



HAL
open science

Les épisodes magmatiques filoniens basiques du massif des Ecrins-Pelvoux entre Carbonifère et Lias

Jean Christophe Laurent

► **To cite this version:**

Jean Christophe Laurent. Les épisodes magmatiques filoniens basiques du massif des Ecrins-Pelvoux entre Carbonifère et Lias. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992. Français. NNT: . tel-00509743

HAL Id: tel-00509743

<https://theses.hal.science/tel-00509743>

Submitted on 16 Aug 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

présentée par

LAURENT Jean-Christophe

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

EN SCIENCES DE LA TERRE

Intitulé :

**LES EPISODES MAGMATIQUES FILONIENS BASIQUES du MASSIF
DES ECRINS-PELVOUX ENTRE CARBONIFERE ET LIAS**

Thèse soutenue le 6 mai 1992 à 16 H 30 devant la commission d'examen :

Mme N. VATIN-PERIGNON	Directeur de recherche, C.N.R.S.	Directeur
M. C. MARIGNAC	Maître de Conférence, Ecole des Mines, Nancy	Rapporteur
M. R.P. MENOT	Professeur, Université de Saint-Etienne	Rapporteur
M. A. PECHER	Professeur, Université de Grenoble	Président
M. P. TRICART	Professeur, Université de Grenoble	Examineur (excusé)
M. G. VIVIER	Ingénieur de Recherche, C.N.R.S.	Examineur
M. F. DEBON	Chargé de Recherche, C.N.R.S.	Examineur

RÉSUMÉ

Les filons basiques du Massif des Écrins-Pelvoux (massif cristallin externe des Alpes françaises) se rattachent à deux principaux cortèges marqueurs de l'évolution géodynamique du domaine dauphinois entre Carbonifère et Lias :

- un cortège basaltique associé à la distension du début du cycle alpin,
- un cortège lamprophyrique, d'affinité subalcaline à magnésio-potassique, Carbonifère supérieur.

I - Le cortège Carbonifère est formé par des lamprophyres micacés déjà connus (minettes), et également par des lamprophyres calco-alcalins à amphibole (vosgésites, quartz-monzodiorites). Ces deux groupes présentent des compositions semblables en SiO₂ (46 à 56%), et en Fe, Ti, Na, Ca à SiO₂ constant. En revanche, toutes les transitions existent pour Al, Mg, K, et les éléments incompatibles entre un pôle alumineux, calco-alcalin potassique (vosgésites) et un pôle métalumineux, magnésio-potassique (minettes). Ils sont engendrés par un manteau source commun, dont l'hétérogénéité serait à l'origine de leurs écarts de composition à SiO₂ constant. Ce cortège est génétiquement associé aux laves stéphaniennes des Grandes Rousses et postérieur à la dernière phase de structuration du cycle hercynien (324±12 M.a., Ménot & al., 1987).

II - Le cortège basaltique comprend d'une part, la lignée alcaline proprement dite, et d'autre part une lignée tholeiitique continentale composée de dolérites non spilitiques, riches en titane (TiO₂= 2.6-4%), Th, La, Ce, K; très fractionnées (Mg/Mg+Fe= 0.31 à 0.4, SiO₂= 48-54%) et sursaturées en silice, comparables aux tholéiites de plateaux (Columbia River, Ecosse). Les dolérites tholeiitiques affleurent en filons plurikilométriques E-W, dont un grand filon ancien, qui recoupait probablement tout le socle du M.E.P. Leur âges ne sont pas clairement établis mais ils sont contemporains du régime distensif éoalpin.

Mots-Clés : Alpes Occidentales françaises - Massif des Écrins-Pelvoux - magmatisme filonien basique - Carbonifère supérieur - lamprophyres subalcalins potassiques - minettes - kersantites - vosgésites - quartz-monzodiorites - Eomésozoïque - tholeiites de plateau - cartographie - Chimie minérale - Pétrogéochimie - dynamique hercynienne - distension alpine.

THESE

présentée par

LAURENT Jean-Christophe

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

EN SCIENCES DE LA TERRE

Intitulé :

LES EPISODES MAGMATIQUES FILONIENS BASIQUES du MASSIF

DES ECRINS-PELVOUX ENTRE CARBONIFERE ET LIAS

Thèse soutenue le 6 mai 1992 à 16 H 30 devant la commission d'examen :

Mme N. VATIN-PERIGNON	Directeur de recherche, C.N.R.S.	Directeur
M. C. MARIGNAC	Maître de Conférence, Ecole des Mines, Nancy	Rapporteur
M. R.P. MENOT	Professeur, Université de Saint-Etienne	Rapporteur
M. A. PECHER	Professeur, Université de Grenoble	Président
M. P. TRICART	Professeur, Université de Grenoble	Examineur (excusé)
M. G. VIVIER	Ingénieur de Recherche, C.N.R.S.	Examineur
M. F. DEBON	Chargé de Recherche, C.N.R.S.	Examineur

Je souhaite exprimer ma reconnaissance aux personnes qui ont contribué utilement à ce travail; en particulier à ceux qui s'y sont consacrés en supplément de leur charge professionnelle : Bernard Azambre, de Paris VI-Jussieu, René-Pierre Ménot, de Saint Etienne, Gérard Vivier du CNRS (Grenoble) .

Ce travail est dédié à Béatrice et à ma soeur.

RÉSUMÉ

Les filons basiques du Massif des Écrins-Pelvoux (massif cristallin externe des Alpes françaises) se rattachent à deux principaux cortèges marqueurs de l'évolution géodynamique du domaine dauphinois entre Carbonifère et Lias :

- un cortège basaltique associé à la distension du début du cycle alpin,
 - un cortège lamprophyrique, d'affinité subalcaline à magnésio-potassique, Carbonifère supérieur.
- I - Le cortège Carbonifère est formé par des lamprophyres micacés déjà connus (minettes), et également par des lamprophyres calco-alcalins à amphibole (vogésites, quartz-monzodiorites). Ces deux groupes présentent des compositions semblables en SiO₂ (46 à 56%), et en Fe, Ti, Na, Ca à SiO₂ constant. En revanche, toutes les transitions existent pour Al, Mg, K et les éléments incompatibles entre un pôle alumineux, calco-alcalin potassique (vogésites) et un pôle métalumineux, magnésio-potassique (minettes). Ils sont engendrés par un manteau source commun, dont l'hétérogénéité serait à l'origine de leurs écarts de composition, à SiO₂ constant. Ce cortège est génétiquement associé aux laves stéphaniennes des Grandes Rousses et postérieur à la dernière phase de structuration du cycle hercynien. (324 ± 12 M.a., Ménot, 1987)
- II - Le cortège basaltique comprend d'une part, la lignée alcaline proprement dite, et d'autre part une lignée tholéiitique continentale composée de dolérites non spilitiques, riches en titane (TiO₂ = 2.6-4%), Th, La, Ce, K, très fractionnées (Mg/Mg+Fe = 0.31 à 0.4, SiO₂ = 48-54%) et sursaturées en silice, comparables aux tholéiites de plateaux (Columbia River, Écosse). Les dolérites tholéiitiques affleurent en filons plurikilométriques E-W, dont un grand filon ancien, qui recoupait probablement tout le socle du M.E.P. Leur âges ne sont clairement établis mais ils sont contemporains du régime distensif éoalpin.

ABSTRACT

The basic dike swarms of Écrins-Pelvoux area (French alps) displays two distinct magmatic associations :

- 1/ lamprophyres dikes, with same SiO₂ content (46-58%) showing all transition from aluminous subalcaline amphibole lamprophyres (vogésites) to metaluminous ultrapotassic phlogopite bearing lamprophyres (minettes). Relative incompatible elements abundance and similarities of ratio of these lamprophyres support a common metasomatised and heterogeneous mantle source. They are emplaced in the late carboniferous (stephanian) within a thickened late orogenic crust.
- 2/ a basalt-doleritic dike swarm subdivided into two fractionation series : the well known "dolerite-spilitic" alkaline triassic series and a continental tholeiitic series involving trachybasalts and trachyandesites which are highly enriched in Ti and lithophil elements. the tholeiitic dolerites crosscut the Pelvoux basement as a huge E-W dike (up to 25km) and erupted during the early stages of the mesozoic distension.

Therefore the magmatic change observed in the Écrins-Pelvoux massif from the late Carboniferous to early mesozoic times may be related to a geodynamic evolution from a the late hercynian thickened crust (upper Carboniferous) to an attenuated crust environment, associated with the onset of the alpine orogen.

- SOMMAIRE -

INTRODUCTION : PRÉSENTATION GÉNÉRALE - ÉTAT DE LA QUESTION..... page 7

PREMIERE PARTIE : LES LAMPROPHYRES SUBALCALINS POTASSIQUES DU MASSIF DES
ÉCRINS - PELVOUX : CARACTÉRISATION, GENESE, CONTEXTE DE MISE EN PLACE

TRAVAUX ANTÉRIEURS, PRÉSENTATION.....page 26

CHAPITRE I - Gisements des lamprophyres et des roches associées.....page 28

CHAPITRE II - Pétrologie et minéralogie des lamprophyres et des faciès
différenciés associés - Données d'âges radiométriques.....page 42

CHAPITRE III - Compositions chimiques, nomenclature et affinité magmatique
des lamprophyres et des quartz monzodiorites..... page 76

CHAPITRE IV - Comparaison des lamprophyres avec les magmas basiques à amphibole
biotite du Haut-Dauphiné; origine, genèse et contexte géodynamique de mise en
place.....page 104

CONCLUSION..... page 125

DEUXIEME PARTIE : L'ÉPISODE THOLÉITIQUE ASSOCIÉ A LA DISTENSION MÉSOZOÏQUE DU
MASSIF DES ÉCRINS-PELVOUX : DONNÉES STRUCTURALES, PÉTROLOGIQUES ET
GÉOCHIMIQUES.

CHAPITRE I - Présentation et résumé des travaux concernant le cortège basaltique
dolérito-spilitique.....page 130

CHAPITRE II - Gisements, pétrographie, minéralogie des filons de la lignée
tholéitique et des filons dolérito-spilitiques de l'Ouest du

MEP..... page 135

CHAPITRE III - Géochimie des dolérites à ilménite et quartz-dolérites et
interprétation structurale..... page 157

CONCLUSION..... page 195

CONCLUSION GÉNÉRALE..... page 198

Bibliographie..... page 202

Table des Matières..... page 227

Liste des illustrations et des photos.....Page 231

INTRODUCTION :

PRESENTATION GENERALE, ETAT DE LA QUESTION

I - PRÉSENTATION GÉNÉRALE - ÉTAT DE LA QUESTION

L'étude des filons et des roches volcaniques basiques du Massif des Écrins-Pelvoux (M.E.P.) a fait l'objet de nombreuses publications au cours des 30 dernières années (de Michel & al., 1956 à Buffet, 1984, cf. infra). Selon la première typologie publiée en 1972 (Vatin-Pérignon & al., 1972) les filons basiques représentent plus de 90% de l'ensemble des filons magmatiques du socle. Après cette date, différents travaux (Aumaître & Buffet, 1973; Vatin-Pérignon & al., 1974, 1977; Tane, 1976; Buffet & al., 1979, Vatin-Pérignon & al., 1979; Bellanger, 1979; Adline, 1982; Buffet, 1984) ont concerné les filons et les laves basiques du MEP.

D'après ces travaux, le magmatisme basique fissural et volcanique non ou peu métamorphisé (Schistes Verts) se divise d'une part (i) en un cortège basaltique (dit "cortège dolérito-spilitique") formant une seule lignée d'affinité alcaline, mise en place à la limite du Trias et du Lias, et (ii) d'autre part, en un réseau de lamprophyres micacés (minettes, kersantites) datés du Carbonifère supérieur (Baubron, 1980; Demeulemeester, 1982).

a - Étude du cortège dolérito-spilitique : les travaux axés sur les processus de spilitisation .

Le cortège "dolérito-spilitique" comprend des filons et des amas doléritiques recoupant toutes les formations du socle, mais également des coulées et des tufs spilitiques s'intercalant dans la couverture entre les dolomies du Trias et les premiers dépôts marins francs du Lias (Héttangien; Lemoine & al., 1986; Dumont & al., 1987).

L'étude de ces basaltes dans les secteurs du socle peu affectés par les déformations alpines (Sirac, Aiguille de Morges, fig.3) a permis de montrer l'hydratation précoce et massive du magma (amphibole basaltique dans les faciès doléritiques "profonds") ainsi que des processus d'altération intervenant lors de la mise en place (autoaltération dénommée "spilitisation", Aumaître & Buffet, 1973; Vatin-Pérignon & al., 1974; 1976; Buffet, 1984).

La spilitisation résulte de processus de migrations chimiques différentielles (concentrations en K, Li, Rb notamment) qui découlent probablement de l'accroissement prograde des fluides dans le magma du bas vers le haut de l'édifice structural, c.a.d. des filons vers les coulées (H₂O, CO₂, démixion carbonatée, coulées et tufs; brèches extrusives, "spilitites

potassiques", Vatin-Pérignon et al., 1974, Adline, 1982)

L'autoaltération n'est cependant pas systématique (présence de filons doléritiques à pyroxène sans amphibole basaltique, et de coulées à pyroxène préservé). L'hypothèse la plus probable pour l'origine des fluides semble être celle de l'eau marine: elle altère les coulées et s'infiltré jusqu'aux chambres magmatiques superficielles (Aumaître & al., 1973). A cette autoaltération quasi-généralisée, se superposent localement les recristallisations dynamiques associées aux phases de compression alpines (albite, adulaire, chlorite, actinote, sphène), (Buffet, 1984). Ce phénomène lié aux accidents alpins est généralement difficile de distinguer de l'altération primaire. Dans ce cortège, la "spilitisation" doit donc s'entendre, telle qu'elle a été définie, comme un processus primaire contemporain de la mise en place magmatique (Aumaître & Buffet, 1973, Vatin-Pérignon & al., 1974).

b - Études sur les lamprophyres .

Les premiers travaux (Vatin-Pérignon & al., 1972) ont distingué dans ce groupe, des lamprophyres à amphibole (spessartites, vosgésites) et des lamprophyres micacés (minettes, kersantites). Puis il a été montré que nombre de lamprophyres à amphibole (vosgésites en particulier) était structuralement et génétiquement associés au cortège dolérito-spilitique (Aumaître & Buffet, 1973). En dépit de leur texture lamprophyrique, mais par souci d'une terminologie homogène, ces "lamprophyres à amphiboles" furent donc nommés "dolérites à amphibole".

Par conséquent, depuis 1973 on désigne, sous le nom de lamprophyres du Pelvoux, uniquement les lamprophyres micacés (minettes et kersantites, Aumaître & al., 1973, Vatin-Pérignon & al., 1979).

L'âge tardi-triasique à infra-liasique du cortège dolérito-spilitique est aujourd'hui parfaitement établi: relations chimiques et minéralogiques entre filons et coulées de "spilitites" (Vatin-Pérignon & al., 1974; Buffet, 1984); relations structurales (Adline, 1982). L'âge Carbonifère supérieur (320+/-15 M.a.) attribué aux lamprophyres micacés semble aussi relativement bien établi sur la base de plusieurs datations voisines de 320 M.a., sur biotite-phlogopite (K/Ar: Baubron, 1980; Rb/Sr, Demeulemeester, 1982).

c - Présentation du travail

En raison de l'attention portée à la caractérisation magmatique et aux processus d'altération primaire, les travaux concernant le cortège dolérito-spilitique ont presque uniquement concerné les gisements des secteurs Sud du M.E.P. reconnus comme les moins affectés par la tectonique alpine. En fait, si l'on considère les compositions chimiques et minéralogiques de l'ensemble des filons basiques et du volcanisme préservé dans la couverture du M.E.P., on peut montrer que le magmatisme fissural et effusif se rattache non pas à deux lignées (une lignée "dolérito-spilitique" - Buffet, 1984 et une lignée de lamprophyres micacés) mais à deux cortèges magmatiques comportant chacun deux ou plusieurs associations magmatiques, correspondant probablement à différentes lignées.

En établissant la signature géodynamique de chacun de ces cortèges, leur âge de mise en place et en considérant la nature des formations qu'ils recoupent, on pourra montrer :

- (i) à quelle période et dans quel contexte géodynamique, se sont mis en place ces différentes venues magmatiques et leur chronologie par rapport aux événements tectoniques tardi-varisques et éo-alpins :
- (ii) comment s'effectue la transition structurale avec le cycle alpin
- (iii) l'importance des déformations et des mouvements du socle associés au cycle alpin sur la transversale E-W du massif.

Nous proposons, dans ce travail, de caractériser les venues magmatiques qui forment le cortège du Carbonifère supérieur, puis celles, de nature basaltique, liées à l'amincissement et la distension du début du cycle alpin, en insistant sur les aspects structuraux (nature des formations recoupées, degré de déformation). Ces épisodes magmatiques permettent de montrer comment et en combien de temps s'effectue la transition entre la fin d'un cycle orogénique à caractère collisionnel puis hypercollisionnel (cycle hercynien; Vivier, 1987; Ménot, 1987; Carme & Pin, 1988) et l'amincissement crustal marquant le début du cycle suivant (cycle alpin; Lemoine & al, 1986).

II - APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DES ÉCRINS-PELVOUX

Le M.E.P. est l'un des quatre principaux Massifs Cristallins de la zone Externe des Alpes françaises (M.C.E.: Zone Dauphinoise, fig. 1). Il est situé entre l'alignement d'orientation NE-SW formée par les massifs du Mont-Blanc - Aiguilles Rouges, du Beaufortin - Belledonne - Grandes Rousses et le Massif de l'Argentera-Mercantour dont il est séparé par le flysch tertiaire de l'Ubaye - Embrunnais (Pennique moyen, fig. 1).

Il présente une structure concentrique dite en "pelure d'oignon" (fig. 2, 3) : la région intérieure, correspondant au haut massif, est formée de terrains cristallins sur lesquels reposent des lambeaux résiduels de couverture pincée (synclinaux liasiques de schistes marno-calcaires). Mais celle-ci n'a réellement été préservée que sur les bordures et ceinture le domaine cristallin.

L'un des traits morphologiques dominant du haut massif est la ligne de crête N-S constamment au-dessus de 3000 m qui joint le Sirac (fle Orcières) à La Meije (fle St-Christophe /O.) en passant par Les Bans, l'Ailefroide, le Coolidge, le Pelvoux, la Barre des Écrins (4102 m), la Roche Faurio, la Grande Ruine. Elle sépare les bassins versants du Vénéon à l'W, de celui de la Durance (Vallée de la Guisane) à l'E. Au N, le massif est limité par la Haute Romanche (fle La Grave). Au S, la rivière La Séveraisse (vallée du Valgaudemar) délimite le secteur S, moins élevé en moyenne (1000-3000m).

