif. Les premiers niveaux formant la base de cette colonne sont représentés selon leur agencement stratigraphique initial, c'est-à-dire en position normale, sur la figure 6. On rencontre successivement (les lettres entre parenthèses renvoient à la figure 6) :



3) et présentées dans leur polarité actuelle, en position renversée. 1 : métabasaltes en FIG. 5. – Colonnes lithostratigraphiques levées à la base de la paroi du massif (voir figure coussin; 2 : brèches de coussins à matrice carbonatée ; 3 : prasinites massives ; 4 : prasinites litées ; 5 : prasinites à éléments fusiformes (anciennes brèches basaltiques) ; 6 : méta-arénites gabbroîques ; 7 : méta-brèches de gabbro ; 8 : méta-brèches serpentineuses ; 9 : talcschistes ; 10 : chloritoschistes ; 11 : calcschistes.



FIG. 6 .- Détail de la base de la colonne 10 (voir figure 5), présentée en position normale. Les lettres entre parenthèses renvoient aux descriptions dans le texte.

(a) Des laves en coussins qui font place, vers la base de la paroi, à des brèches basaltiques à éléments de coussin, dont la matrice est le plus souvent constituée de métahyaloclastites (b). Ces roches sont identiques, au métamorphisme près, aux hyaloclastites du Chenaillet (VUAGNAT et PUSZTASZERI, 1965). Vient ensuite un niveau métrique à décimétrique de prasinites finement litées (c) dont la base se moule sur la surface irrégulière des brèches de coussin. Cet horizon correspond pour nous au résultat de l'accumulation sédimentaire de sables volcaniques ou au remaniement des hyaloclastites immédiatement sous-jacentes. Les relations qu'il présente avec les brèches basaltiques constituent un critère de polarité. Très progressivement, succèdent à ce niveau ce que nous proposons de baptiser ici des méta-arénites de gabbros (d). Ces roches résultent de l'accumulation sédimentaire de clinopyroxènes détritiques et de micro-fragments de gabbro, baignant dans une matrice dont la composition minéralogique rappelle souvent celle des prasinites (chlorites, épidotes, micas blancs, amphiboles vertes et bleues et rares albites). Ces niveaux fournissent de nouveaux critères de polarité confirmant le caractère inverse de la série : il s'agit essentiellement de stratifications obliques et de figures de ravinement (fig. 10). Progressivement, ces métaarénites deviennent plus grossières ; au sein de celles-ci apparaissent des clastes anguleux de gabbro de taille centimétrique à décimétrique, et plus rarement de basaltes. La roche prend ainsi l'aspect d'une brèche gabbroîque (e). L'épaisseur totale de cette séquence détritique atteint ici 10 m. La matrice des brèches devient ensuite serpentineuse. Aux niveaux sédimentaires gabbroîques succèdent alors des chloritoschistes et des talcschistes (f) puis des brèches de serpentinites dont la texture détritique reste nettement lisible (g) (fig. 7). Viennent ensuite des calcschistes et des calcaires (20-30 m) (fig. 5) dans lesquels sont intercalés un niveau de brèches serpentineuses et une passée de prasinites litées. L'existence, dans ces roches, de textures bréchiques reliques et les contacts diffus et très progressifs qu'elles présentent avec les calcschistes nous permettent d'affirmer que ce niveau est également d'origine sédimentaire.

La série se poursuit par une nouvelle passée de brèches de serpentinites (20 m.), puis par des alternances de calcschistes et calcaires, sans éléments ophioliti-

ques, passant à un ensemble plus résistant de marbres phylliteux qui constituent un escarpement dominant la vallée du Guil (fig. 4). Il n'est pas possible de localiser avec précision le contact entre cette séquence sédimentaire et les calcschistes de l'unité du Bric Bouchet. Il se situe sans doute au-dessus ou au-dessous de la barre de marbres phylliteux. Selon l'hypothèse retenue pour l'origine de cette structure, ce contact peut être soit purement tectonique, si l'on regarde le massif comme une écaille ophiolitique, soit sédimentaire mais néanmoins anormal, si l'on considère qu'il s'agit d'un méga-olistolite.



FIG. 7 .- Détail des brèches de serpentinites. La matrice, ici carbonatée, apparaît en clair.

### c. Extension latérale des niveaux : paléo-environnement sédimentaire.

La figure 5 met en évidence la variabilité des successions lithostratigraphiques observées le long des différentes sections effectuées. Cette variabilité traduit probablement un mode de gisement lenticulaire des sédiments ophiolitiques. Compte tenu de la faible intensité des déformations dans la zone étudiée, il est en effet possible d'admettre que la disposition actuelle des niveaux reflète assez correctement l'agencement sédimentaire initial.

Pour tenter de reconstituer le cadre morphostructural dans lequel cette sédimentation particulière a vu le jour, deux faits essentiels seront retenus.

- 1°) Le caractère souvent monogénique des métabrèches et des méta-arénites qui sont constituées de débris soit basaltiques, soit gabbroîques, soit serpentineux. Il indique d'une part la pluralité de sources sédimentaires et d'autre part l'absence de mélange important entre les divers apports. Ceci suggère une mise en place rapide des éléments détritiques à l'issue d'une phase de transport relativement courte.
- 2°) L'aspect lenticulaire que présentent les dépôts est un argument supplémentaire en faveur de l'interprétation proposée ci-dessus. Ce caractère s'ajoute aux précédents pour suggérer une mise en place rapide de ce matériel, au cours de crises répétées correspondant à autant de pulsions tectoniques du substratum océanique.