Dans l'ensemble, le relief est presque exclusivement contrôlé par l'érosion glaciaire ancienne (longues vallées profondes) et par l'accumulation post-glaciaire (fonds plats alluvionnaires). Les glaciers sont surtout des glaciers de cirque, résiduels (en une dizaine d'années le petit glacier du Gouiran, éperon W du Sirac, a disparu). Il reste quelques glaciers de vallées : glacier Blanc, glacier Noir, glacier de La Pilatte, glacier du Chardon, glacier d'Arsine et de rares calottes glaciaires (Pelvoux, "calotte" des Agneaux,...).

Le secteur S est également cristallin. Il correspond aux bassins versants S de la Séveraisse, du haut Drac de Champoléon et de la Séveraisette (Champsaur), (feuilles Orcières, St-Bonnet). La couverture y est davantage préservée (synclinal de Morges,...) et le relief plus doux dépasse rarement 3000m (au SE, le Sirac -3440 m- et au S, le Vieux Chaillol -3163 m-).

* - Le secteur étudié (fig 2)

Le secteur étudié du M.E.P. proprement dit est situé au S de la Vallée du Vénéon, à l'E de La Malsanne et s'étend à l'E et au S aux confins de la zone du socle (feuilles St-Christophe /O.,

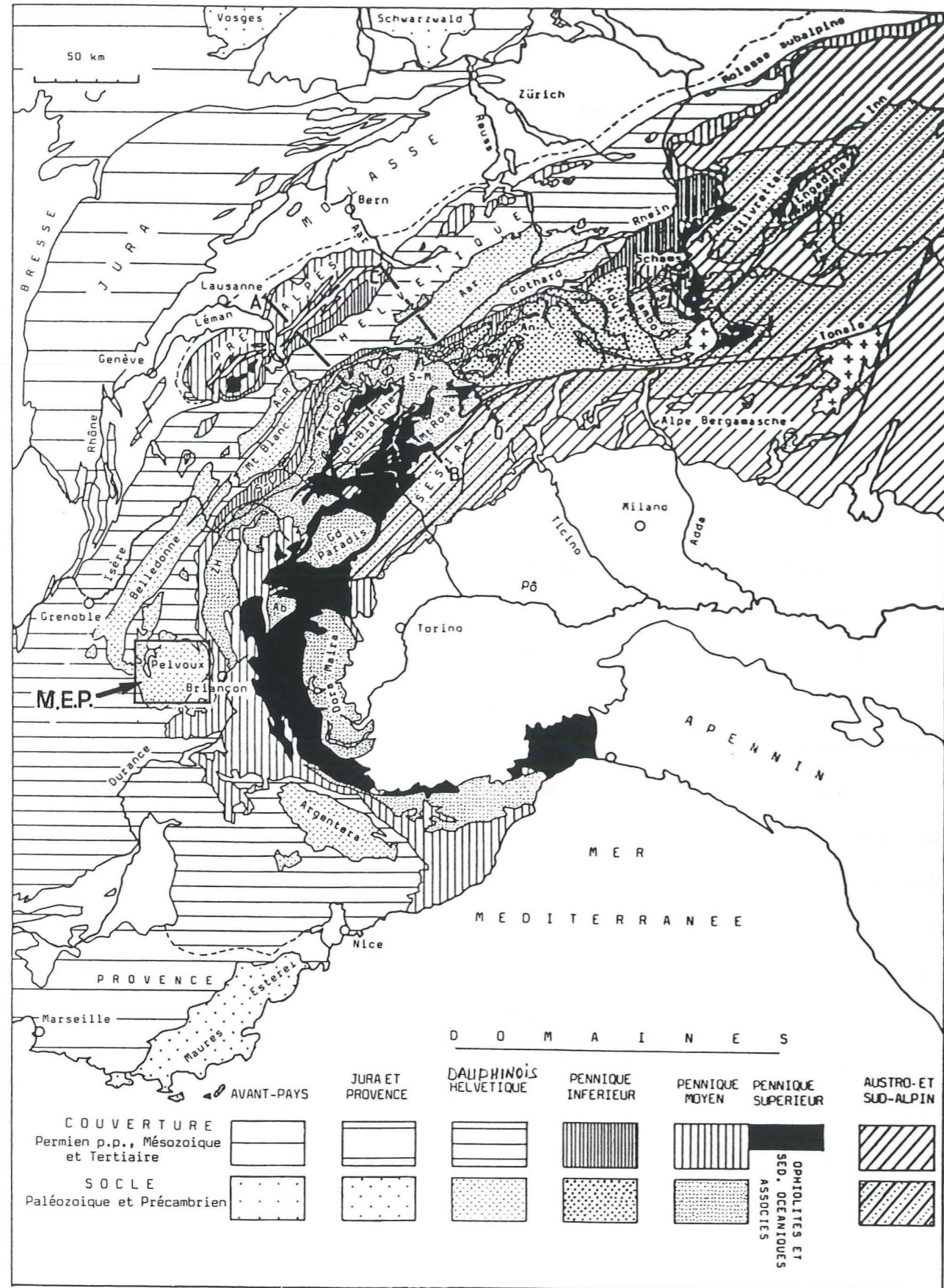
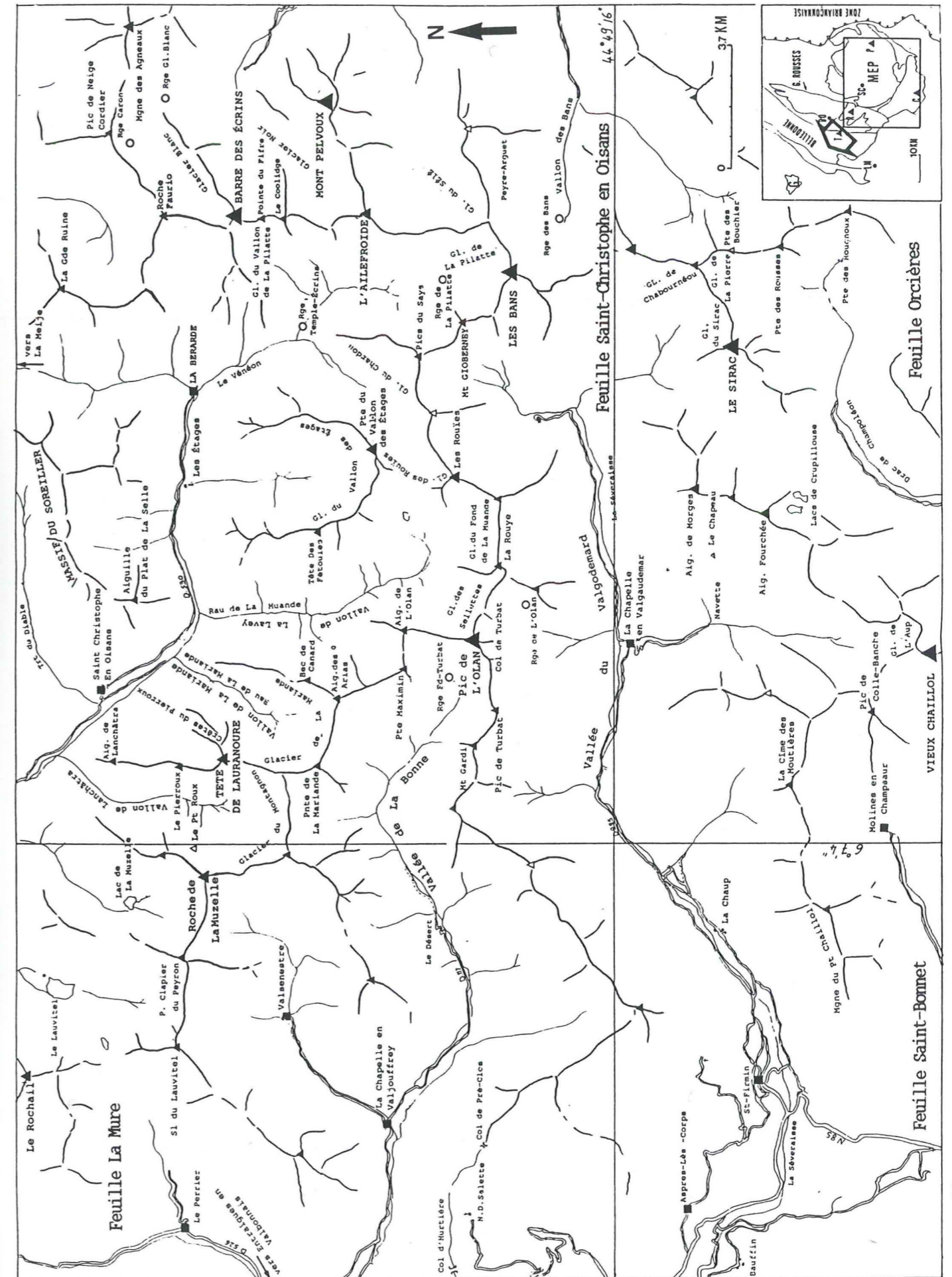


Figure 1 - Situation du Massif des Écrins-Pelvoux dans la chaîne alpine. Schéma structural des Alpes occidentales d'après Escher & al., 1988.

Figure 2 - SCHEMA OROGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE sauf Taillefer et Valbonnais (cf fig.6)



Orcières, St-Bonnet). La majeure partie des travaux a été effectuée dans les secteurs du socle représentés sur les feuilles St-Christophe en Oisans, Orcières et St-Bonnet. Hors des limites de ce domaine, nous avons effectué des observations dans le Taillefer (zone S de Belledonne) et des prélèvements de laves à Bauffin (W de St-Firmin, île St-bonnet) et à la Croix de Cassini (S du Massif des Grandes Rousses).

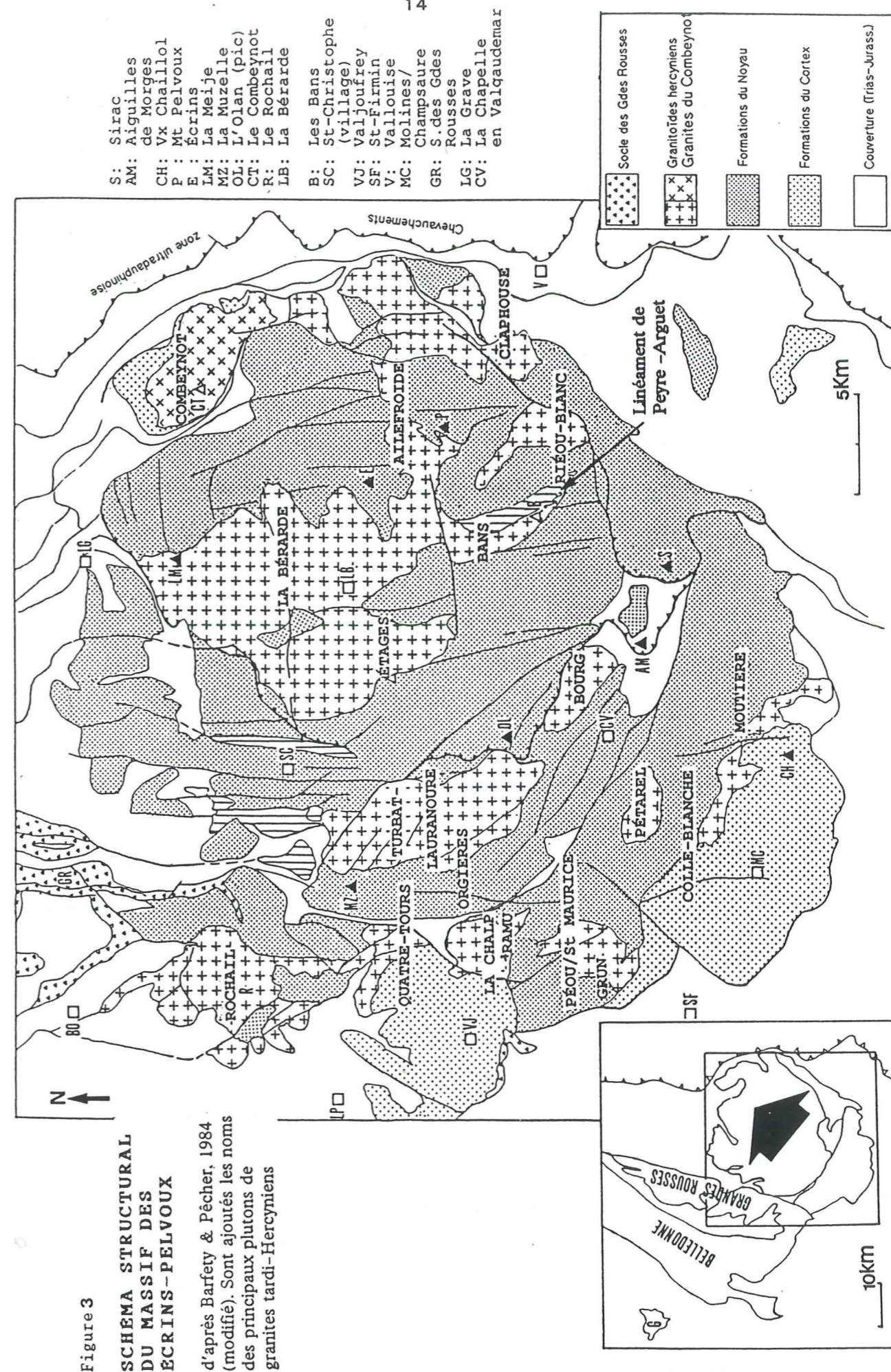
III - STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MEP

Le socle cristallin est constitué par un ensemble métamorphique polystructuré, recoupé en tous lieux par des plutons de granites et de granitoïdes non déformés (granites tardi-hercyniens: Le Fort & Pêcher, 1971; Le Fort, 1973; Pêcher & Barfety, 1984). La couverture est composée de formations autochtones, localement glissées ou pincées, d'âge triasique supérieur à jurassique terminal (Baron, 1981; Gidon, 1980; Gratier, 1980; Barfety & Gidon, 1984; Barfety & al., 1986; Tricart & al., 1986). Seuls quelques lambeaux isolés de couverture carbonifère et permienne persistent localement (conglomérats du Wesphalien D dans le Valbonnais, du Stéphanien inférieur entre Venosc et le Lac de La Muzelle et au Jandri; grès rouges permien à la Salette-Falavaux). Il faut noter également qu'à la limite NE du M.E.P., la couverture stéphanienne pincée ("synclinaux houillers") du Massif des Grandes Rousses, conserve les témoins d'un volcanisme à caractère subcalcin potassique (Banzet, 1985; Banzet & al., 1986; "Orthophyres" des anciens auteurs, Bordet & Corsin, 1951; Sarrot-Reynault, 1964).

A - Le socle ancien anté-granites tardi-hercyniens

Le socle métamorphique est classiquement divisé en deux unités :

- (i) "l'unité du noyau" est un ensemble très métamorphique, à structuration probablement polycyclique, composé :
- de migmatites acides (gneiss de La Lavey, gneiss de Claphouse à l'E, et du Sirac au SE),
 - d'amphibolites et de gneiss- amphibolites, en affleurements ou pointements dispersés dans les formations migmatitiques. On notera que les amphibolites de Peyre-Arguet contiennent des paragenèses reliques suggérant une ancienne



éclogitisation (Pêcher, 1984),

- de métagranites ("gneiss oeilés de Crupillouse", "granite des Bans"),
- de blastomylonites anciennes à sillimanite, disthène formant le linéament de Peyre-Arguet (fig. 3).

(ii) l'unité corticale ou "cortex" est un ensemble peu métamorphique (épizone, mésozone) ceinturant le noyau au NE (Combeynot) et à l'W (Champsaur, bas Valgaudemar, Valbonnais-Valjouffrey) dans le prolongement des unités S de Belledonne (zone SW, fig. 4), (unité du Taillefer; Carme, 1971; Carme, 1989). Les principales coupes au sein du complexe cortical, dans le Champsaur (Molines, Chaillol), le bas Valgaudemar et la Bonne (Valbonnais) font apparaître une succession lithologique à peu près constante, représentée par deux groupes d'assises plurihectométriques et superposées :

- le groupe inférieur est une série de type leptyno-amphibolique non éclogitique (amphibolites à niveau repère de cipolin, gneiss-leptynitiques, micaschistes carbonés à staurotide, disthène, sillimanite);
- le groupe supérieur est surtout métadétritique, à caractère flyschöide, schisteux et gneissique : conglomérats du Chaillol, métagrauwackes du Valjouffrey, micaschistes détritiques du bas Valgaudemar.

Les relations entre l'unité corticale et l'unité du noyau sont oblitérées soit par les granites tardi-hercyniens, soit par des accidents alpins et, selon Carme (1989), "lorsqu'elles pourraient être visibles, la migmatisation omniprésente dans le noyau affecte également la base de la série corticale (coupe du Valjouffrey, file La Mure)".

B - Les granites tardi-hercyniens (fig.3 et annexe A)

Il s'agit de nombreux plutons de granites non déformés (s.l., par opposition aux orthogneiss), mais néanmoins affectés par les accidents alpins (tectonique cassante et mylonites "froides") et un faible degré de recristallisation (rétromorphose de type schistes verts). Ils témoignent d'une grande diversité pétrologique et géochimique ("granitoïdes") dans laquelle on distingue une série alumino-sodique (lignée albitique : $\text{Na}_2\text{O} > 3.65\%$) et une série potassique moins alumineuse (lignée monzonitique : $\text{Na}_2\text{O} < 3.65\%$); (Le Fort, 1973; Vivier, 1984; Vittoz, 1987).

(cf. aperçu concernant les granites hercyniens en annexe A)

Plus généralement le socle du M.E.P. est considéré comme autochtone pour sa plus grande part, avec cependant dans la partie orientale des écaillages intenses entraînant parfois le chevauchement du socle sur la couverture jurassique (Massif du Sirac au S-E et au N-E le massif granitique du Combeynot considéré comme une écaille parautochtone chevauchant le Jurassique).

C - La Couverture Sédimentaire

Outre les formations anté-triasiques très localisées (cf ci-avant) la couverture affleurant sur les bordures du M.E.P. (en particulier sur la feuille La Mure) est représentée principalement par une série mésozoïque comprenant le Trias dolomitique, surmontée par une série de bassin allant en s'approfondissant ("Lias calcaire" et "Lias schisteux", puis marno-calcaires du Dogger). Le Malm est quasi-inexistant et confiné à la périphérie de la ceinture sédimentaire, donc à l'extérieur du M.E.P. proprement dit. Barfety & al. (1986) ont cependant découvert vers le sommet du Pelvoux des lambeaux de calcaire bréchiq ue témoins d'une transgression marine au Callovo-Oxfordien.