Finalement, le paysage sous-marin devait se composer d'un ensemble d'escarpements de lithologies variées, aux pieds desquels se déposaient les produits de leur désagrégation (fig. 8). Ces produits, remobilisés par transport gravitaire à chaque soubresaut tectonique s'accumulaient rapidement, sans mélange entre eux, au fond de petites dépressions. La sédimentation de matériel ophiolitique, d'abord prépondérante, a fait place ensuite progressivement à des apports pélitiques et carbonatés (futurs calcschistes et marbres).



- Substratum : Coulées basaltiques et brèches de coussins (1), serpentinites (2), gabbros (3) ;
  Sédiments : Arénites et graviers basaltiques (4), arénites, graviers et blocs gabbroîques (5), graviers et blocs serpentineux (6), boues argilo-carbonatées (futurs calcschistes) (7) ;
  - 8 : Direction des apports détritiques ophiolitiques.

FIG. 8 .- Reconstitution possible du cadre morphostructural dans lequel la sédimentation ophiolitique s'est développée.

On peut s'interroger sur la signification qu'il faut accorder à la tectonique intra-océanique mise en évidence une nouvelle fois par l'analyse de ce massif. Plusieurs études régionales ont déjà permis de souligner le rôle fondamental qu'elle a joué dans la paléogéographie de la Tethys ligure au Jurassique terminal (LEMOINE, 1980; LAGABRIELLE et al., 1984 ; TRICART et LEMOINE, 1984 ; POLINO et LEMOINE, 1984 ; LAGABRIELLE et al., 1985). On sait, par des arguments paléontologiques, que cette tectonique est au moins d'âge anté-Oxfordien supérieur (DE WEVER et CABY, 1981). Une nouvelle faune de Radiolaires découverte en Italie dans le Haut Val Maîra confirme cette attribution (SCHAAF et al., 1985).

Ici, toutefois, la couverture détritique des laves en coussin ne comporte pas les niveaux caractéristiques de la base de la Série de Chabrière (méta-radiolarites et marbres du Malm, LEMOINE et al., 1971). De ce fait, il n'existe pas de repère lithostratigraphique permettant de dater cette série par comparaison avec des successions dont l'âge est clairement établi. On la rapprochera néanmoins de la série décrite par TRICART et al. (1985) dans le massif Ouest de Chabrière et qui comprend dans l'ordre : des basaltes en coussin, des brèches et arénites ophiolitiques puis des schistes à bancs calcaires caractéristiques de la formation de la Replatte et attribués au Crétacé inférieur, puis une formation schisto-calcaire à blocs d'ophiolites. Dans ses premiers termes au moins, cette série rappelle la succession de la Crête Mouloun. En l'absence de tout autre argument paléontologique, nous admettrons ici, par comparaison lithostratigraphique, que les deux séries évoquées ont vu le jour simultanément et qu'elles se sont mises en place à la suite de processus tectono-sédimentaires comparables, au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé.

# II .- ETUDE TEXTURALE ET GEOCHIMIQUE : LES META-ARENITES DE GABBRO ET LES BRECHES DE COUSSINS.

- a. Les méta-arénites de gabbro.
- 1°) Texture.

Les méta-arénites de gabbro et les brèches gabbroîques se disposent en bancs dont la puissance varie de un à quelques mètres. Ils sont visibles à la base de la pa-

roi, principalement entre les coupes 4 et 10 où apparaît une alternance régulière de lits sombres et clairs, granuloclassés, d'épaisseur centimétrique à décimétrique et présentant parfois des stratifications obliques (fig. 9 et 10). Les niveaux sombres, souvent épais de quelques centimètres seulement, sont constitués d'abondants pyroxènes millimétriques. Les niveaux plus clairs renferment des pyroxènes de plus grande taille, entre lesquels la matrice apparaît plus nettement. Localement, cette organisation horizontale est plus ou moins bouleversée par l'existence de niveaux lenticulaires, discontinus, de granulométrie plus grossière, dont les limites sont souvent tourmentées. Il pourrait s'agir d'anciens chenaux. Le caractère érosif des contacts de base de ces corps sédimentaires est encore facilement visible (fig. 9). Ces structures constituent un nouveau critère de polarité, confirmant le précédent et permettant là encore d'établir le caractère inverse de l'ensemble de la série. Dans ces paléo-chenaux, les anciens pyroxènes ne constituent guère plus de 50 % de la roche ; la matrice, blanche, devient alors bien visible. Un chenal de plus grande ampleur s'observe également au pied de la falaise. Sa surface basale entaille les brèches de coussins et le sommet des coulées. Les niveaux de méta-arénites gabbroîques qui en constituent le remplissage se biseautent progressivement sur ses bordures (fig. 10).



FIG. 9 .- Les méta-arénites de gabbros : détail d'un affleurement. Dessin d'après une photographie. La flèche indique la polarité.

La matrice des brèches de gabbro présente un aspect grossier, mal trié et sans litage visible. Elle supporte des clastes anguleux de gabbro, dont la taille varie de 2 à 20 cm. Ces blocs voisinent avec des fragments de basalte, moins nombreux, et de forme plus arrondie (fig. 11).



FIG. 10 .- Quelques exemples de critères de polarité dans le matériel détritique gabbroîque. Tous les croquis représentent des figures sédimentaires dans leur polarité normale. A : interprétation des structures de la fig. 9 ; B et C : stratification obliques et chenaux dans les méta-arénites ; D : coupe dans un chenal métrique entaillant le sommet des laves en coussins.