IV - HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU MEP

A - LA STRUCTURATION DU SOCLE ANCIEN - COMPARAISON ET RELATIONS AVEC LA CHAÎNE DE BELLEDONNE

A-1 - Les données issues du M.E.P. proprement dit

a - Le noyau -

Les âges radiométriques les plus anciens obtenus sur les formations du noyau se groupent autour de 340 M.a. (Demeulemeester, 1982) à l'exception des âges oscillants entre 540 et 430 M.a. des migmatites du Sirac (plomb total; Biju-Duval, 1975). Dans tous les cas, les âges obtenus témoignent de rajeunissements partiels, car ces formations présentent une structuration analogue à celles des migmatites de Belledonne dans lesquelles se trouvent des intercalations basiques datées à 600 M.a. (formation d'Allemont; Carme et Pin, 1987). Comme le souligne A.Pêcher (1984), "l'organisation géométrique générale des structures anciennes reste mal connue" mais on peut cependant établir une certaine chronologie relative des événements plutoniques et

métamorphiques :

- Les formations migmatitiques (gneiss de La Lavey, de Claphouse, du Sirac; amphibolites et leptynites) constitueraient le bâti déjà fortement métamorphisé et migmatisé dans lequel se sont mis en place les anciens granites porphyroïdes (orthogneiss de Crupillouse, des Bans),
- ces granites sont ensuite affectés par un métamorphisme régional (mésoméso à catazonal) qui contribue également à l'apparition de couloirs blastomylonitiques (linéament de Peyre-Arguet),
- cette foliation régionale serait affectée par une seconde migmatisation ("migmatisation II" : anatexis et plis post-foliaux) antérieure à la mise en place des granites tardi-hercyniens.

b - Le complexe cortical

L'interprétation du complexe cortical est encore imparfaite, mais est cependant mieux comprise lorsqu'elle est associée à celle - plus complète - des formations S de Belledonne dont il constitue le prolongement vers le SE (cf infra). Avant cette comparaison, on notera que (i) les formations leptyno-amphiboliques qui forment le groupe inférieur ont été plissées de façon isoclinale dans des conditions mésozonales (staurotide, disthène), et que (ii) l'ensemble des 2 groupes (inférieur et supérieur de type Culm) a été repris dans des conditions de basse pression (paragénèse à biotite chlorite), (Le Fort, 1973; 1980).

c - Les granites tardi-hercyniens (fig. 3)

Les granites tardi-hercyniens recourent toutes les formations métamorphiques des deux unités (noyau et cortex). Les âges radiométriques obtenus sur ces granites s'étalent entre 330 M.a. (isochrone Rb/Sr pour le granite du Rochail; Demeulemeester, 1982) et 50 M.a. (granite du Riou Blanc, même source), mais la plupart des datations (80%) sont comprises entre 300 et 230 M.a. (Rb/Sr conventionnel, K/Ar conventionnel). Ces âges apparents décroissent généralement vers l'E en liaison avec les déformations alpines et la méthode utilisée, mais ces granites sont clairement anté-triasiques (tectonique distensive) et probablement Carbonifère supérieur à Permien (Le Fort, 1973).

A-2 - Rappels sur la structuration anté-alpine de belledonne et des autres massifs cristallins externes (fig. 4,5,6)

Les formations du noyau sont parfois corrélées sur des critères lithologiques à celles mieux datées des autres M.C.E. et en particulier de Belledonne (Pêcher, 1984). On sait, en revanche, que le complexe cortical occidental est la prolongation des formations S de Belledonne (Carne, 1989). Nous proposons de replacer ces corrélations dans le contexte des connaissances récentes sur la structuration de Belledonne et des M.C.E..

a - Structure de la chaîne de Belledonne (fig. 4)

La chaîne de Belledonne est essentiellement constituée par des formations cristallophylliennes et magmatiques anté-stéphaniennes (Debelmas & al, 1980). Elle comprend plusieurs zones structurales et sa subdivision ancienne en un "rameau externe" et un "rameau interne" a été récemment complétée (Ménot & al., 1987; Ménot, 1987) : on distingue désormais au sein du rameau interne un "domaine nord-oriental" et un "domaine sud-occidental" séparés par l'accident de Belle Étoile.

* - Le domaine NE constitue l'essentiel de la chaîne. Il comprend avec des formations leptyno-amphiboliques, schisteuses, des orthogneiss et des granitoïdes non ou peu déformés. Les formations métamorphiques présentent une structuration subverticale isoclinale (foliation mylonitique anté granitoïdes; Vivier, 1987).

* - Le domaine SW de Belledonne (fig. 5 et 6) est constitué (Ménot, 1987) par la juxtaposition tectonique d'unités lithologiques qui diffèrent par leurs âges et les modalités de leur structuration orogénique.

On distingue un ensemble inférieur, polystructuré dit "Complexe de Belledonne" (Carne, 1971) surmonté au N par la Série du Taillefer, peu structurée et probablement discordante. Le Complexe de Belledonne est composé de trois principales formations :

- la formation de Rioupéroux et de Livet est considérée comme un édifice plutono-volcanique unique d'âge dévonien. Le dernier épisode volcanique (trondhémites datées à 367 ± 17 M.a., monométamorphiques, Ménot, 1986) témoigne de l'existence d'une marge active Carne & Pin, (1987) et, selon Ménot (1987), d'un domaine ensialique en distension.

Fig.4 - en bas. SCHEMA STRUCTURAL DE BELLEDONNE, d'après Vivier (1987). Dans le rameau interne, le domaine NE et le domaine SW séparés par l'accident de Belle Etoile.

RAMPEAU EXTERNE SM RAMPEAU INTERNE
 Zone SM Zone NE
 SM: Synclinal médian
 AFF: Accident de Fond de France
 AGM: Accident de Grand'Maison
 ABE: Accident de Belle Etoile
 ALP: Accident de La Pra

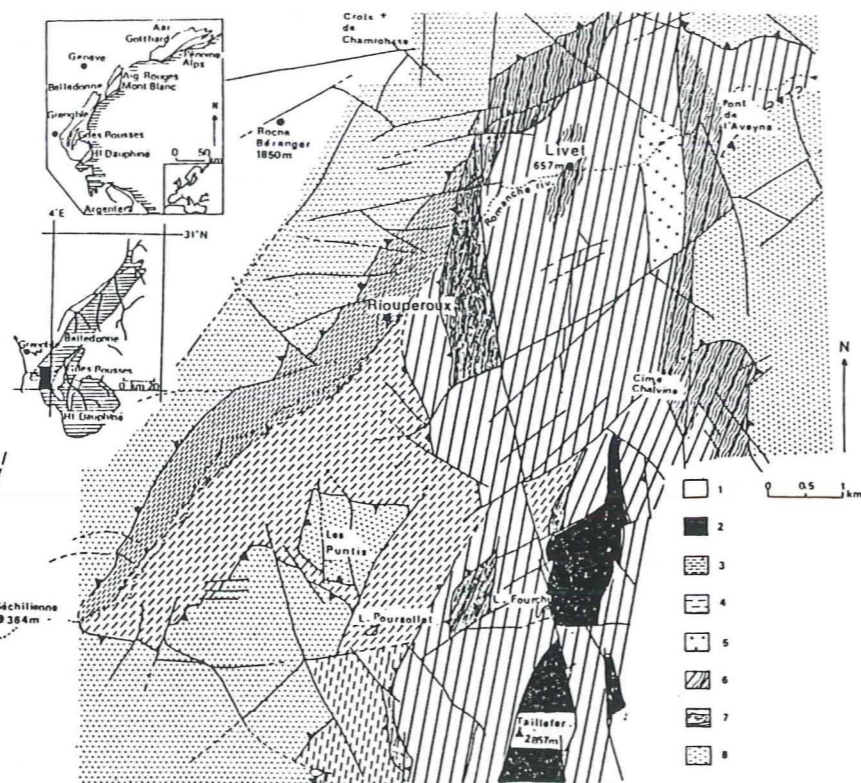
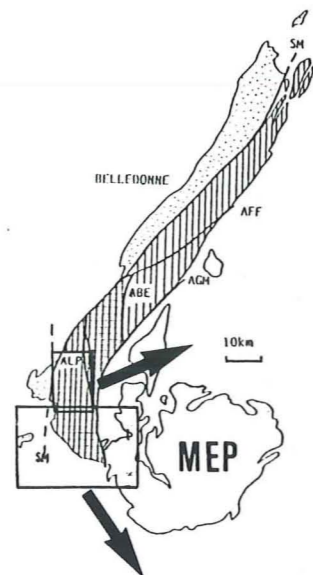
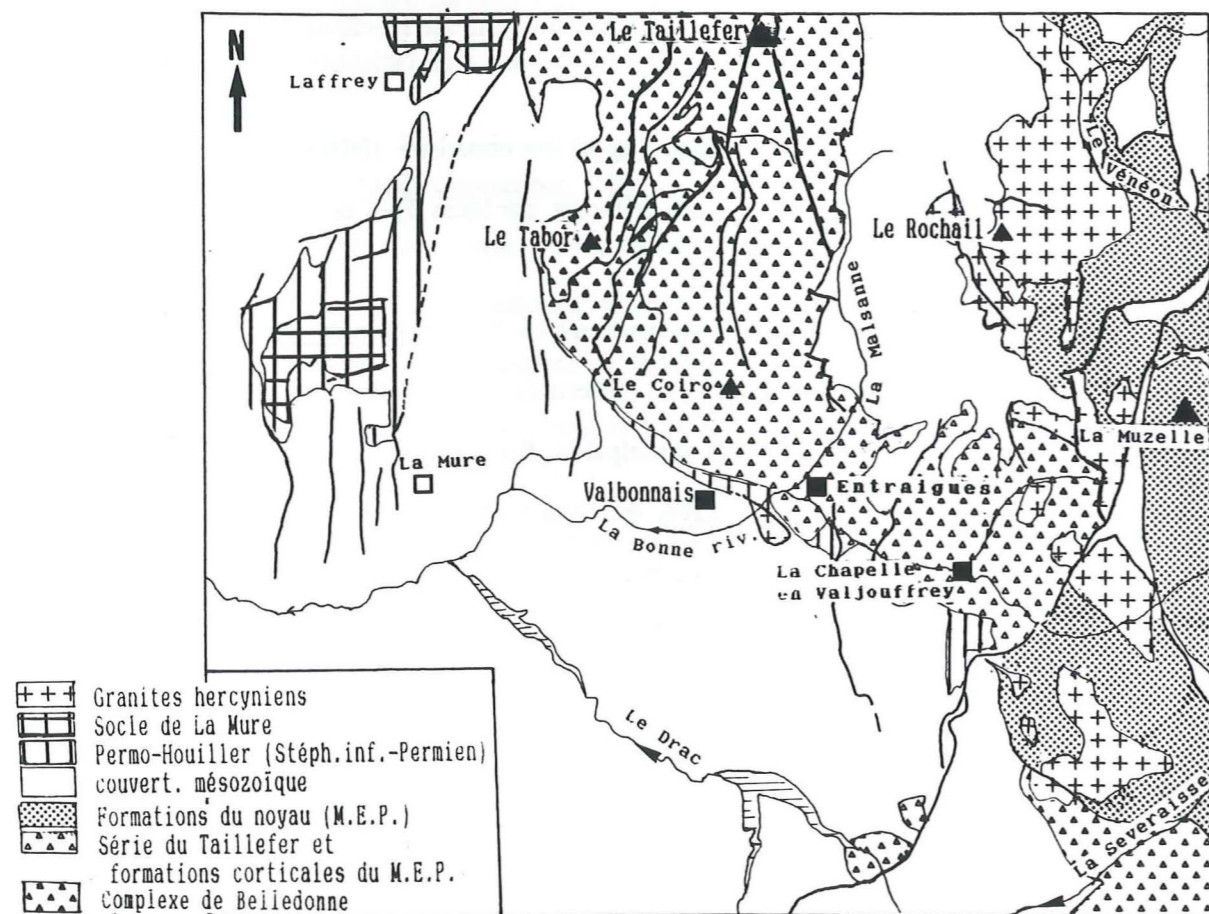


Fig.5 en haut - Carte géologique des formations S-W de Belledonne dans la basse vallée de La Romanche (d'après Scarenzi, 1984; Ménot, 1986): la formation de Chamrousse en position inverse chevauche les formations de Rioupéroux et de Livet. Au S, elles sont surmontées par la Série du Taillefer.

Fig.6 en bas - Schéma structural de l'extrémité S de Belledonne et des formations corticales du MEP dans la région du Valbonnais-Valjouffrey. D'après la feuille La Mure, (1989). Sous le Taillefer, la formation de Livet (Complexe de Belledonne) est aussi nommée formation du Taillefer Oriental (Carne, 1989).



- la formation de Chamrousse - Tabor est un complexe ophiolitique non éclogitisé daté autour de 496 M.a. (U/Pb sur Zircon, Ménot & al., 1984; 1988; isochrone Sm/Nd, Pin & Carne, 1987) composé d'une unité magmatique stratifiée à structuration essentiellement intra-océanique, surmontée d'une série volcano-sédimentaire structurée en complexe leptyno-amphibolique (formation de Séchillienne). Le complexe ophiolitique (série en position inverse dans la coupe de La Romanche) chevauche la formation de Rioupéroux - Livet au N. Au S, la série du Taillefer est écaillée entre les magmatites ophiolitiques du Tabor et l'extrémité S de la formation de Livet (dite formation du Taillefer Oriental), (Carne, 1989).

- la formation d'Allemont-Rochetaillée est gneissique et amphibolique, du type des "complexes leptyno-amphiboliques" de la chaîne varisque occidentale (datés à 500-600 M.a.; Carne & Pin, 1987). Elle est issue d'une série d'âge paléozoïque inférieur composée de termes sédimentaires et magmatiques représentant probablement un secteur, de croûte amincie, distincte (cambrienne) de celui représenté dans la série de Rioupéroux-Livet qu'il chevauche.

La formation du Taillefer est une série à faciès Culm (volcano-détritique) plus faiblement structurée et métamorphisée que les formations du Complexe de Belledonne (faciès S.V., sous faciès à épidote-almandin; Carne, 1972). Selon Ménot (1987), elle représenterait un petit bassin comparable aux bassins en transtension qui se développent au Carbonifère inférieur dans le domaine centre armoricain. Son évolution s'achèverait au Viséen (faune, Gibergy, 1968) et sa structuration métamorphique serait contemporaine de la tectonique tengentielle datée pour les formations du complexe de Belledonne à 324 +/- 12 M.a. (Ménot, 1986).

b - Évolution tectonométamorphique de Belledonne

La structuration du domaine sud occidental prendrait place entièrement au cours du cycle hercynien :

- (i) après les épisodes de distension éohercyniens, les formations du complexe de Belledonne sont progressivement impliquées dans la collision au Dévono-dinantien;
- (ii) la phase paroxysmale, barroviennne (phase Bretonne), affecte les formations de Rioupéroux-Livet et d'Allemont;
- (iii) puis l'ensemble des formations sont écaillées dans un régime tectonique tengentiel qui s'achève à 324 +/- 12 M.a.. Toutefois les anatexites de la formation d'Allemont

seraient postérieures à la paragenèse barroviennne (selon Ménot, 1987) et montrent que cette formation a été impliquée en domaine profond avant d'être associée à la tectonique tangentielle (mylonitisation).

Le **domaine nord-oriental** du rameau interne de Belledonne ainsi que le Beaufortin, les Aiguilles Rouges et l'Argentera sont également affectés par une phase distensive au Cambro-silurien (volcanisme tholéitique, Paquette & al., 1989). Mais contrairement aux magmatites basiques du domaine SW de Belledonne qui ne semblent avoir été impliquées dans aucune phase de très haute pression, les amphibolites du NE de Belledonne et des autres M.C.E. conservent des paragenèses éclogitiques reliques. Cet épisode éclogitique a pu être daté entre 420 et 395 M.a. (Paquette & al., 1989).

Le domaine NE subit ensuite un métamorphisme borrovien (biotite +- grenat +- staurotide +- cordiérite) qui précède une phase rétro-morphique épizonale se traduisant par une mylonitisation (foliation isoclinale datée à 323 +- 18 M.a.; Demeulemeester, 1982) contemporaine de la mise en place des premiers granites (orthogneiss). Les granites non déformés (Gr. des Sept Laux, de La Lauzière) seraient post-cinématiques (viséens).

Schéma évolutif synthétique : les modalités de l'évolution tectonométamorphique des domaines NE et SW du rameau interne de Belledonne apparaissent bien distinctes et sont interprétées dans le cadre d'un processus de convergence intracontinentale :

- au NE l'ensemble des formations sont impliquées dans un processus de collision (métamorphisme de H.P., métamorphisme barrovien, anatexie) engendrant un épaissement crustal; puis d'hypercollision associée à une tectonique en décrochements (orthogneissification, granitisation) avec une composante plus superficielle (mylonitisation).

- Dans les formations du SW, l'absence de tectogénèse profonde (H.P.), de granitisation et de mylonitisation très développée (l'ophiolite de Chamrousse Tabor, en particulier, conserve sa structuration syn-accretion) excluent, selon Ménot (1987), l'appartenance de ces formations à la zone axiale de la chaîne. De plus, le raccourcissement s'y exprime par des cisaillements plats et des décrochements qui en feraient un domaine plus externe de l'ancienne chaîne.

Ces différences dans l'évolution tectogénétique des domaines NE et SW du rameau interne témoignent de la juxtaposition tardi-varisque, dans un contexte d'hypercollision, de blocs plus ou moins internes par rapport à la zonation orogénique dévonienne. L'architecture anté-stéphaniennne de la chaîne offrirait une coupe condensée de la zonation orogénique paléozoïque et

les grands accidents décrochants carbonifères peuvent être interprétés comme de "véritables sutures intracontinentales" (Vivier, 1987).

A3 - Corrélations avec le M.E.P.

Les formations anté-granites anciens du **noyau** peuvent être corrélées avec la série leptyno-amphibolique migmatitique de la formation d'Allemont, ainsi qu'avec les gneiss et migmatites du domaine NE (Vivier, 1987). Selon Carme (1971) la série lithologique d'Allemont est identique à la succession décrite par Le Fort (1973) dans le Valgaudemar, mais elle serait renversée et correspondrait au flanc inverse d'un grand pli couché.

Par ailleurs, on peut tenter de comparer les formations amphiboliques à reliques d'éclogites probables du linéament de Peyre-Arguet, aux éclogites du Beaufortin et de l'Argentera dont les protolithes (tholéites) sont datés à 470-450 M.a. (Paquette & al., 1989), mais cette similitude d'âge reste non démontrée.

Enfin, les orthogneiss de Crupillouse et des Bans sont probablement des équivalents des orthogneiss du NE de Belledonne, qui sont post-éclogites (environ 400 M.a.) et dont la migmatitisation est évaluée aux environs de 360-370 M.a. (Demeulemeester, 1982; Vivier, 1987).