FIG. 11. - Les brèches gabbroîques. L'élément sombre au centre du croquis est un fragment basaltique.

L'examen microscopique des méta-arénites de gabbro permet de préciser la nature de la matrice. Trois grandes catégories ont été distinguées.

# . Les méta-arénites à matrice serpentineuse

La matrice de ces roches est composée de serpentines, de chlorites et de quelques cristaux d'épidotes. Les pyroxènes détritiques ou leurs reliques métamorphisées présentent des bordures déchiquetées et de profondes échancrures envahies par la matrice (fig. 12A). Des grains de sphène leurs sont associés. Quelques analyses à la microsonde de ces pyroxènes reliques ont été réalisées (tableau 1). Les points représentatifs de ces analyses se situent dans le champ des pyroxènes des gabbros magnésiens du Queyras (fig. 13), LOMBARDO et al., 1978). Les pyroxènes détritiques reliques possèdent donc leur propre signature géochimique, ce qui permet de confirmer leur provenance directe à partir du démantèlement de roches gabbrofques identiques à celles constituant actuellement une partie des unités ophiolitiques du Queyras.

#### . les méta-arénites à matrice basique

Ces roches forment les affleurements les plus fréquents. La paragénèse de la matrice est comparable à celle des prasinites (glaucophane, actinote, chlorite, épidote et albite), mais présente une texture hétérogène. Cette association dérive probablement de la recristallisation d'une matrice sédimentaire de granulométrie très fine, correspondant à une roche gabbroîque pulvérisée.

Les pyroxènes détritiques sont totalement transformés en amphiboles vertes et bleues, chlorite et calcite. Ils présentent des contours plus flous que dans la catégorie précédente ; localement, des grains de sphène peuvent être fréquents (fig. 12B).

#### . Les méta-arénites à matrice albitique

Ce type est moins abondant que le précédent et n'apparaît que localement, soit dans les paléo-chenaux, soit comme ciment des brèches et des micro-brèches. Des néoblastes d'albite et de nombreuses pistacites forment l'essentiel de la matrice. De grandes plages albitiques pourraient représenter d'anciens débris feldspathiques.

L'analyse texturale montre finalement que les éléments détritiques les plus fréquents au sein de ces roches sont des fragments de pyroxènes. Les anciens débris de plagioclase sont peu abondants, à l'exception de la dernière catégorie de méta-arénites, par ailleurs peu représentée sur le terrain.



px:pyroxènes

FIG. 12 .- Vue au microscope des méta-arénites gabbroîques. Détail des pyroxènes détritiques. A : Méta-arénites à matrice serpentineuse ; B : Méta-arénites à matrice basique.



FIG. 13 .- Diagramme Mg, Ca, Fe + Mn des pyroxènes détritiques. A : champ des CPX des gabbros du Chenaillet ; B : champ des CPX des méta-gabbros magnésiens du Queyras ; C : champ des CPX des méta-ferro-gabbros du Queyras, d'après C. MEVEL <u>in</u> LOMBARDO et al. (1978).

PY	ROX	ENES	5
----	-----	------	---

SiO2	51.44	51.80	51.79	53.36	52.34	51.74		
Ti0 <sub>2</sub>	0.59	0.74	0.73	0,26	0.53	0.66		
A12 <sup>0</sup> 3	2.73	3.27	3.15	1.86	2.83	3.04		
Fe0°	6.32	5.74	5.75	5.63	6.16	5.76		
MnO	0.22	0.08	0.15	0.14	0.29	0.24		
MgO	15.15	15,62	16.04	15.99	16.17	16.43		
CaO	21.23	21.63	21.08	21,90	21.42	21.44		
<sup>Na</sup> 2 <sup>0</sup>	0.64	0.66	0.45	0,50	0.57	0.62		
к <sub>2</sub> 0	0.02	0.00	0.00	0,00	0.00	0.00		
Total	98.59	99.64	99.22	99.78	100.30	100.05		
Cr	0:25	0.11	0.09	0.13	0.00	0.14		
Fe0°: Fer total en Fe0								

TABLEAU I .- Analyses chimiques de pyroxènes détritiques contenus dans des méta-arénites gabbroîques à matrice serpentineuse. Analyses à la microsonde Ouest, type CAMEBAX ; conditions de travail : 15 KV., 10 nA., temps de comptage 6 s.