En définitive, si les formations métamorphiques du noyau peuvent être comparées aux formations anté-granitoïdes de Belledonne NE et dans une moindre mesure à la formation d'Allemont (absence de granitoïdes, migmatitisation peu développée), elles ne sont pas soumises à la phase de mylonitisation rétro-morphique (mésos à épizonale) que l'on associe, dans Belledonne, au stade le plus avancé de la convergence (hypercollision).

La coupe des **formations corticales** dans le Valbonnais-Valjouffrey (coupe de La Bonne) témoigne de la juxtaposition d'une formation leptyno-amphibolique à structuration mésozonale (disthène, staurotide, sillimanite) et d'une série peu structurée à faciès Culm (métasiltites, grauwakes, conglomérats). Selon Carme (1989) cette coupe est identique à la coupe comprenant la Série du Taillefer et l'extrémité S de la formation de Livet (dite Formation du Taillefer Oriental), (**fig. 6**). Elle en serait le prolongement vers le sud. Le schéma structural de la feuille La Mure (**fig. 6**), (Carme, 1989) associe en effet, les formations corticales du MEP et la série du Taillefer en une même unité. Cependant, compte tenu de la différence de structuration orogénique entre la formation du Taillefer Oriental et la Série du Taillefer (Viséen), (discordance que l'on retrouve en Valjouffrey) on peut regretter que le schéma structural ne distingue pas, en

Valjouffrey, l'assise de base mésozonale, de la formation des conglomérats épizonale (conglomérats d'Entraïgues).

A4 - Conclusion

En résumé, les relations structurales entre la zone SW de Belledonne et la zone corticale occidentale du M.E.P. montrent clairement que cette dernière est impliquée dans la structuration orogénique hercynienne qui s'achèverait à la fin du Carbonifère inférieur (Ménot, 1986; Ménot & al., 1987).

Le noyau révèle de nombreux traits structuraux communs avec la zone NE de Belledonne (migmatisation, métamorphisme barrovien, orthogneissification, granitisation) sans toutefois présenter la foliation mylonitique tardi-orogénique omniprésente dans cette dernière. Il correspond donc davantage à une portion de la zone interne de la chaîne, mais probablement non impliquée dans les processus d'hypercollision.

Au dessus de la série métamorphique (viséen) sont déposées en transgression, les formations détritiques du Stéphaniens inférieur témoins de l'érosion de la chaîne. Le métamorphisme hercynien s'achève donc dans un contexte de croûte épaissie soumise à l'érosion dans un régime tectonique en décrochement ouvrant des bassins en transtension (bassin parallèle de La Mure, fig.6; "synclinaux houillers" des Grandes Rousses). C'est au cours de cette période que se mettent en place les granitoïdes du M.E.P. (le plus ancien pluton serait le Granite du Rochail daté à 330 M.a., cf ci-avant).

B - LA STRUCTURATION ALPINE DU M.E.P.

Les granites tardi-hercyniens sont localement recouverts en discordance par le permio-houiller détritique à caractère continental (grès rouges permien des Rouchoux, fle La Mure), mais surtout en de nombreux points, par le Trias marin peu profond (grès de base, dolomie, schistes dolomitiques, gypse). Cette sédimentation discordante et hétérogène témoigne de l'importante érosion syn à post granites hercyniens, qui s'achèverait au Trias supérieur.

L'histoire alpine est marquée, du point de vue géodynamique, par **deux grandes périodes** :

1 - la distension (Trias-Jurassique) provoque (i) la transgression d'une mer peu profonde

(grès, dolomie, gypse) et la mise en place du volcanisme basaltique ("spilites") au stade "pré-rift", (ii) puis le découpage du socle en horsts et graben contrôlés par des failles méridiennes majeures N0-N20 et décalés par des décrochements N140 (stade rift, Lemoine & al., 1988). Cette tectonique conduit à la sédimentation de mer ouverte du Lias-Dogger (Lemoine & al., 1986; Dumont & al., 1987);

2 - la tectonique compressive (Crétacé-Miocène) en liaison avec la fermeture de l'océan ligure dans le domaine interne, provoque l'épaississement de la croûte, le pincement et le glissement de la couverture (Gillcrist & al, 1986; Tricart & al., 1986).

Les failles de la distension jurassique sont reprises en compression et décrochements: failles de la Muzelle, du Taillefer, accident de Lanchâtra-Muzelle... Cette tectonique s'est d'abord développée avec des contraintes N-S (Cénomaniens ?) puis E-W (depuis le Nummulitique): à l'W, accidents décrochants NE-SW (Ornon - Le Perier) et le décrochement Venosc - Col de La Muzelle, le chevauchement de La Muzelle, au centre, les chevauchements de La Meije et de L'Olan.

V - CONCLUSION

En définitive, il apparaît qu'à la fin du Carbonifère inférieur, le domaine dauphinois est une zone intracontinentale épaissie au sein de laquelle se mettent en place des granitoïdes de type post-orogénique. Dans les formations corticales, le stade ultime de structuration (déformation) du cycle hercynien est daté à 324 +/- 15 M.a. (Ménot & al., 1987). Il reste cependant une certaine incertitude concernant la formation du Taillefer ainsi que l'âge du dernier épisode de déformation dans le noyau.

Les minettes qui représentent un magmatisme fissural à "l'emporte pièce", semblent recouper seulement les formations corticales. Leurs datations radiométriques laissent subsister un doute sur leur âge de mise en place, dans un contexte structural où de nombreux âges radiométriques apparaissent rajeunis (Demeulemeester, 1982; Vivier, 1987).

La zone dauphinoise est ensuite soumise à une phase d'érosion et d'amincissement crustal qui s'achève au Jurassique (Dogger-Malm) mais dont on ne connaît pas précisément la durée et l'environnement de contrainte.

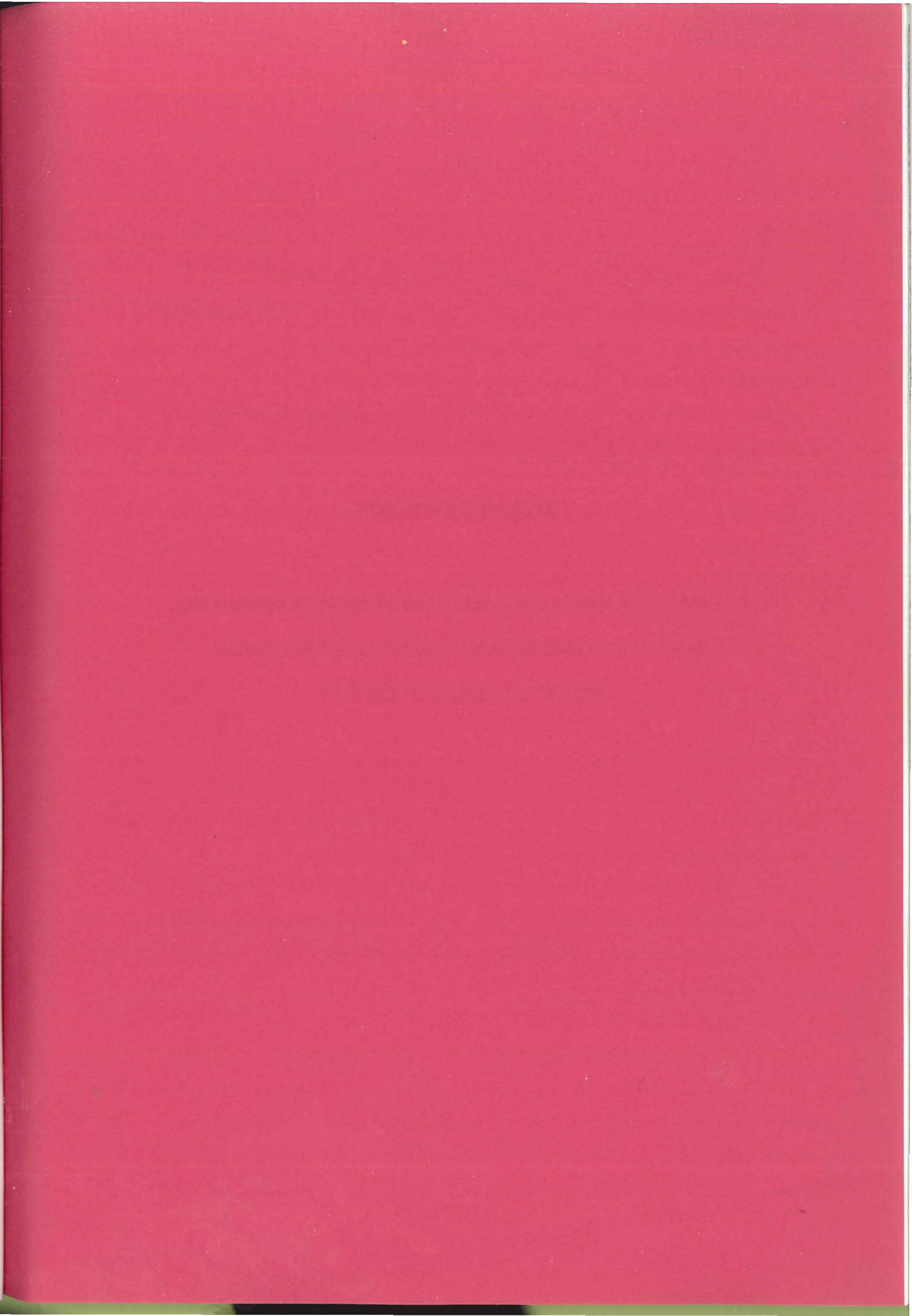
L'étude des filons basiques du M.E.P. permet d'apporter des réponses à ces questions.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be clearly documented and supported by appropriate evidence. This includes receipts, invoices, and other relevant documents that can be used to verify the accuracy of the records.

The second part of the document outlines the procedures for handling discrepancies and errors. It states that any differences between the recorded amounts and the actual amounts should be investigated immediately. Once the cause of the discrepancy is identified, appropriate steps should be taken to correct the records and prevent similar errors from occurring in the future.

The third part of the document provides guidelines for the storage and security of records. It recommends that all records be stored in a secure and accessible location, such as a locked filing cabinet or a secure digital storage system. It also advises that records should be backed up regularly to prevent data loss in the event of a disaster.

Finally, the document concludes by stating that maintaining accurate and secure records is essential for the success of any business or organization. It encourages all employees to take their responsibilities seriously and to adhere to the guidelines outlined in the document.



PREMIERE PARTIE :

**LES LAMPROPHYRES SUBALCALINS POTASSIQUES DU MASSIF
DES ECRINS-PELVOUX : CARACTERISATION, GENESE,
CONTEXTE DE MISE EN PLACE**

- PRÉSENTATION, TRAVAUX ANTÉRIEURS -

Dans le Massif des Ecrins-Pelvoux, on désigne classiquement sous le nom de "lamprophyres", des filons micacés de types "minette" et "kersantite", affleurant dans la partie occidentale du massif, au sein des formations non migmatitiques du "cortex" (Sarrot-Reynauld, 1964; Vatin-Pérignon & al., 1972 ; Aumaître et Buffet, 1973; Buffet, 1976).

Les travaux réalisés jusqu'à présent ont montré qu'il s'agit de roches composées principalement de micas ferro-magnésiens (phlogopite, biotite) et de feldspath potassique, auxquels s'ajoutent des cristaux altérés d'olivine et de clinopyroxène (Vatin-Pérignon & al, 1972; Aumaître et Buffet, 1973). Chimiquement, ce sont des roches basiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2=45-55\%$) caractérisées par des compositions simultanément élevées en alcalins (surtout K_2O : 2 à 6%) et en magnésium (MgO : 6 à 11%), (Vatin-Pérignon et al., 1972).

Le mica a fourni des âges radiométriques fini-carbonifères:

- 320 +/- 10 Ma, pour les minettes; méthode K/Ar (Baubron, 1980)
- 320 +/- 9 Ma par la méthode K/Ar et 323 +/- 10 Ma par la méthode Rb/Sr pour les

minettes du Petit Chaillol (Demeulemeester, 1982).

Si l'on admet que les principaux caractères chimiques des lamprophyres micacés du M.E.P. sont primaires (présence de phlogopite), les teneurs élevées en Mg et K posent des problèmes génétiques comparables à ceux posés par les roches ultrapotassiques (ou "magnésio-potassiques", Sabatier, 1980; Foley et al., 1987).

Il est en effet difficile d'expliquer l'origine des concentrations élevées à la fois en éléments incompatibles (K, Si, Th, Rb, Ba, La, Ce, U) et en éléments compatibles (Mg, Cr); notamment, par les modèles classiques d'enrichissement par fractionnement silicatés (Treuil & al., 1975; Minster & al., 1977).

Selon le classement de l'IUGS (1978) (* 1), les minettes et les kersantites sont deux types de lamprophyres calco-alcalins.

Nous tentons en priorité de caractériser ces roches et de confirmer leur appartenance au groupe des lamprophyres calco-alcalins. Notre second objectif est de montrer la présence dans le socle du M.E.P., d'un groupe distinct de lamprophyres calco-alcalins à amphibole seule, les "vogésites" et leur association avec des filons plus différenciés à amphibole/biotite, les quartz-

monzodiorites.

Nous présentons les compositions chimiques et l'affinité magmatique des lamprophyres, notamment par comparaison avec d'autres roches basiques à amphibole/biotite du Haut Dauphiné (enclaves des granites hercyniens, laves de la couverture stéphanienne des Grandes Rousses). Enfin nous étudierons (i) l'origine des lamprophyres, (ii) l'âge et le contexte géodynamique de leur mise en place.

** 1 : lamprophyres calco-alcalins : selon l'IUGS (Union internationale pour les Sciences Géologiques, Sous-Commission pour la Classification des Roches Ignées; in Streckeisen, 1979), il s'agit du groupe de roches filoniennes ou volcaniques associant les minettes, les kersantites, les vogésites et les spessartites.*

CHAPITRE I :
GISEMENTS DES LAMPROPHYRES ET DES ROCHES ASSOCIÉES

Les lamprophyres étudiés jusqu'à présent, affleurent dans le M.E.P., mais également à l'ouest du MEP, dans les unités sud de Belledonne (Coïro, Taillefer, Tabor; fle La Mure). C'est cependant seulement dans le M.E.P. proprement dit, que semblent affleurer les deux grandes familles de lamprophyres subalpins étudiés ici.

Nous associerons néanmoins à cette étude, des minettes du Massif du Taillefer, pour des raisons de données minéralogiques. Cette association apparaît raisonnable car la séparation du MEP et du Taillefer en unités indépendantes est principalement d'âge alpin (Lemoine & al., 1986; Barféty & al., 1979) et les formations du Taillefer, sont des structures hercyniennes qui prolongent vers le nord-ouest les formations corticales du M.E.P. (cf introduction générale).

Dans le MEP proprement dit, les lamprophyres étudiés proviennent soit de la zone centrale (triangle : St-Christophe en Oisans - Sommet des Bans - Pic de L'Olan, (fig. 2, 3) soit du sud-ouest et de l'ouest du massif (Champsaur, Entraigues en Valbonnais; fles. Orcières, La Mure, St-Bonnet).

Nous décrivons successivement les gisements étudiés de lamprophyres à biotite-phlogopite (minettes et kersantites) puis ceux des lamprophyres à amphibole ("vogésites") et des quartz-monzodiorites.

I - GISEMENTS DES LAMPROPHYRES MICACÉS (MINETTES ET KERSANTITES)

a - Caractères communs à l'affleurement

Minettes et kersantites présentent un aspect semblable à l'affleurement. Nous les distinguerons sur des critères chimiques (R.T. et composition du mica chap.suiv.). Ces roches sont généralement massives et compactes, y compris lorsqu'elles sont altérées, ce qui est fréquemment le cas. Seules les parties fracturées et diaclasées sont pulvérulentes (bordures).

La cassure des faciès peu altérés est sombre, de teinte "gris anthracite" (Sarrot-

Reynauld, 1964; Aumaître & al.; 1973) et d'aspect saccharoïde présentant d'abondantes paillettes de mica au sein d'une matrice feldspathique, calcitique et chloriteuse. La patine varie fortement selon le degré d'altération et la dimension des cristaux: (i) brun clair et aphyrique (filons du Taillefer), (ii) brun-rouge sombre à bordeaux, liée à l'abondance d'hydroxydes de fer, dans les faciès qui conservent des biotites saines, (iii) teinte caractéristique, verte mêlée de rose, témoin d'une altération généralisée, qui rappelle, malgré les différences de textures, celle de certains granites du MEP (granite de La Bérarde; granite du Combeynot).

b - Le Champsaur (fig. 7)

Les lamprophyres micacés sont particulièrement abondants dans le Champsaur. Les gisements les plus importants se trouvent dans le chaînon du Petit Chaillol (Buffet, 1976; Vatin-Pérignon & al., 1972), dans les formations amphibolitiques encaissantes des granites de Moutières et de Colle-Blanche et enfin, dans le Vieux Chaillol.

Dans le Petit Chaillol, nous les avons étudiés au Pas du Limon (X=897.45, Y=279.6, Z=1991, fig. 9). Il s'agit de trois filons parallèles (X2, X4, X5), N65 V à N70 V, prenant en écharpe le promontoire gneissique dominant la combe de Lavalette. On peut rattacher à ces filons, le filon de kersantite BH62 (coll. P.Le Fort) de la Montagne de La Motte en Champsaur.

Entre le village de Molines et le pluton granitique de Colle-Blanche, les lamprophyres micacés affleurent au voisinage des vogésites (minettes OH4a et OJ33 : Londonnière, coll.P.Le Fort; et T21, T22, T23; ce travail) :

Le filon T22 recoupe les amphibolites à l'emporte pièce sur une largeur de 5 à 6 mètres (X=901.6, Y=276.95, Z=1550; (fig. 10), sentier Molines-Vallon du Sellon). Il présente une structure zonée à intraépontes correspondant en fait à trois venues magmatiques successives, limitées par des contacts diaclasés mais francs :

1 - le filon central, massif et peu altéré, contient une biotite saine dont les dimensions décroissent vers les bordures (3 à 5 mm sur 0.2 à 0.4 mm à 2 mm au plus; éch. T22d et T22c; zone massive fig. 10).

2 - la venue entourant le filon central est altérée, de teinte gris - verte, laissant apparaître d'anciennes biotites chloritisées et des vésicules subcirculaires (1 à 4 mm) bordées de chlorites et remplies de carbonate et d'hématite parfois abondante (éch. T22b; zone vacuolaire altérée, fig. 10).