#### META-ARENITES GABBROIQUES

	CM2"e	CM2"f	™2"g	CM h	см <sub>з</sub> ъ	™ <sub>4</sub> i	CM₄j	<sup>CM</sup> 4−5	CM5€	CM <sub>5</sub> h	™6 <sup>e</sup>	CM8d
sio <sub>2</sub>	43.70	43.00	50.50	46.70	44.20	57.10	46.10	51.50	41.10	52,00	49.25	43.35
TiO2	2.02	1.47	1.28	2.42	2.70	0.37	2,20	0.46	2.48	1.01	0.55	3.16
A12 <sup>0</sup> 3	11.28	12.97	11.38	11.48	12.20	15.65	5.89	16.76	9.72	14.74	15.16	11.02
Fe2 <sup>0</sup> 3°	11.26	11.68	11.16	16.73	15.01	6.79	11.34	6.70	15.65	10.38	7.88	16.14
MnO	0.20	0.18	0.17	0.19	0.19	0.15	0.20	0.12	0.23	0.13	0.14	0.29
MgO	15,90	15.62	12.05	7.79	11.27	5.79	20.33	10.24	16.81	7.00	12.66	8.76
Ca0	6.36	4.65	4.50	6.89	5.26	3.67	9.56	5.67	6,40	4.85	6.07	8.42
Na 20	2.11	2.73	3.86	3.75	3.25	7.11	0.63	4.05	0,72	7.09	3.72	3.22
к <sub>2</sub> 0	0.06	0.06	0.7	0.10	0,15	0.19	0.06	0.61	0.02	0.15	0.06	0.04
P205	0.50	1.00	0.35	0,15	0.05	0.05	0.30	0.15	0.20	0.10	0.25	0.35
н <sub>2</sub> 0 <sup>+</sup>	5.57	5.71	3.63	2.83	4.21	2.37	4.41	3.72	5,70	2.49	4.12	3.14
<sup>н</sup> 20 <sup>–</sup>	0.31	0.18	0.17	0.12	0.13	0.15	0.12	0.06	0.21	0.11	0.10	0.14
Total	99.27	99.25	99.02	99,15	98.62	99.39	101.14	100.05	99.24	100.05	99.96	98.03
Cr°°	48	55	760	38	35	23	351	109	168	78	78	62
Ni°°	33	33	408	45	30	15	604	74	126	49	60	60

°fer total, °° en ppm.

ANALYSTE: J.COTTEN, LABORATOIRE DE PETROGRAPHIE, UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE.

TABLEAU II .- Analyses sur roche totale des méta-arénites de gabbro.

Ces faits suggèrent qu'un tri minéralogique est intervenu avant ou pendant le transport des sables gabbroîques. La répartition inégale des granules de sphène évoque également l'intervention d'un vannage.

Ceci s'accorde avec les observations effectuées sur des dépôts océaniques actuels. FOX et HEEZEN (1965) constatent en effet une accumulation préférentielle des minéraux lourds (pyroxènes, olivines, ...) dans les sables de la ride médio-atlantique. De même, au pied des escarpements de gabbro du Banc de Gorringe, les sables qui se déposent actuellement sont essentiellement composés de pyroxènes (LAGABRIELLE et AUZENDE, 1982). Dans les gabbros, les traces d'une importante altération sous-marine à basse température sont bien exprimées. Les plagioclases sont en effet remplacés par un feutrage de minéraux argileux. En se désagrégeant sur place, ces minéraux libèrent donc les pyroxènes. Ceux-ci après avoir été déchaussés, se rassemblent avec des fragments centimétriques de gabbro, au pied des talus d'éboulis jalonnant la base des escarpements (Groupe CYAGOR II, 1982b).

2°) Etude géochimique.

# . Présentation des résultats

L'analyse géochimique présentée ici a pour but de mettre en évidence l'originalité des compositions chimiques des méta-arénites par rapport à celles de gabbros massifs. Nous appliquons ainsi une démarche déjà mise en oeuvre sur des métabrèches basaltiques d'origine sédimentaire affleurant sur un massif voisin (LAGABRIELLE et POLINO, 1985).

Douze échantillons de méta-arénites à matrice basique ont été prélevés à la base de la Crête Mouloun, dans les coupes 4 à 10. Leurs analyses géochimiques sur roche totale sont présentées dans le tableau II. Nous les comparerons à celles de roches gabbroïques (troctolites, gabbros, gabbros ferro-titanés), métamorphiques ou non métamorphiques, et provenant toutes des zones internes ophiolitifères alpines, c'est-à-dire de secteurs paléogéographiquement comparables. Il s'agit :

- des métagabbros du Mont Viso (LOMBARDO et al., 1978), du massif de Rocciavre (POGNANTE et al., 1982), du massif de Lanzo (NICOLAS, 1966), de la nappe de Montenotte (BECCALUVA et al., 1979) ;

- des gabbros du Chenaillet (BERTRAND et al., 1982) et de l'Apennin ligure (SERRI, 1981).

Au total, une soixantaine d'analyses servent ainsi de comparaison.

Les teneurs des méta-arénites en  $SIO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , CaO, MgO, Cr et Ni montrent d'un échantillon à l'autre des variations importantes (tableau II). L'amplitude des variations observées doit être comparée à celle présentée par des gabbros magmatiques. Aussi, pour rechercher les éléments chimiques dont les teneurs au sein des méta-arénites s'écartent de façon significative de celles des gabbros massifs, nous avons utilisé des diagrammes rectangulaires permettant de traiter deux par deux les composants les plus variables : Si, Ti, Fe, Mg, Ca, Al. Seuls les diagrammes les plus significatifs sont présentés ici.

- Dans le diagramme TiO<sub>2</sub>/SiO<sub>2</sub> (Fig. 14A), les champs des gabbros riches en Ti et des gabbros magnésiens se distinguent nettement. Ce diagramme permet de montrer, d'une part que l'amplitude des variations en Si des méta-arénites se calque sur celle des gabbros magmatiques, et d'autre part que leurs teneurs en TiO<sub>2</sub> sont intermédiaires entre celles des gabbros magnésiens et des ferro-gabbros.
- Le diagramme  $Fe_2O_3$ <sup>x</sup> (1) / MgO (fig. 14B) souligne à nouveau nettement la distinction

<sup>(1)</sup>  $Fe_2O_3^* = Fer total en Fe_2O_3$ 



FIG. 14 .- Diagrammes rectangulaires permettant de comparer les pourcentages respectifs en divers oxydes des méta-arénites gabbroîques et des gabbros et méta-gabbros de référence. Commentaires dans le texte. Gros points : méta-arénites ; petits points : gabbros.

entre les champs des ferro-gabbros et des gabbros magnésiens. Les points représentant les analyses de méta-arénites occupent une position intermédiaire entre les deux champs ainsi définis. Mais ce diagramme met surtout en évidence, les fortes teneurs en MgO de certaines méta-arénites. Ce dernier caractère est à mettre en relation avec l'abondance des chlorites dans les échantillons concernés.