3 - à l'extérieur, la venue encaissante (éch. T22a) est plus fracturée, mais sensiblement

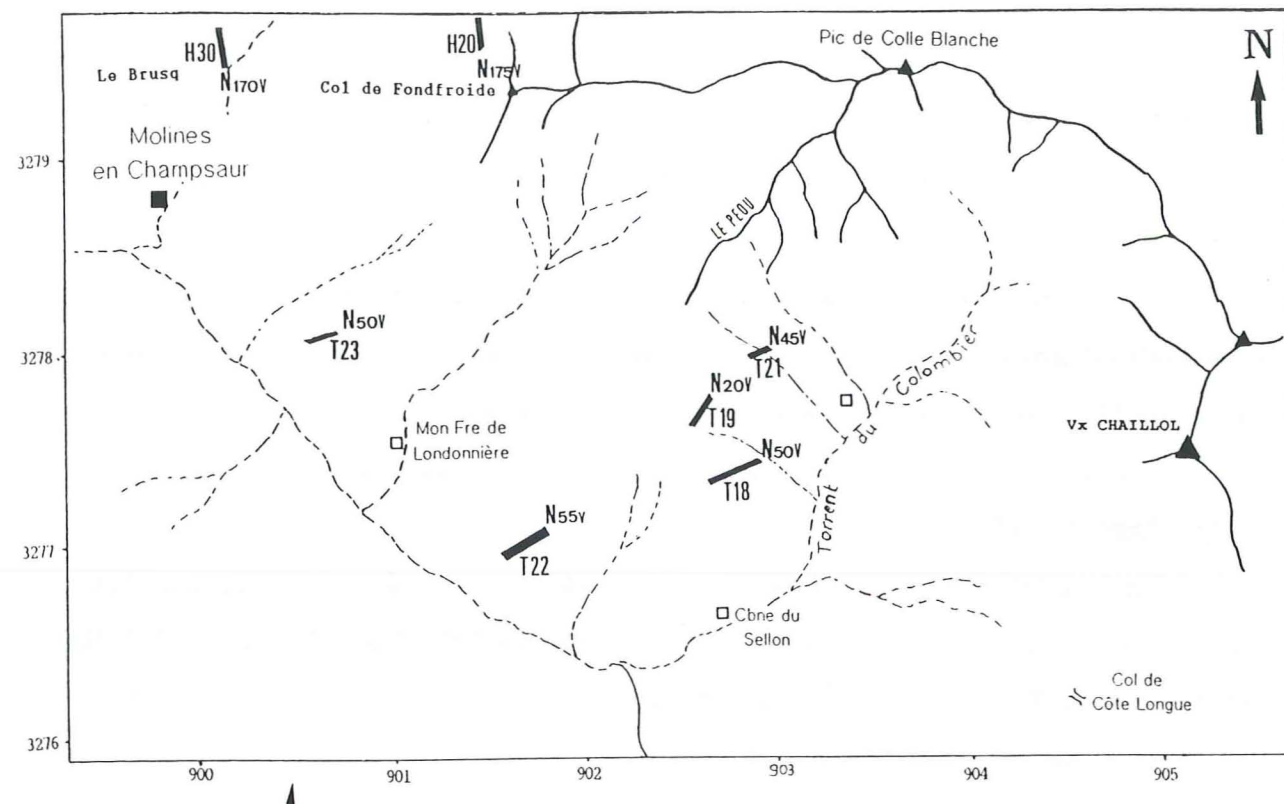


Figure 7 - Filons de la région de Molines en Champsaur. Les lamprophyres micacés étudiés (minettes, kersantites) orientés N45 à N55 vertical (filons T18, T21, T22, T23) se distinguent des filons de dolérites à pyroxène, orientés N20 à N175 (T19, H20, H30, cf. 2^e partie). (Coordonnées X, Y Lambert zone III.)

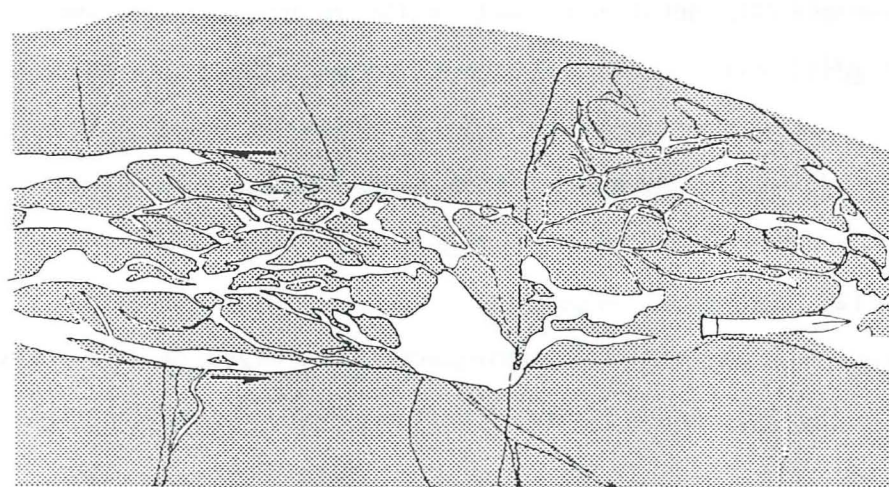


Figure 8 - Détail du filon de minette T21. Ce filon de 3 m de puissance, altéré mais massif, contient d'abondantes veines de carbonates roux de 0.5 à 10 cm qui ne recoupent pas l'encaissant amphibolique. La figure représente la zone centrale du filon bréchifiée par le réseau de carbonates (en blanc). Cette zone est parallèle aux épontes et séparée du reste du filon par des intra-épontes nettes.

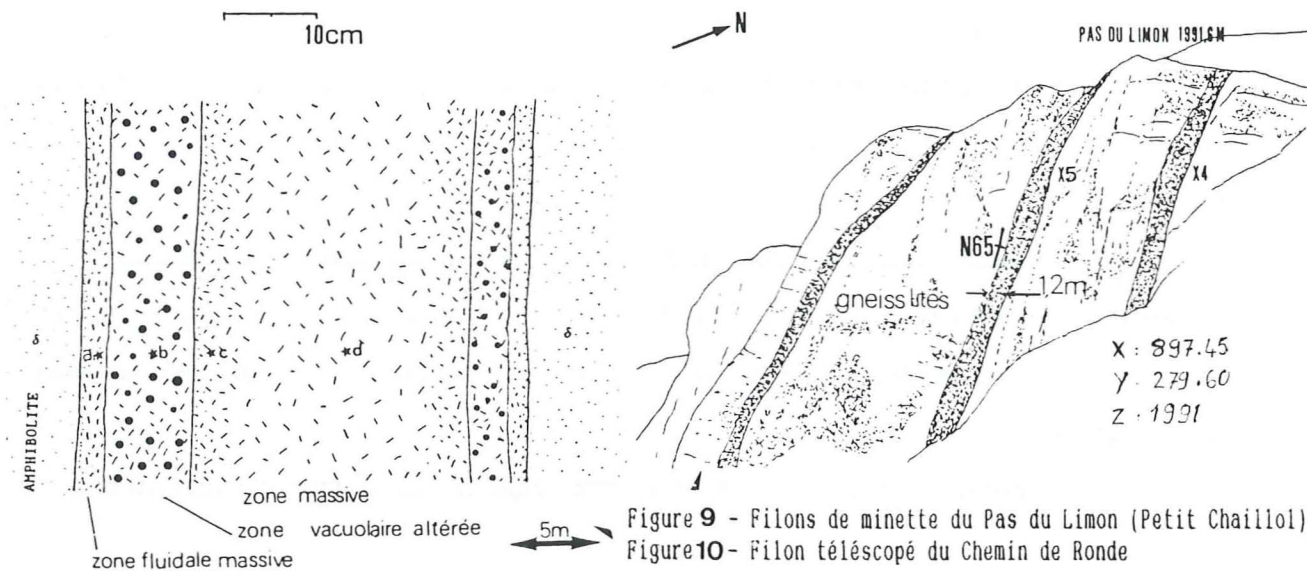


Figure 9 - Filons de minette du Pas du Limon (Petit Chaillo) Figure 10 - Filon télescopé du Chemin de Ronde

moins transformée que le faciès vacuolaire précédent (éch. T22b). La biotite saine, montre une orientation magmatique (éch. T22a; zone fluidale massive, (fig. 10). On retiendra que dans ce filon télescopé, l'altération est donc sensiblement plus importante dans la venue intermédiaire (T22b).

Les lamprophyres micacés du Vallon du Sellon (Vieux Chaillo, fig. 7) affleurent en rive gauche du torrent du Colombier au voisinage de filons de dolérite à pyroxène. Ils recoupent le sommet des amphibolites et le niveau repère de cipolin (fil. T18). Les lamprophyres présentent des directions constantes N40-N50 alors que les dolérites sont orientées N20 (fig. 7).

Le filon T21 (X=278.15; Y=903.08; Z=2140; N45-85W, fig. 8) est un exemple de minette altérée (Sarrot-Raynaud, 1964), mais il diffère des faciès habituellement observés par des inclusions de carbonate en veines centimétriques, contournées et tortueuses qui bréchifient le lamprophyre mais ne recoupent pas l'encaissant. La roche reste massive, dure et non pulvérulente, d'aspect nébuleux (tâches vertes de l'altération du mica en chlorite).

c - Le Valbonnais (secteur d'Entraigues, fle. La Mure)

Les lamprophyres micacés de ce secteur sont, semble-t-il, uniquement des minettes. Ils s'observent en bordure des routes reliant Entraigues au Perrier et Entraigues à Gragnolet, ainsi que sur les pentes du Vet.

Le filon T16 est situé en bordure de la route de Gragnolet, 1 km environ après Entraigues (X=886.12; Y=294.5; Z=850). Il recoupe sur 5 mètres de puissance les métagrauwackes fins à patine sombre et brillante de la Série du Taillefer, selon N65V.

Le filon de minette de la Combe des Roberts affleure sur les pentes du Vet dominant Entraigues (éch.433; X=885.78; Y=296.12; Z=1070; Sarrot-Raynaud, 1964; Vatin-Pérignon & al., 1972). Il recoupe les conglomérats de la Série du Taillefer sur environ 200 m et 15 m de puissance.

d - Le Taillefer

Les filons étudiés dans le massif du Taillefer, se situent dans le versant nord du sommet du Taillefer, au niveau de l'ombilic glaciaire dominant le lac Fourchu (X=883.4; Y=312.05; Z=2280-2390). Il s'agit probablement, de plusieurs segments d'un même filon recoupé par des failles mylonitiques méridiennes, et globalement orienté N120. On le suit depuis la voie normale du Taillefer jusqu'au pied du couloir de la Pyramide vers l'est. Dans le segment oriental, la roche aphyrique, diaclasée et altérée, a cependant fourni des reliques de pyroxène (éch. W1T, W2T). Dans les autres segments, la roche, remarquablement saine et massive (loin des accidents

mylonitiques) présente de multiples cavités de dissolution.

e - Les minettes du noyau : vallons de La Lavey et de La Mariande

Les lamprophyres micacés semblent rares dans le noyau. Nous avons observé deux filons de minette dans les gneiss de La Lavey, entre les granites des Étages et de Turbat-Lauranoure :

- le filon du vallon de La Mariande (V3, fig. 11) affleure, à la base du versant rive droite, environ 600 m en amont du verrou (X=903.58; Y=298.45; Z=1830). Il présente la patine "anthracite" et l'aspect saccharoïde classiques.
- le filon du vallon de La Lavey (S12; N165-85W, fig. 11) affleure en creux, sur 1 m de puissance, en rive gauche de la Muande, au sommet du cône de déjection stabilisé (lieu dit "Grande Côte"; X=904.4, Y=298.35, Z=1920). La roche assez altérée, présente une patine gris-verte, laissant voir de grandes biotites pluricentimétriques.

II - GISEMENTS DES LAMPROPHYRES A AMPHIBOLE (VOGESITES) ET DES QUARTZ-MONZODIORITES

Les vogésites apparaissent principalement concentrées dans le centre du M.E.P., au sein des formations du noyau, entre le Pic de l'Olan et la vallée du Vénéon (fig. 11). Ils affleurent également à l'est, dans le granite du Gioberney et dans son encaissant (linéament mylonitique de Peyre-Arguet) ainsi qu'au sud-ouest, dans les formations corticales du Champsaur à proximité des minettes et des kersantites.

Les quartz-monzodiorites semblent beaucoup moins abondantes. Je les ai observées uniquement dans le vallon de Lavey, au sein des migmatites. (fig. 11)

A - Les vogésites

La puissance des filons, généralement métrique, varie de quelques décimètres (R4, S6) à 8 m au moins (S9), sur 150 m au plus. Dans presque tous les gisements, la roche est massive et dépourvue de schistosité.

Des filons déformés et recristallisés (schistosité) s'observent dans les secteurs plus disloqués de l'est du MEP (fle St-Christophe/O.), au col du Gioberney (fil. R5), au glacier de la Pilatte (fil. R4) et dans le vallon du Chardon (fil. R7).

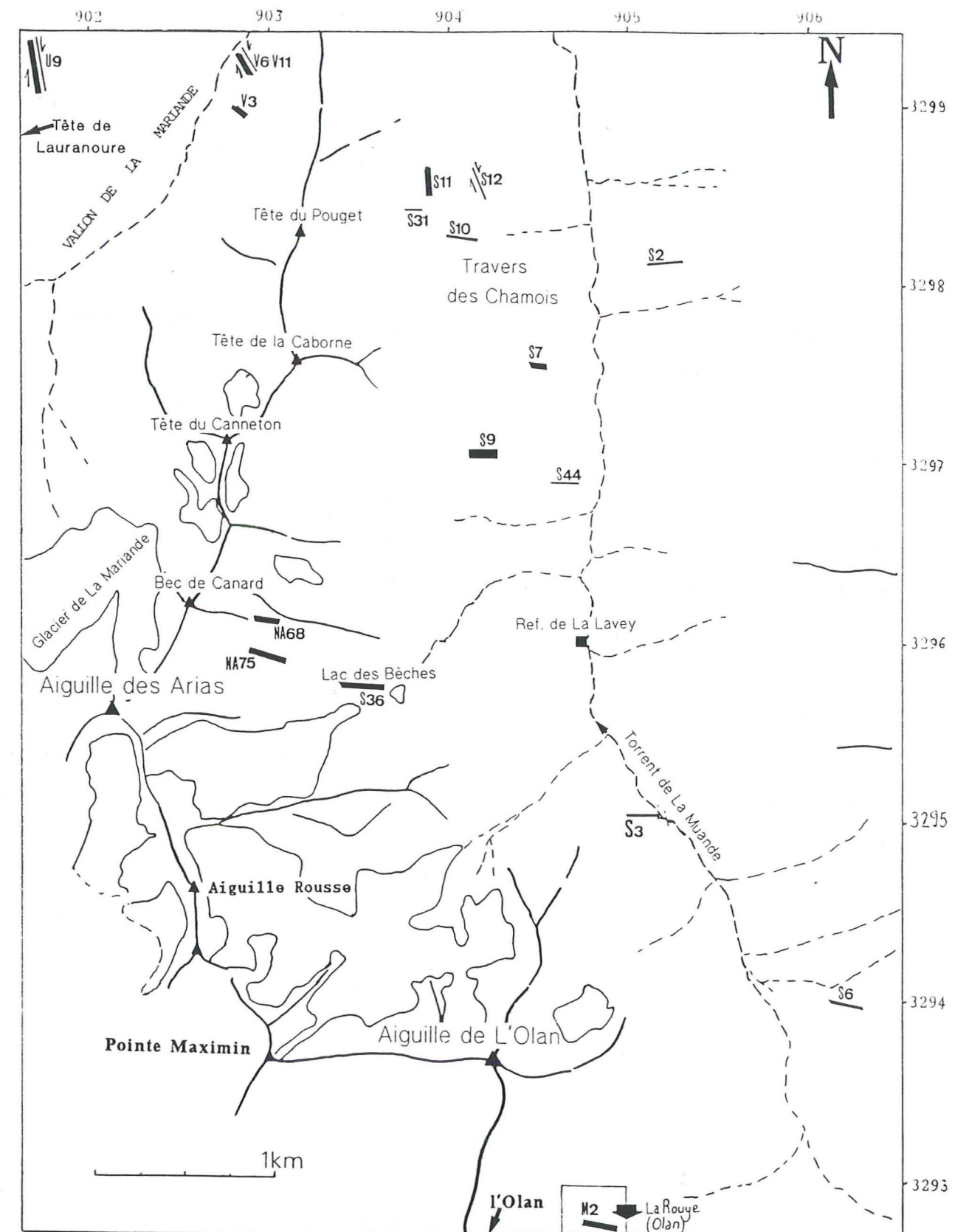


Figure 11 FILONS DE LAMPROPHYRES DU SECTEUR LAVEY-MARIANDE-LAURANOURE

Coordonnées X, Y : Lambert, Zone III

Vogésites : U9; V6; V11; S10; S11; S31; S2; S7; S9; S44; S36; S6; NA75; M2.
 Minette : V3; Kersantite: S12
 Quartz-Monzodiorites : NA68, S3, S9 (filon bréchique)

On distingue des faciès microcristallins, porphyriques et grenus :

Le type porphyrique et le type grenu sont facilement reconnaissables par leurs baguettes d'amphibole semi-centimétriques (10 à 20%, 0.3 à 0.8 cm). Ces faciès ont été observés uniquement dans le versant rive gauche de La Lavey. Partout ailleurs, ce sont des vogésites microcristallines à patine et cassure sombres, assez proches de celles des dolérites du cortège triasique (Aumaître & Buffet, 1973; Buffet, 1984; 2^e partie). Mais les vogésites se distinguent à l'affleurement par la présence de cristaux millimétriques corrodés de quartz et de feldspaths ("xénocristaux", chap.III).

a - Secteurs Lavey - Olan - Tête de Lauranoure (fig. 11).

Le secteur compris dans le triangle Pic de L'Olan - Tête de Lauranoure - Tête des Fétoules (fig. 11), hormis la zone du granite de Turbat, est probablement l'un des plus riches en filons de vogésite du M.E.P..

Ils sont abondants dans le versant occidental de La Lavey en aval du refuge. Les vogésites porphyriques affleurent uniquement dans ce versant supérieur rive gauche entre 1700 et 2400 m (fil.S10, S31, S36 -fig. 12c-, nombreux éboulis).

Les faciès grenus en filons de plusieurs mètres de puissance s'observent à la base du versant (fil.S7) et constitue l'essentiel du filon décimétrique bréchiq S9 à veines de quartz-monzodiorites.

Les vogésites de la Tête de Lauranoure se situent à la base de la branche orientale du Glacier du Pierroux (filons U9; X=902.75, Y=298.6, Z=2490). Il s'agit de cinq filons parallèles, recoupant les gneiss écaillés des parois sud-est de la Tête de Lauranoure (puissants de 0,8 à 2,5 m, N150-75E).