- Dans le diagramme CaO/MgO (fig. 14C), les champs des méta-arénites et des gabbros montrent un très faible recouvrement, ce qui met ainsi en relief, outre le comportement du MgO déjà noté ci-dessus, les teneurs faibles en CaO des méta-arénites.
- Enfin, le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (fig. 14D) permet de montrer que les teneurs en Al des méta-arénites ne dépassent jamais celles des gabbros magmatiques. La majorité des méta-arénites présente des teneurs en Al faibles, et dans un cas, inférieure à celles des gabbros.

#### . Interprétations, conclusions.

Les éléments majeurs dont les teneurs s'écartent de façon notable de celles de gabbros magmatiques sont : Fe, Mg, Ca et pour une moindre part Al. Un diagramme triangulaire Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - CaO - MgO (fig. 15A) permet de visualiser assez simplement ces différences de composition chimique. Dans ce diagramme, les champs respectifs des roches considérées ne montrent aucun recouvrement. Par rapport au champ des gabbros, le champ des métaarénites est déplacé vers le pôle MgO, ce qui correspond, comme nous l'avons vu cidessus, à un enrichissement en magnésium et un appauvrissement en calcium. Le diagramme triangulaire  $Al_2O_3$  - CaO - MgO (fig. 15B) complémentaire du précédent, assure également une bonne discrimination. Le champ des méta-arénites est allongé selon une droite joignant le pôle  $Al_2O_3$  au côté CaO - MgO du diagramme. Ceci rend compte de la pauvreté relative en Al de certaines méta-arénites.



FIG. 15 .- Diagrammes triangulaires de discriminations entre les méta-arénites et les gabbros et méta-gabbros de référence. Gros points : méta-arénites ; petits points : gabbros.

Les faibles teneurs en  $Al_2O_3$  et CaO des méta-arénites peuvent être mises en relation avec une carence originelle en plagioclases des sédiments dont elles dérivent. Comme il a été suggéré ci-dessus, l'altération sous-marine des gabbros, transformant les plagioclases en argiles, et le tri minéralogique intervenant lors du transport sont probablement responsables de cette carence.

Les teneurs élevées en MgO de certaines méta-arénites, peuvent être expliquées par une concentration en olivine d'origine gabbroîque - provenant par exemple de troctolites - ou par une pollution en éléments détritiques dérivant de matériel ultrabasique. Cette hypothèse est confirmée dans le cas de deux échantillons (CM4j, CM5f), pour lesquels, les fortes teneurs en MgO s'accompagnent de taux élevés de Cr et Ni, suggérant ainsi une contribution sédimentaire de minéraux tels que les olivines (riches en Ni), et les spinelles chromifères. Corrélativement, les échantillons présentant des teneurs faibles en MgO (entre 5 et 11 %) sont pauvres en Cr et Ni. Dans notre hypothèse, ces caractères seraient liés à la faible concentration, dans les sédiments initiaux, des spinelles et olivines.

Notons, toutefois, que les échantillons CM2"e, f et g ne présentent pas de corrélation positive entre les teneurs en Mg, Cr et Ni. Ces caractères géochimiques ne semblent pouvoir être expliqués de façon simple par la mise en jeu de processus uniquement sédimentaire.

b. Les coussins de lave, les brèches basaltiques et les hyalocastites.

1°) Description.

Les coussins de lave forment la totalité de la paroi du massif (fig. 3). Ils sont généralement peu déformés. Leur diamètre peut atteindre 2 m. Ils présentent une zonation identique à celle reconnue par MEVEL (1975) dans les coussins du Chenaillet. La zone corticale contient d'abondantes varioles dont la taille peut dépasser le centimètre. La zone sphérolitique claire se distingue de la zone centrale plus sombre. Au microscope, ces roches montrent, en proportions variables, les minéraux classiques de l' assemblage des prasinites.

A la base de la paroi, ces coussins font place à des brèches basaltiques, à matrice parfois carbonatée, mais le plus souvent constituée de méta-hyaloclastites localement exemptes de déformation. Les éléments de ces brèches, de taille centimétrique à décimétrique, aux contours anguleux, peuvent présenter des bordures variolitiques. Leur couleur est tantôt sombre, tantôt anormalement claire.

L'aspect en puzzle de certains échantillons de brèche montre que la fracturation s'est effectuée sur place (fig. 16). Ces brèches volcaniques, à matrice de hyaloclastite se sont donc mises en place in situ, lors de la trempe et de la fracturation de la lave.

Les hyaloclastites, bien conservées, méritent une description détaillée. A l' oeil nu, dans une pâte uniformément claire, on y observe de nombreux fragments anguleux de quelques millimètres, à arêtes parfois concaves, de teinte verte à jaune et bordés d'un fin liseré blanc. La morphologie de ces corps est comparable à celle des échardes de verre contenues dans les hyaloclastites du Chenaillet (VUAGNAT et PUSZTASZERI, 1965). Ces anciens débris vitreux voisinent ici avec de minuscules éclats de lave et des bordures de coussin.

Au microscope, la matrice baignant ces éléments apparaît composée d'un feutrage de petites baguettes d'actinote et de glaucophane noyées dans de grandes plages d'albite et de chlorite. La composition minéralogique des anciennes échardes de verre est identique à celle des anciennes zones vitreuses des coussins de lave : albite, chlorite, actinote et épidotes forment un fond confus sur lequel se surimpose un feutrage de leucoxènes.

Comme l'avaient déjà souligné VUAGNAT et PUSZTASZERI (1965) à propos du Che-





naillet, il existe ainsi, une similitude entre les compositions minéralogiques des fragments de coussin, des débris vitreux et de la pâte clastique qui les englobe.

2°) Analyses géochimiques des coussins et des fragments de coussin : discussion.

Les analyses géochimiques sur roche totale effectuées sur les coussins et les fragments sombres ou clairs contenus dans les brèches d'éclatement sont reportées dans le tableau III. Les différences de composition chimique apparaissant entre les fragments clairs d'une part, et les fragments sombres et les coussins d'autre part, sont importantes. Ceci justifie que le problème de l'origine des fragments clairs soit posé.

- Les analyses de coussin et des fragments sombres sont comparables à celles de basaltes tholéiitiques océaniques. Les teneurs en TiO<sub>2</sub> (de 1,27 à 1,47 %), Cr (de 261 à 354 ppm) et Ni (de 91 à 141 ppm) s'inscrivent dans le domaine usuel des valeurs des MORB. Il en est de même pour les teneurs en SiO<sub>2</sub>, FeO et MgO.
- Les analyses des fragments clairs s'éloignent des compositions présentées ci-dessus ; par rapport à celles-ci, elles montrent en effet (tableau III) :
  - . des teneurs en SiO<sub>2</sub>, MgO et Ni plus faibles ;
  - . des teneurs en  $Al_20_3$  et CaO plus élevées.

Du point de vue minéralogique, ces teneurs particulières se traduisent par un développement important de l'épidote.

	COUSSINS DE LAVE						BRECHES D'ECLATEMENT				
		FRACME			MENTS BRES	ENTS FRAGMENTS RES CLAIRS					
	<sup>CM</sup> 2j	См8р	см <sub>8</sub> с	CM 12e	CM12d	См6р	<sup>CM</sup> 2 <sup>b</sup> A	CM 2 B	СМЪ	CMD 2	
Si0 <sub>2</sub>	50.80	50.60	50.60	48.00	50.40	50.00	49.40	45.50	45.25	45.50	
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.27	1.28	1.47	1.35	1.32	1,55	1.78	1.40	1.41	
A12 <sup>0</sup> 3	16.15	14.83	16.78	14.90	14.34	15.40	15.29	19.75	19.32	22.45	
<sup>Fe</sup> 2 <sup>0</sup> 3 <sup>°</sup>	8.51	8.95	9.08	9.90	10.87	10.07	10.68	8.35	10.28	7.68	
MnO	0.12	0.13	0.12	0.14	0.14	0.11	0.18	0.18	0.09	0.08	
MgO	6.52	6.85	6.89	5.45	7.43	6.95	5.48	2.93	2.15	1.27	
Ca0	9.60	10.97	5.84	11.85	7.58	7.17	10.30	16.30	14.10	17.00	
Na 20	4.38	3.72	5.44	3.90	4.59	3.98	4.21	3.20	3.73	3.07	
к <sub>2</sub> 0	0.12	0.57	0.11	0.57	0.35	0.07	0.35	0.05	0.03	0.20	
P205	0.10	0.10	0.10	0.20	0.15	0.15	0.20	0.20	0.20	0.20	
н <sub>2</sub> 0 <sup>+</sup>	2,56	1.73	3.62	3.51	2.46	3.68	1.70	1.80	2,30	2.09	
н <sub>2</sub> 0 <sup>-</sup>	0.32	0.16	0.27	0.25	0.28	0.19	0.04	0.04	0.24	0.08	
Total	100.48	99.88	100.13	100.14	99.94	100.09	99.38	100.08	99.09	100.53	
V°°	205	243	205	267	250	226	227	335	226	229	
Cr°°	354	307	295	261	250	252	278	275	369	317	
Ni**	141	129	125	91	120	107	85	35	76	52	

°: Fer total en Fe<sub>2</sub>0<sub>3</sub> ; °°: en ppm.

#### ANALYSTE : J. COTTEN , BREST:

TABLEAU III .- Analyses sur roche totale des coussins de lave et des fragments de coussin contenus dans les brèches basaltiques. Deux origines possibles peuvent être proposées pour ces fragments :

- . Soit il s'agit de débris de roches cumulatives riches en plagioclase calciques,
- . soit il s'agit de fragments basaltiques semblables aux précédents ayant subi un lessivage au cours de processus d'altérations hydrothermales ou de basse température.

L'absence de textures cumulatives reliques dans ces fragments permet d'éliminer la première hypothèse ; la seconde est confirmée par de nombreuses observations. Certains fragments clairs présentent encore des varioles, il s'agit donc d'anciens débris de coussin. Au sein d'un même élément des brèches, on observe parfois le passage continu d'une zone de teinte sombre à une zone de teinte claire. Enfin, un échantillon de coussin, récolté en éboulis, présente un réseau de fractures découpant la roche en éléments parallélépipédiques. Chaque élément est zoné et montre une bordure jaune, enrichie en épidote, d'aspect identique à celui des fragments clairs des métabrèches.