Les vogésites du vallon de La Mariande affleurent au niveau du verrou, en rive droite. Les deux échantillons V6a et V11a proviennent probablement d'un même filon métrique segmenté recoupant le gneiss de La Lavey selon N135 penté vers le nord.

Vers le Pic de L'Olan, les vogésites étudiées sont représentées par deux filons parallèles plurihctométriques (fil.M2, fig. 11, 12a) recoupant les gneiss amphiboliques à l'est du cirque glaciaire (N135V, La Rouye, X=905.45, Y=290.25, Z=2750).

b - Secteurs Gioberney - La Pilatte - Vallon du Chardon (fle.St-Christophe/O.)

Outre des filons de quartz-diorite décrits par Vatin-Pérignon & al. (1972) et Pécher (1984), la formation blastomylonitique de Peyre-Arguet est également recoupée par des vogésites

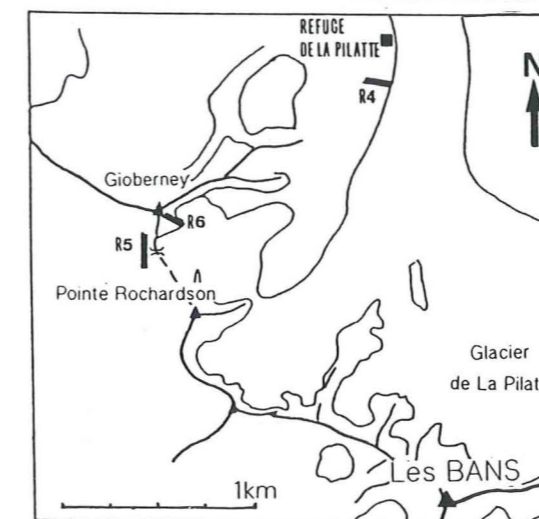
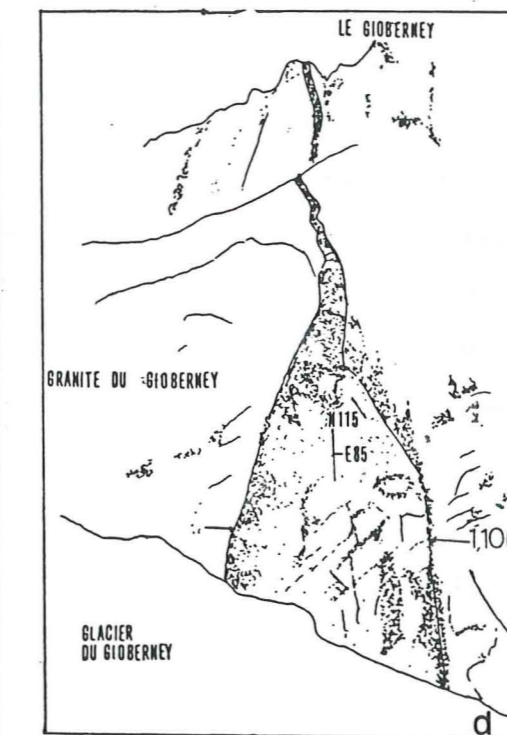
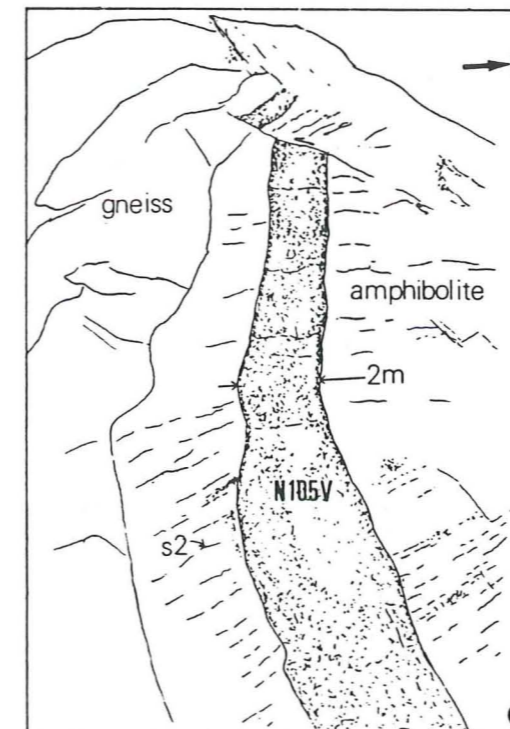


Fig. 12a - Filons de vogésites (M2) recoupant les amphibolites du secteur de L'Olan (Pic de La Rouye)
 Fig. 12b Filon bréchiq (S9) du Vallon de La Lavey, associant en contacts magmatiques, des vogésites et des quartz-monzodiorites. (cf détail chap.suiv.).
 Fig. 12c - Filon de vogésite du Lac des Bêches (S36), Vallon de La Lavey. L'encaissant est une écaille d'amphibolite.
 Fig. 12d - Filon de vogésite dans le granite du Gioberney (R6), c'est le seul exemple connu d'intrusion des granites tardi-hercyniens.
 Fig. 12e - Localisation cartographique des filons étudiés dans le secteur Pilatte - Gioberney.

(fig. 12e) :

- les filons R4 affleurent 500 m au delà du refuge de La Pilatte (X=971.95; Y=289.15; Z=2570) selon N140. Ils sont divisés en deux segments de pendages opposés (N80, S75), séparés par un accident N10.

- Les filons du Col du Gioberney (R5), affleurent en aval du col, dans les escarpements sommitaux du versant occidental, vers 3210 m. Ils sont dirigés N170-60E, dans un encaissant mylonitique broyé et délité (accès plus facile par le refuge du Pigeonnier).

- Le filon R6 se suit sans interruption dans le versant oriental du Gioberney au sein des granites du même nom, depuis le glacier (Z=3050) jusqu'à l'éperon sud (Z=3280) selon N110vert..

- Le filon du vallon du Chardon (R7) affleure en rive gauche, à 2150 m, quelques hectomètres avant le pont. Il est orienté N170vert., puissant de 3 m. La roche est entièrement recristallisée et ses bordures schisteuses. L'échantillon étudié (R7a) provient du coeur non schisteux.

c - Secteurs Champsaur - vallon de Clapouse (fle.Orcières)

Les vogésites étudiées provenant de la feuille Orcières ont été prélevées par P.Le Fort, vers 1967 (Vatin-Pérignon & al., 1972). Elles présentent un intérêt tout particulier puisqu'elles affleurent au voisinage immédiat des minettes et des kersantites, très abondantes dans ce secteur. Elles étaient jusqu'à présent, associées aux dolérites triasiques (Aumaître & al., 1973). On dispose des données structurales suivantes :

<u>ECH.</u>	<u>LIEU D'ECHANTILLONNAGE</u>	<u>ENCAISSANT</u>	<u>DIRECT./PEND.</u>
PN62	Val.Clapouse, f.Orcières	gneiss ocellés de Crupillouse (noyau)	N135V.
OJ11	Mais.Forest.Londonnières Molines, f.Orcières	Amphibolites du Chaillol ("cortex")	?
OJ32	idem	idem	?

B - Les quartz-monzodiorites

Toutes ces roches ont été observées dans le vallon de La Lavey.

a - Le filon S3 (X=907.05; Y=294.45; Z=1900; fig. 11, 13) affleure par intermittence sur une centaine de mètres selon N90, dans le versant rive gauche jusqu'au torrent de la Muande, au niveau duquel, il est cisailé. Ce cisaillement se traduit par un étirement dextre selon N140.

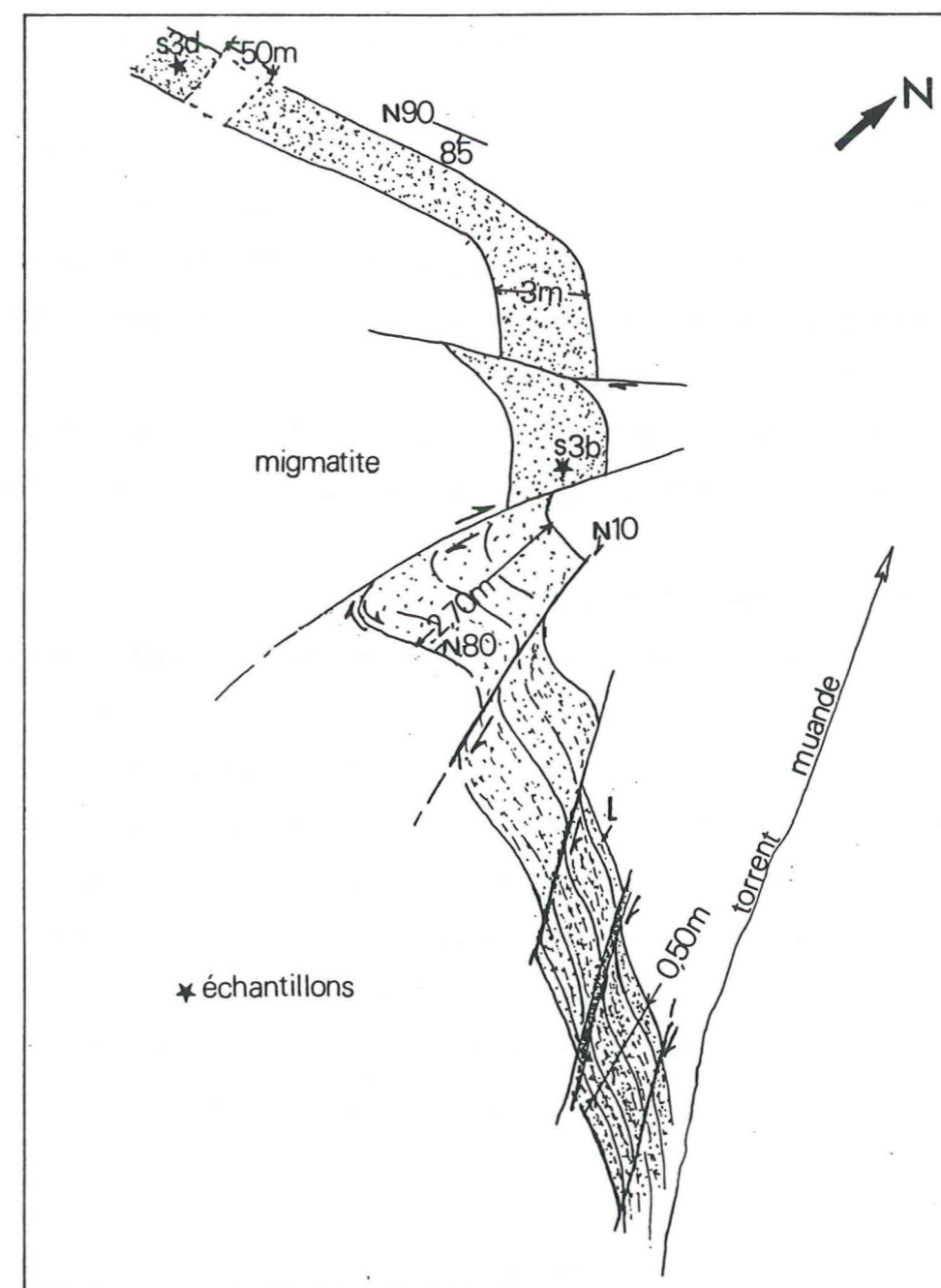


Figure 13 - Aspect du filon de quartz-monzodiorite à amphibole S3 (torrent de La Muande, Vallon de La Lavey; dessin d'après photo).

Ce filon affleure en rive gauche du torrent de La Muande selon N90 vertical et sur 200 m environ. Au niveau du torrent, il est cisailé, étiré et sensiblement aminci selon N140 vertical. La déformation est localisée et apparaît liée à un accident mylonitique du socle. Ce type de déformation caractérisée par une réduction importante d'épaisseur n'est pas observé dans les filons du cortège basaltique (Aumaître & al.; 1973; Buffet & al., 1979; ce travail 2° partie) y compris à proximité de l'accident alpin de L'Olan (cf 2° partie).

accompagné de multiples décrochements en échelons (linéations d'étirement) à déplacements inférieurs au mètre. Il entraîne un amincissement très important du filon (-50%), et témoigne d'une déformation par aplatissement non coaxial (déformation rotationnelle).

La déformation du filon de La Muande est associée au passage d'un accident mylonitique. Elle s'estompe rapidement à quelques mètres de la zone en décrochement, mais les effets du jeu de cet accident se manifestent probablement sur une cinquantaine de mètres au moins, où le filon même non déformé présente un degré de recristallisation très important (cf. chap. suivant éch. S3d). Le degré de déformation de la zone cisailée, caractérisé par une réduction très sensible de l'épaisseur, n'a, semble-t-il, jamais été atteint dans les filons doléritiques ou spilitiques du cortège éoalpin (Aumaître & al., 1973). Ce mode de déformation semble par conséquent, associé à une tectonique anté-triasique (décrochements tardi-hercyniens observés dans les formations sud de Belledonne ? (Ménot, 1987)).

b - Les autres échantillons de quartz-monzodiorite (fig. 11) proviennent du filon bréchiq ue de La Lavey (S9) et du filon NA68 situé sous le Bec de Canard (éch. P. Le Fort).

C - Le filon à intra-épontes du Petit Chaillol

G. Banzet et G. Buffet décrivent dans la Montagne du Petit Chaillol (com. pers. et Buffet & al., 1979), un filon à intra-épontes de quelques mètres de puissance, formé d'une venue centrale riche en amphibole brune et de bordures de minettes. Ils ont constaté une similitude pétrographique entre ce faciès à amphibole et les dolérites à amphibole seule de la lignée dolérito-spilitique triasique (Aumaître & al., 1973). Cependant, la mise en place de cette structure télescopée apparaît inexplicable si l'on admet un âge triasique pour le faciès à amphibole et un âge fini Carbonifère pour la venue de minette (cf. introduction générale). La partie centrale du filon correspond vraisemblablement à un lamprophyre à amphibole du type des vogésites (cf. Chap. IV, comparaison vogésites/dolérites à amphibole).

III - SYNTHÈSE DES DONNÉES STRUCTURALES

A - Répartition des lamprophyres et des quartz-monzodiorites (fig. 14)

La figure 14 représente les secteurs à forte densité de lamprophyres.

Les deux familles de lamprophyres se répartissent en deux grands domaines géographiques, presque distincts se recouvrant au sud dans les formations corticales

(Champsaur) :

1 - les filons de vogésite apparaissent abondants le long d'un axe nord-sud passant par St-Christophe/O. et le Vieux Chaillol. Leur présence également au Gioberney montre qu'ils affleurent dans un vaste périmètre du socle.

Ils recoupent principalement les **formations du noyau** (gneiss de La Lavey, amphibolites de L'Olan, linéament de Peyre-Arguet, gneiss de Crupillouse..) mais également les **amphibolites du complexe cortical** (Champsaur). On a également pu noter le cas unique d'un filon sécant dans le granite du Gioberney.

2 - les minettes et les kersantites jalonnent la bordure occidentale du MEP et les granites hercyniens : Taillefer, Entraigues en Valbonnais, bas Valgaudemar (minettes de St-Firmin; Buffet, 1976), Petit Chaillol et Vieux Chaillol. Nous en avons observé également au centre du M.E.P., mais elles semblent très peu abondantes.

Les lamprophyres micacés recoupent donc principalement les formations corticales du sud-ouest et de l'ouest du M.E.P. (amphibolites et niveau repère de cipolin, conglomérats du Chaillol, Série du Taillefer) ainsi que la Série du Taillefer dans le Taillefer proprement dit (conglomérats métamorphiques). Dans le versant du Taillefer, les minettes sont recoupées et décalées par des accidents mylonitiques méridiens.

B - Directions des lamprophyres (fig. 15)

1 - La direction dominante des filons de minettes et de kersantites (peu déformés) est comprise, d'après nos mesures, N40 et N70, en accord avec les travaux antérieurs (Buffet, 1976; Buffet & al., 1979).

Dans le centre du massif (Lavey-Mariande), ces filons sont basculés (S12, V3) et orientés N150 à N165, tout comme les vogésites basculées et schistosées de ce secteur (S10, S29).

- dans le **Valbonnais**, ils sont orientés N40 à N50 au sud d'Entraigues et N70 au nord d'un méridien passant par Entraigues.

- dans le **Petit Chaillol**, G. Buffet (1976) décrit des filons de minette très longs, dirigés N30 à N50. Les filons étudiés dans cette région (Pas du Limon) sont orientés N60 à N70.

- au nord du **Vieux Chaillol** dans les amphibolites corticales (Vallon du Sellon) les minettes sont dirigées N45 à N50.

2 - Les filons de vogésites et de quartz-monzodiorites sont orientés N90 à N135 lorsqu'ils ne sont pas déformés ou faiblement pentés (N150-N170). Les directions apparaissent localement plus homogènes :

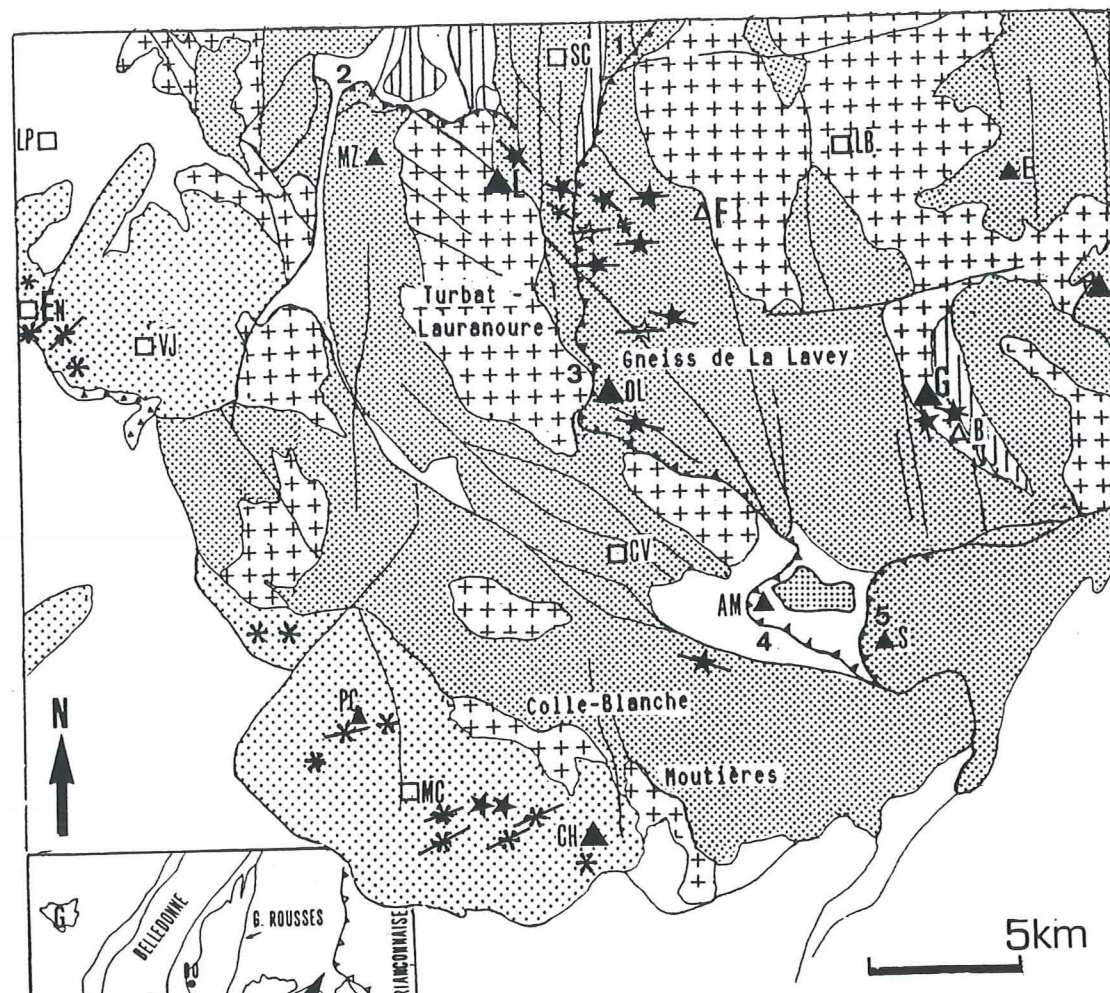


Figure 14 - GISEMENTS DES LAMPROPHYRES HERCINIENS DU MASSIF DES ECRINS - PELVOUX. (Schéma structural d'après Barfety et al.; 1984).

- ★ Lamprophyres à amphibole (vogésites)
 - ☆ Quartz-Monzodiorites
 - ✱ Lamprophyres micacés (Minettes, Kersantites)
 - Orientations des filons observés
- ▨ Formations corticales
 - ▤ Formations du noyau
 - ▧ Granites et granitoïdes tardi-hercyniens
 - ▩ Formation des Grandes Rousses
 - Couverture sédimentaire (Trias, Jurassique) et gneiss mylonitisés

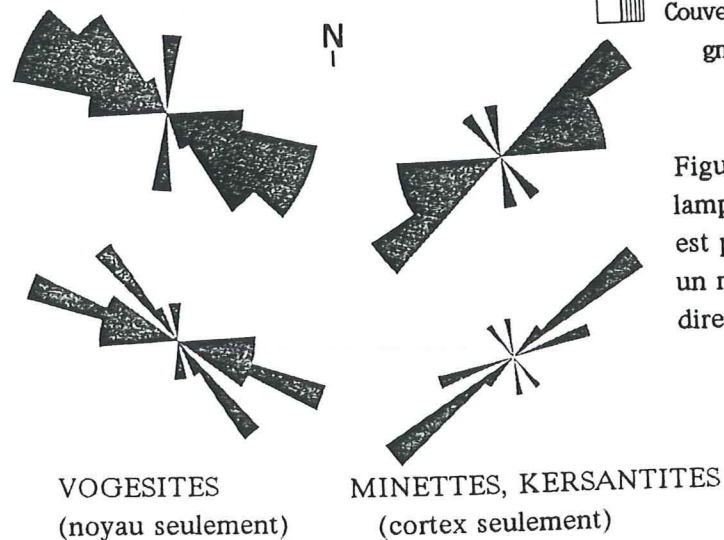


Figure 15 - Rosaces des directions des filons de lamprophyres du M.E.P.. La longueur des quartiles est proportionnelle au nombre de filons contenu dans un même intervalle de directions. Regroupement des directions par 15° en haut; par 10° en bas.

- dans le secteur de La Lavey, on distingue, au nord d'une ligne est-ouest passant par l'Aiguille Rousse (fig.11) une orientation sensiblement N90 à N105 des filons. Au sud de cette ligne les filons connus sont N130 vertical (S6 et M2).

En définitive, si les directions des lamprophyres micacés et des vogésites apparaissent distinctes à l'échelle du M.E.P., il faut rappeler (i) que l'on ne connaît pas les directions des vogésites associées aux lamprophyres micacés du Champsaur à l'exception du filon à intra-éponte du Petit-Chailloil qui témoigne localement d'une mise en place contemporaine dans une même fracture. (ii) De plus, les différents secteurs du M.E.P. ont été soumis, durant le cycle alpin, à des mouvements horizontaux qui ont pu les réorientés (Westphal, 1973; Gillcris & al., 1987; Vialon & al. 1989; Tricart, 1986).

IV - CONCLUSION

- (i) - Les lamprophyres affleurent non seulement au sein des formations corticales de l'ouest du MEP (Vatin-Pérignon & al., 1972) et dans les formations hercyniennes du Taillefer mais également dans les gneiss et les migmatites de l'unité du noyau (vogésites > minettes). En recoupant la série du Taillefer ces filons apparaissent donc bien postérieur à la phase de structuration hercynienne la plus tardive datée à 323 ± 12 M.a. (Ménot & al.; 1987), (cf. intro.générale).
- (ii) - Les quartz-monzodiorites s'observent en association structurale et géographique avec les vogésites porphyriques et grenues (i.e.: filon bréchiq. de La Lavey). Elles sont localement affectées par des déformations ductiles (aplatissement non coaxial) que l'on peut associer à la période anté-triasique.
- (iii) - Les directions des vogésites et des quartz-monzodiorites non déformées des secteurs centraux sont sensiblement est-ouest (N85V à 130V). Les directions des minettes et kersantites de l'ouest du M.E.P. sont comprises entre N40 et N70 (Champsaur, bas Valgaudemar, Valbonnais).

CHAPITRE II
PÉTROLOGIE ET MINÉRALOGIE DES LAMPROPHYRES ET DES FACIES DIFFÉRENCIÉS
ASSOCIÉS - DONNÉES D'AGES RADIOMÉTRIQUES

I - LES MINETTES ET LES KERSANTITES

A - PÉTROGRAPHIE

a - Caractères communs des faciès peu altérés

Les textures sont lamprophyriques s.s., plus ou moins fluidales, composées de phénocristaux (> à 0.3 mm) et de microphénocristaux (> à 0.03 mm) ferro-magnésiens hydroxylés (mica +/- amphibole) inclus dans une matrice feldspathique (Wimmenauer, 1972, Rock, 1977; Streckeisen, 1979) :

- * Le mica très abondant (30 à 45%), forme plusieurs générations de cristaux :
 - des microcristaux (0.01 à 0.2 mm) aciculaires, exempts de zonations et d'inclusions marquant la fluidalité magmatique;
 - des phénocristaux (0.5 à 2.5 mm), souvent zonés (coeur clair, brun-jaune et bordure brun-rouge foncé) et déformés (flexures, plis, kinks, fig. 20), présentant un pléochroïsme intense dans les brun-orangés (Ng) à jaune pâle (Np). Ils renferment des inclusions d'apatite, de magnétite, de rutile.
- * L'amphibole forme des cristaux courts corrodés et altérés en actinote et chlorite (T22d), parfois zonés (X1b, W31T) ou en agrégats. Les sections saines sont vert franc à vert-brun, pléochroïques (Ng:vert bouteille, Np:vert-jaune, brunâtre) et peuvent recristalliser en biotite (fig. 19). Elle pseudomorphose aussi le diopside (éch. W1t, W2T).
- * les anciens ferro-magnésiens (olivine, pyroxène) sont, sauf exception, totalement altérés en serpentine, chlorite, actinote, oxydes et calcite. Ils forment des sections généralement arrondies, bordées de biotite ou d'amphibole. Nous connaissons 3 gisements à clinopyroxène préservé : éch. W1t, Taillefer; V3b, Mariande; X1, Champsaur.

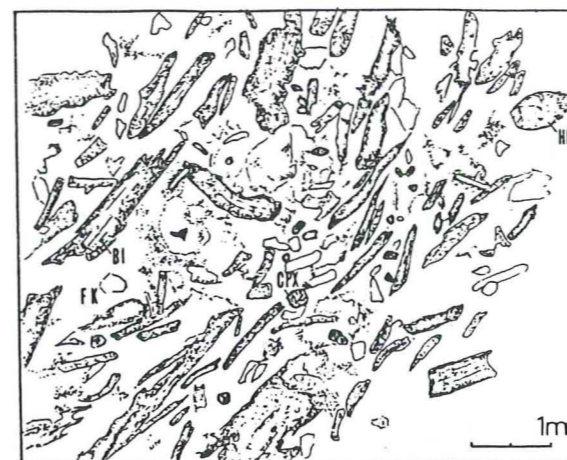


Figure 16

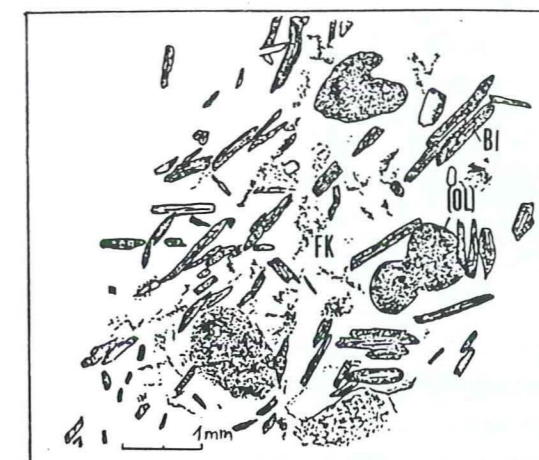


Figure 17

Figure 16 Minette mafique à clinopyroxène préservé. Echantillon V3b; Vallon de La Mariande.

La roche est composée de biotite-phlogopite marquant la fluidalité magmatique (BI), de feldspath potassique (FK), de nombreux microcristaux d'amphibole décolorée et de clinopyroxènes reliques ou altérés. On trouve aussi du sphène automorphe, des aiguilles d'apatite et du zircon.

Figure 17 Minette mafique. (Ech. 0H4a, Champsaur, coll. Le Fort). Les cristaux de ferro-magnésiens sont corrodés et altérés.



Figure 18

Figure 18 - Minette felsique, détail. Ech. OJ33, Molines en Champsaur. Amas de fines aiguilles de biotites qui pseudomorphosent un ancien cristal ferro-magnésien (amphibole ?).

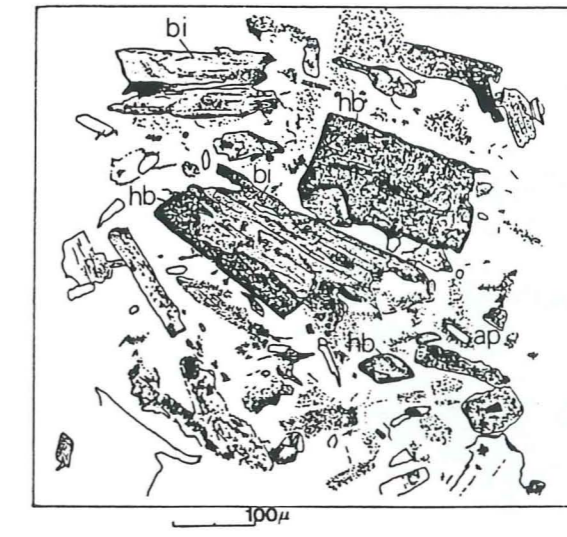


Figure 19

Figure 19 - Minette felsique, détail. Ech. GR, Valbonnais. Les minéraux ferro-magnésiens sont uniquement l'amphibole verte et le mica. On observe une recristallisation de l'amphibole en biotite.

PHOTOS N° 1, 2, 3, 4

Photo n°1 - Agrégat de clinopyroxène de type diopside chromifère (minette W2T, Taillefer, formation des conglomérats métamorphiques).

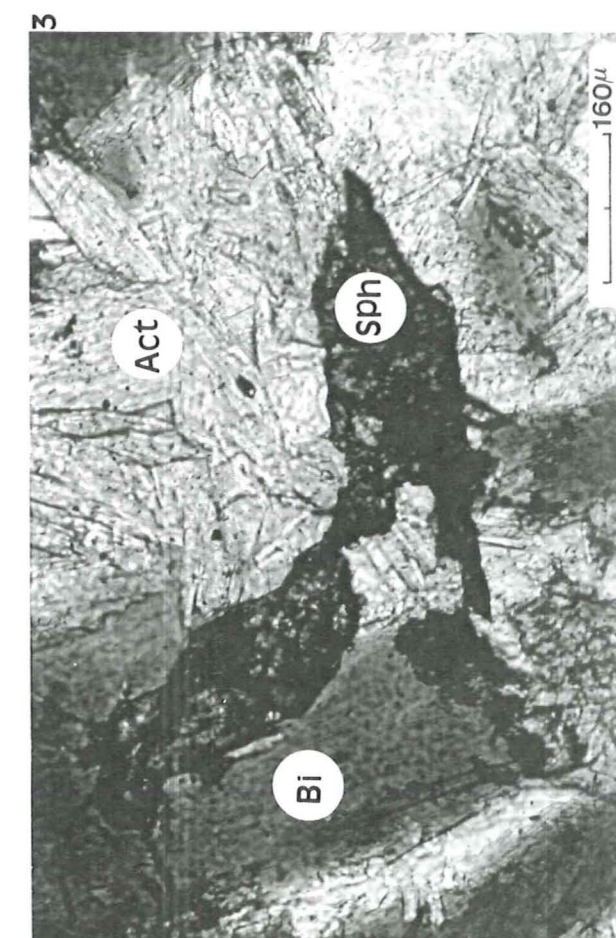
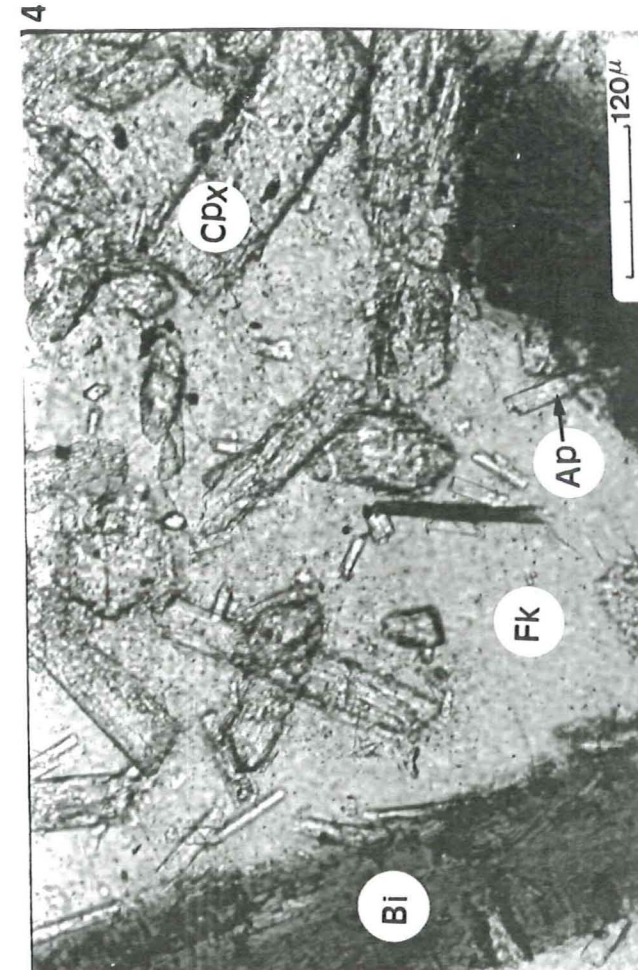
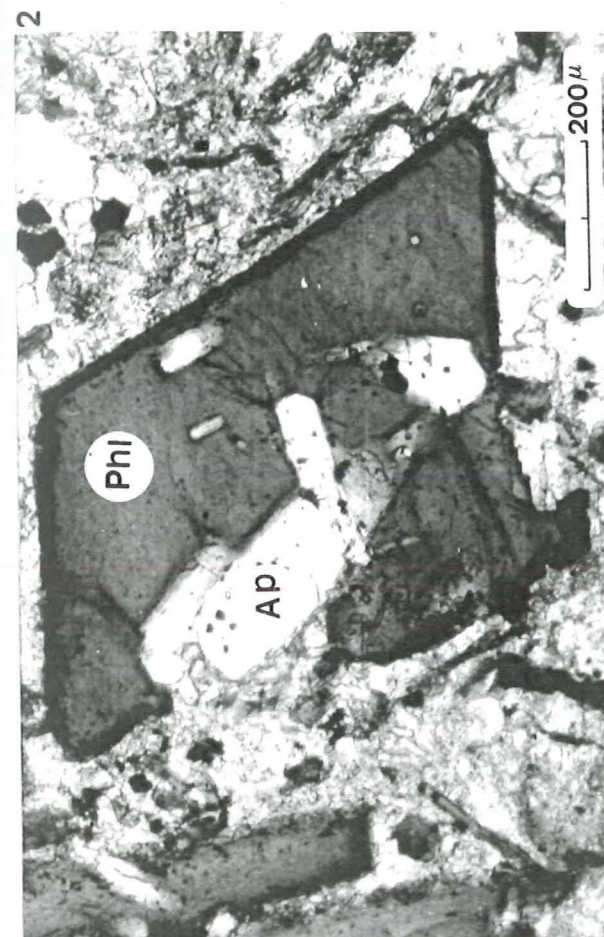
Une altération en phyllites affecte préférentiellement les cristaux sur le pourtour de l'agrégat et migre dans les joints de grains. Certains grains font entre eux un angle à 120° montrant nettement une ancienne texture de recuit. Ce type d'accrolement des cristaux tend à maximiser le rapport de leur volume global à leur surface totale de contact. Ces surfaces étant des sites de haute énergie libre de Gibbs, la minimisation des surfaces de contact contribue à une forte cohésion de l'assemblage. Cette texture serait acquise uniquement par restauration d'une ancienne texture sous de nouvelles conditions de P et T. Elle s'observe, bien développées, dans les pyroxénites (webstérites) du complexe catazonal de Touoba, (Côte d'Ivoire, Bard, 1981). où elles correspondraient à la restauration d'anciens cumulats. Dans ce dernier cas les conditions P et T seraient celles du métamorphisme granulitique.

Par conséquent cet agrégat n'est probablement pas à l'équilibre avec le magma lamprophyrique et doit être considéré comme un xénolite arraché au conduit d'ascension ou une relique non fondue de la source.

Photo n°2 - Phénocrystal de biotite phlogopite et inclusions d'apatite corrodée. (éch. minette W41T; conglomérats métamorphiques du Taillefer).

Photo n°3 - Phénocrystal déchiqueté de sphène. (Minette V3b. Vallon de La Mariande, gneiss de La Lavey, noyau). Minéral exceptionnel qui témoigne de la saturation du magma en titane. Il serait indicateur d'un fractionnement à H.P. (Ryerson & al., 1977).