L'origine de tels fragments doit donc être recherchée dans le démantèlement de coussins de lave qui auraient subi, après leur mise en place, une altération dont les mécanismes devront être précisés. Le développement de l'épidote pourrait faire penser qu'il s'agit de processus hydrothermaux.

#### CONCLUSIONS

Depuis les premiers travaux relatifs à la stratigraphie des séries sédimentaires directement associées aux ophiolites des Alpes Cottiennes (ROUTHIER, 1944 ; LEMOINE, 1962 ; LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970) de nombreuses observations nouvelles sont venues s'ajouter pour former un ensemble d'informations cohérent concernant la nature et la paléogéographie du substratum océanique de la Téthys ligure. Les données recueillies sur le massif de la Crête Mouloun s'ajoutent à ces informations. Elles permettent ainsi de confirmer l'existence, dans les séries supra-ophiolitiques, de niveaux particuliers, les méta-arénites gabbroîques, créés par l'accumulation sédimentaire de particules détritiques issues de la désagrégation de roches gabbroîques.

Les considérations développées ici autour de la géochimie de ces niveaux permettent, à l'aide d'un diagramme ternaire d'utilisation facile, de cerner les particularités de composition qu'elles présentent par rapport à des gabbros magmatiques. Les écarts de composition chimique mis en évidence peuvent se résumer en une pauvreté relative en Ca et Al et un excès en Mg des méta-arénites vis-à-vis de leurs roches mères. Ces différences se comprendront si l'on envisage au cours du processus d'altération et de transport, une diminution de la quantité des particules sédimentaires d'origine feldspathique associée à une pollution possible par des éléments de nature ultrabasique.

Nous confirmons à nouveau qu'un volume important des sédiments supra-ophiolitiques de ces régions dérive directement de la sédimentation de fragments de roches constituant le substratum océanique : basaltes, gabbros et serpentinites. On a montré par ailleurs, à l'image rigoureuse d'une situation bien connue dans l'Apennin (voir par exemple ELTER, 1975), que les basaltes formaient au Jurassique supérieur et plus précisément à l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur (SCHAAF et al., 1985) une couverture discontinue et discordante sur des termes ultrabasiques et grenus (gabbros) déjà tectonisés. Ici, cette couverture effusive reçoit à son tour les produits sédimentaires dérivant du démantèlement de gabbros et de serpentinites. On retiendra donc que la tectonique océanique a d'abord précédé la mise en place des laves, et qu'elle s'est poursuivie, comme le montre cette étude, après l'épanchement des basaltes. Compte tenu de la nature tholéiitique de ces basaltes, il n'est pas concevable d'invoquer des processus uniquement compressifs comme moteur de cette tectonique. L'incorporation de ce fragment de substratum océanique à la puissante série de calcschistes qui l'englobe demeure un problème important. L'hypothèse faisant de ce massif un olistolite kilométrique a notre faveur. Toutefois, la signification qu'il convient d'accorder à la nature des processus tectono-sédimentaires responsables de cette situation doit être discutée avec précaution. La découverte de Foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans une unité voisine (LEMOINE et al., 1985) nous engage à rechercher de nouveaux indices paléontologiques permettant de dater avec certitude la ou les séries contenant ces olistolites ophiolitiques.

#### LISTE DES TRAVAUX CITES

- ABBATE, E. et SAGRI, M., 1970 .- Development of the Northern Apennines geosyncline. The e geosynclinal sequences. Sediment. Geol., 4, p. 251-340.
- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. et PASSERINI, P., 1970 .- Development of the Northern Apennines geosyncline. Olistostromes and olistoliths. Sediment. Geol., 4, p. 521-557.
- BECCALUVA, L., MACCIOTA, O., MESSIGA, B. et PICCARDO, G.B., 1979 .- Petrology of the blueschists metamorphic ophiolites of the Montenotte Nappe (Western Liguria, Italy). Ofioliti, 4, (3), p. 239-268.
- BERTRAND, J., COURTIN, B. et VUAGNAT, M., 1982 -- Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite de Mont-Genèvre (Hautes Alpes, France et Province de Turin, Italie). Ofioliti, 7, p. 155-196.
- CARPENA, J. et CABY R., 1984 .- Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps. *Geology*, v. 12, p. 108-111.
- ELTER, P., 1975 .- L'ensemble ligure. Bull. Soc. géol. France, 7, XVII, 6, p. 984-997.
- FOX, P.J. and HEEZEN, B.C., 1965. Sands of the Mid-Atlantic Ridge. Science, 149, : 1367-1370.
- GRANDJACQUET, C. et HACCARD, D., 1977 Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais. Bull. Soc. géol. France, 21 (5), p. 663-674.
- Groupe CYAGOR II (AUZENDE, J.M., CORNEN, G., JUTEAU, T., LAGABRIELLE, Y., LENSCH, G., MEVEL, C., NICOLAS, A., PRICHARD, A., RIBEIRO, A., VANNEY, J.R.), 1982b Gorringe Bank (Atlantic Ocean, SW Portugal) : a section in deep oceanic crust and upper mantle. Ofioliti, 7 (2/3), p. 267-278.
- LABESSE, B., 1981 .- A propos de la paléogéographie du Domaine Ligure au Crétacé supérieur : le problème de la ride du Bracco (Apennin septentrional, Italie). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 293, série II, p. 1087-1090.

- LAGABRIELLE, Y., 1981 .- Les Schistes Lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes francoitaliennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 292, série 11, pp. 1405-1408.
- LAGABRIELLE, Y. et AUZENDE, J.M., 1982 .- Active in situ desaggrigation of oceanic crust and mantle : observation with submersible on Gorringe Bank (S.W. Portugal), analogy with ophiolitic massives. *Nature*, 297 (5866), p. 490-493.
- LAGABRIELLE, Y., POLINO, R., AUZENDE, J.M., BLANCHET, R., CABY, R., FUDRAL, S., LEMOINE, M., MEVEL, C., OHNENSTETTER, M., ROBERT, D. et TRICART, P., 1984 Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures méta-sédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. Ofioliti, 9, (1), p. 67-88.
- LAGABRIELLE, Y. et POLINO, R., 1985 .- Origine volcano-détritique de certaines prasinites des Schistes Lustrés du Queyras (France) : arguments texturaux et géochimiques. Bull.Soc. géol. France, 1, 4, p. 461-472.
- LAGABRIELLE, Y., LEMOINE, M. et TRICART, P., 1985 .- Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes Occidentales, Queyras, France). *Bull. Soc. géol. France*, 1, 4, p. 473-480.
- L'EMOINE, M., 1962 .- Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes Lustrés du Queyras (Hautes Alpes) et des régions voisines. C.R. Somm. S.G.F., p. 186.
- LEMOINE, M., 1980. Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps : Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinites protrusions in the Jurassic - Cretaceous Tethys. Archives des Sciences, Genève, 33, p. 103-116.
- LEMOINE, M., STEEN, D. et VUAGNAT, M., 1970 .- Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). C.R. Soc. Phys. Hist. nat., Genève, N.S., 5, p. 44-59.
- LEMOINE, M., MARTHALER, M., CARON, M., SARTORI, M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., DUMONT, T., ESCHER, A., MASSON, H., POLINO, R. et TRICART, P., 1984 .- Découverte de Foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes Lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 299, II, 11, p. 727-732.
- LOMBARDO, B., NERVO, R., COMPAGNONI, R., MESSIGA, B., KIENAST, J.R., MEVEL, C., FIORA, L., PICCARDO, G.B. et LANZA, R., 1978 .- Osservasioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali). Rend. Soc. It. Min. Petr., 34, 2, p. 253-305.
- MARINI, M. et TERRANOVA, R., 1979 .- Les complexes ophiolitifères des Monts Aïona et Penna et leurs rapports avec les séries sédimentaires. *Ofioliti*, v. 4, n° 3, p. 427-433.
- MEVEL, C., 1975 .- Les zonations chimiques dans les pillows-lavas spilitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). *Pétrologie*, 1, 4, p. 319-333.
- MIYASHIRO, A. and SHIDO, F., 1975 .- Tholeiitic and calk-alkaline series in relation to the Behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. Am. J. Sci., v. 275, p. 265-277.
- NAYLOR, M.A., 1982 .- The Casanova Complex of the Northern Apennines : a mélange formed on a distal passive continental margin. *Journal of Structural Geology*, 4,1, p. 1-18.
- NICOLAS, A., 1966 .- Etude pétrochimique des Roches Vertes et de leurs minéraux entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse Doctorat d'Etat, Nantes.

- PASSERINI, P., 1962 .- Giacitura dell ofioliti fra il m. Aiona et Rovegno (Appennino ligure). Boll. Soc. geol. Ital., 81, p. 139-146.
- POGNANTE, U., LOMBARDO, B. and VENTURELLI, G., 1982 .- Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites from the Western Alps Ophiolites. Schweiz Min. Petrol. Mitt., 62, p. 457-472.
- POLINO, R. et LEMOINE, M., 1984 .-Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys Ligure : la série du Lago Nero (Alpes Occidentales franco-italiennes). C.R. Adad. Sc. Paris, t. 298, série II, p. 359-364.
- ROUTHIER, P., 1944 .- Essai sur la chronologie des "Roches Vertes" mésozoīques des Alpes Occidentales. Bull. Soc. géol. France, 5, 14, p. 117-143.
- SCHAAF, A., POLINO, R. et LAGABRIELLE,Y.,1985.- Nouvelle découverte de Radiolaires d' âge Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supraophiolitique des Schistes Lustrés piémontais (Massif de Traversiera, Haut Val Maïra, Italie). C.R. Acad. Sc., Paris, sous presse.
- SERRI, G., 1981 .- The petrochemistry of ophiolite gabbroïc complexes : a key for the classification of ophiolites into low Ti and high Ti types. Earth planet. Sc. Letters, 52, p. 203-212.
- TRICART, P., BOURBON, M. et LAGABRIELLE, Y., 1982 .- Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes) : bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. *Géol. Alpine*, t. 58, p. 105-113.
- TRICART, P. and LEMOINE, M., 1983. Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites (French Western Alps) : Record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. Eclogae geol. Helv., 76/3, p. 611-629.
- TRICART, M., GOUT, C. et LEMOINE, M., 1985 .- Tectonique synsédimentaire saccadée d' âge Crétacé inférieur dans l'Océan téthysien ligure : un exemple dans les Schistes Lustrés à ophiolites de Chabrière (Haute-Ubaye, Alpes Occidentales françaises). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 300, 11, 17, p. 879-884.
- VUAGNAT, M. et PUSZ TASZERI, 1965 .- Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). Archives des Sciences, Genève, 18, 1 : p. 120-123.
- WEVER, P. de, et CABY, R., 1981 .- Datation de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimméridgien moyen) dans les Alpes cotiennes (Saint-Véran, France). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 292, série 11, p. 467-472.