Photo n°4 - Cristaux de clinopyroxène augitique inclus dans une section de feldspath potassique et biotite. (même éch. que photo n° 3)



- * La matrice alcaline potassique contient, en proportions variables, des plages chloriteuses, actinolitiques et calcitiques. On distingue aussi d'anciens plagioclases à bordures limpides (albite, adulaire probable; éch. OK53, BH62) et à cristallites épigéniques mimétiques de l'ancien maillage (éch. T16a, T22d, GR, OK53).
- * Les feldspaths alcalins sont l'orthose, l'adulaire et le microcline. L'orthose est fréquemment perthitique (éch. OJ33, 4.5.3). Le microcline forme la gangue des cristaux d'orthose (éch. BH62) ou remplit des interstices en association avec le quartz (éch. V3b). On l'observe aussi en grandes sections poecilites renfermant la biotite (éch. OJ33).
- * Le quartz, peu abondant (1 à 5 %), forme des sections polycristallines, interstitielles et des sections arrondies ou dentelées témoins d'une forte corrosion ("xénocristaux"), parfois bordées de grains d'opaque (éch. T21b) ou d'une auréole réactionnelle à aiguilles d'amphibole primaire et de biotite (éch. W1t).
- * Les minéraux accessoires sont l'apatite (en volume important 1-2 %); la titanomagnétite (moins de 1%), le rutile (sagénite, éch. X1, W3T, V3b), la pyrite et le zircon (éch. V3b).

b - Les faciès altérés

Dans les faciès altérés, la biotite est remplacée par une association de chlorite et d'oxydes. La matrice est remplie d'un feutrage calcitique et séricitique accompagné d'amas de chlorite et d'actinote. Le quartz est plus abondant, en plages polycristallines engrenées et déformées (extinction onduleuse, grains suturés, éch. BH62).

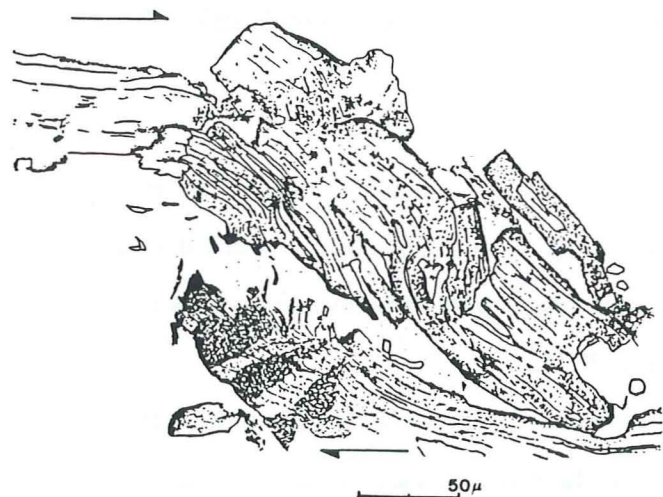
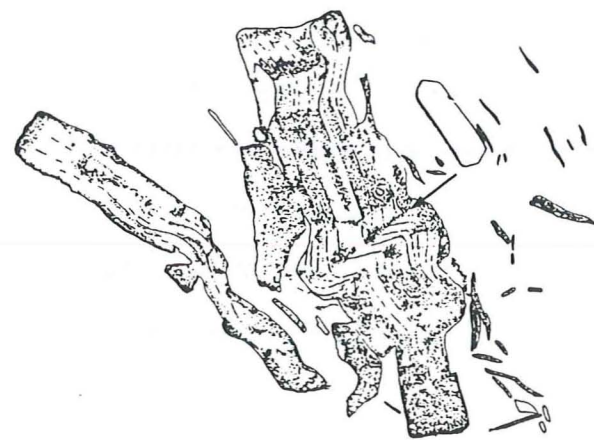
Les faciès totalement transformés sont riches en hydroxydes de fer (limonite, éch. T21a, T22b) parfois, en vésicules de chlorite et calcite, et en filonnets de carbonates roux. Le faciès altéré du filon à intraépontes de Molines (éch. T22b) présente une texture microlitique à biotites chloritisées, amphibole altérée, microlites de plagioclase, actinote, calcite, hématite.

c - Les faciès à pyroxène sain

Les minettes à pyroxène du Taillefer (W1T, W2T) sont microcristallines à phénocristaux de pyroxène automorphes (300µ à 1 mm) et à pyroxène polycristallins en enclaves xénolitiques (photo n°1). La biotite et l'amphibole sont reléguées dans la matrice.

La minette du Vallon de La Mariande (éch. V3b, fig. 16) typiquement lamprophyrique, contient des reliques de clinopyroxène automorphe ou corrodé (8 %; < à 0.6 mm), du sphène automorphe, du zircon et du rutile dans le mica. On notera la présence de reliques d'amphibole décolorée caractéristique des vogésites (photo n°5).

Figures 20



figures 20 - Phénocristaux de mica déformés
phlogopite, éch. 433 & 6x.

On observe des plis, des flexures et des kinks. En B, il s'agit d'un seul cristal rompu. La déformation a débuté par une torsion du cristal, s'est poursuivie par la formation de kink et s'est achevée par la rupture, en atteignant la limite de plasticité du cristal. Il s'agit de déformations intenses (Mancktelow, 1979) qui s'observent très fréquemment dans le mica des minettes et des kersantites du MEP.

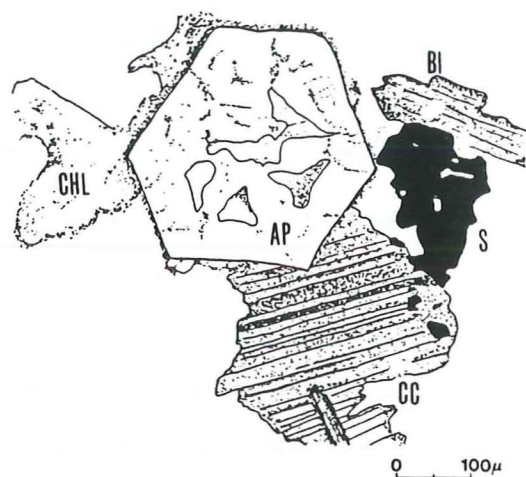
Figures 21

A - Section d'apatite automorphe (minette mafique, éch. 0L510, Vieux Chaillol, coll. Le Fort).

B - Les cristaux d'apatite de la minette felsique OJ33 sont en revanche, très corrodés (éch. OJ33, Molines en Champsaur, coll. Le Fort).

Ap: apatite, Chl: Chlorite, CC: calcite, Bi: biotite, S: sulfure

Figures 21



d - Les faciès à grandes biotites d'aspect pegmatitique

Certains filons, comme celui du Vallon de La Lavey (filon S12) sont à grandes biotites pluricentimétriques (2 à 4 cm) et matrice lamprophyrique fine et recristallisée (chlorite, sérécite). G. Buffet (1976) en signale dans la basse vallée du Valgaudemar (biotites de plus de 5 cm à St-Firmin).

B - COMPOSITIONS DES MINÉRAUX ANALYSÉS

a - La biotite et le phlogopite

Les analyses présentées ici (Tab. I et annexe I - A) appartiennent aux minettes (éch. OJ33) et aux kersantites (éch. BH62)

Les compositions obtenues sont principalement des biotites s.s. ($Fe > 1/2 Mg$). Le phlogopite chromifère (Cr_2O_3 jusqu'à 1.5 %) a été analysé dans le coeur clair des phénocristaux de minettes ($MgO = 19\%$).

Les variations de composition concernent principalement Fe, Mg, Ti, Al, Cr. Cependant, la biotite des minettes est plus siliceuse, plus magnésienne et chromifère que celle de la kersantite. A l'inverse, elle est moins alumineuse, ferrifère et titanifère.

* **comparaisons** : Les micas analysés des minettes (OJ33) et des kersantites (BH62) présentent des compositions comparables à celles des micas de minettes et de kersantites cités en références (Bachinski et al., 1984; Bergman, 1987; fig. 22, 23; Tab. 1).

Par ailleurs, à l'instar de ceux du M.E.P., les micas des lamprophyres calco-alcalins ont des compositions en alumine très variables.

Bachinski (1984) montre également l'omniprésence d'un "bimodalisme" Mg-Cr vis à vis de Fe-Ti dans les minettes d'un grand nombre de gisements : les phénocristaux sont fortement zonés, à coeur clair, riches en MgO, Cr_2O_3 , NiO et plutôt pauvres en TiO_2 (2.9%). Leurs bordures et les cristaux de la pâte sont brun-rouge moins magnésiens et plus titanifères et ferrifères.

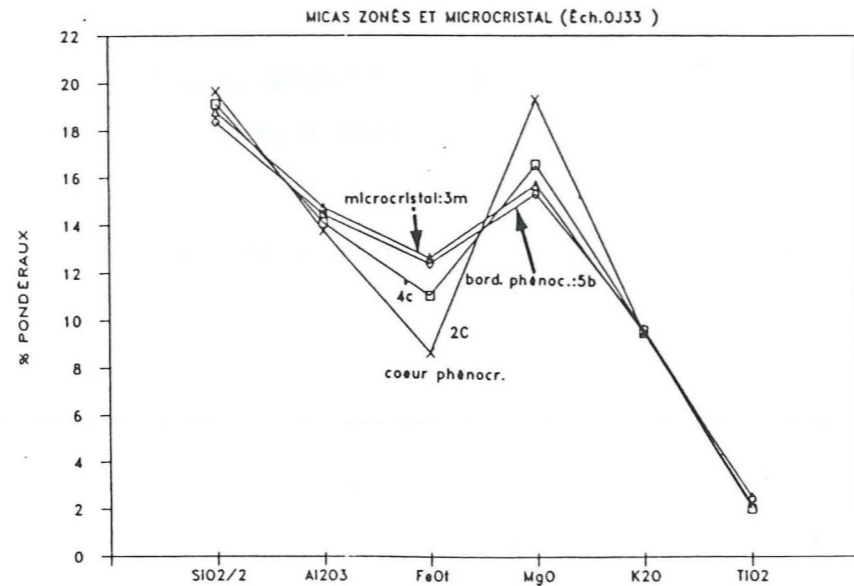
Dans les minettes des Alpes du N-O (Dal Piaz et al., 1979, Venturelli, 1984) les zonations révèlent également un accroissement de Ti, Fe et Al du coeur vers la bordure. De plus ces cristaux sont déformés (flexures, plis, kinks). De telles déformations s'observent aussi dans le phlogopite des minettes effusives de Leucite-Hills ("wyomingite", 1.1 Ma, Barton & al, 1981).

TABLEAU 1 ZONATIONS DU MICA DES MINETTES, KERSANTITES ET CUMULATS DES LAVES POTASSIQUES

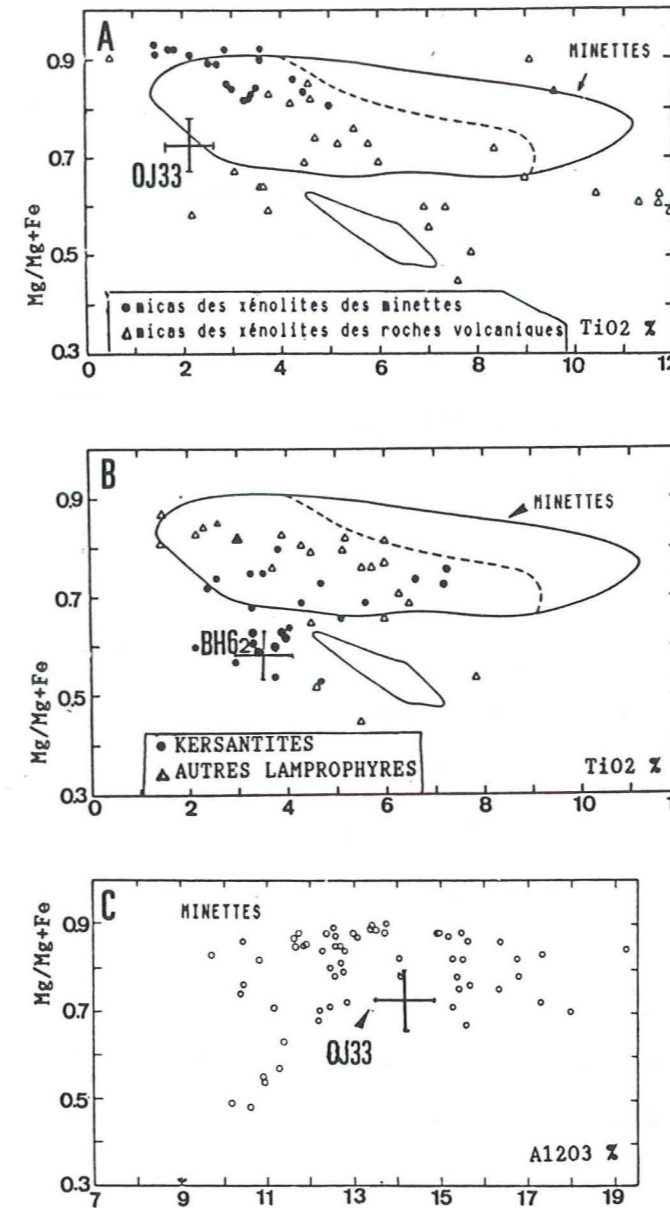
N° anal.	1				2		3		4		5
	Minette M.E.P. Éch. OJ33				Minette Pliocène (Mexique)		Minettes, Olig. Alpes N.O. (Italie)		Kersantite Cherchel (Algérie)		Anorthosite Roccamonfina (Italie cent.)
	4	5	2	3	158C	158R	247C	247R	3	4	M
	C	B	C	M	C	B	C	B	foncé clair		
SiO2	38.21	36.69	39.27	37.56	38.66	38.92	38.8	36	36.59	37.74	35.7
TiO2	2.03	2.48	2.23	2.53	3.55	3.50	2.62	2.85	6.88	4.34	3.39
Al2O3	14.08	14.44	13.73	14.72	13.83	13.40	12.2	15.4	13.5	12.81	15.45
Cr2O3	0.51	0.02	1.53	0.1	0.46	0.20	0.09	-	-	-	-
FeO*	11.02	12.37	8.64	12.62	6.63	6.47	10.7	14.9	15.597	14.82	16.112
MnO	0.13	0.14	0.04	0.2	0.05	0.03	0.15	0.21	-	-	0.23
MgO	16.56	15.31	19.31	15.7	21.62	21.97	19.1	14.3	13.6	16.47	13.68
CaO	0	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	-	-	-	-	-
Na2O	0.1	0.11	0.11	0.14	0.42	0.45	0.12	0.25	0.46	0.35	0.04
K2O	9.58	9.67	9.5	9.47	9.98	9.96	9.500	9.3	8.88	9.02	9.38
H2O	3.96	3.88	4.1	3.97	3.61	3.57	-	-	-	-	5.84
Ce2O3					0.04	0.09					
BaO					0.43	0.45					
SrO					0.04	0.06					
F					1.15	1.22					
TOT.	96.18	95.14	98.49	97.06	100.50	100.32	93.28	93.21	95.51	95.55	99.82
Mg/Mg+Fe	0.726	0.688	0.799	0.689	0.853	0.858	0.761	0.631	0.583	0.629	

- (*) : Fer total en Fe2+
- 4C & 5B: coeur et bordure d'un phénocrystal zoné de la minette OJ33 (Champsaur).
2C: coeur phlogopitique d'un phénocrystal zoné, même échantillon.
3M: microcristal non zoné, même échantillon.
 - coeur et bordure d'un phénocrystal de phlogopite des lamprophyres calco-alcalin de la ceinture volcanique mexicaine (minette). In Wallace et Carmichael, 1989.
 - Coeur et bordure d'un phénocrystal provenant des minettes associées au volcanisme andésitique potassique des Alpes du N.O. (Vallée d'Aoste). Venturelli & col., 1984.
 - Ti-biotites des kersantites de cherchel (Algérois), zonations discontinues. Lepvrier et Velde, 1976. analyses 4 et 3, Tab. II.
 - Biotites de cumulats anorthosiques inclus dans les laves hyperpotassiques du volcan Roccamonfina, Italie Centrale. In Giannetti, 1982

C : coeur, B : bordure M : microcristal



Figures 23

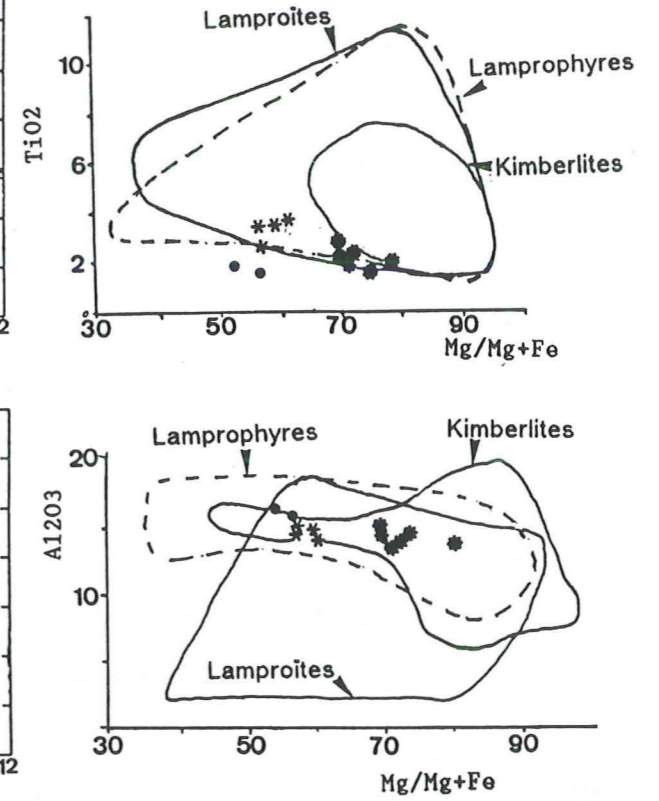


Figures 23 compositions des biotites du MEP par rapport aux micas des lamprophyres calco-alcalins:

A: variations de Mg/Mg+Fe en fonction de TiO2 pour les minettes et enclaves ultrabasiques des minettes.
B: variations de Mg/Mg+Fe en fonction de TiO2 pour les kersantites. C: variations de Mg/Mg+Fe en fonction des Al2O3 des minettes. (diagrammes et sources: Bachinski, 1984).

Les croix représentent les domaines de composition des lamprophyres analysés, par rapport à la moyenne (centre).

Figures 22



Figures 22 Domaine de compositions de Al2O3 vs Mg/Mg+Fe et TiO2 vs Mg/Mg+Fe des lamprophyres, des kimberlites; et lamproites. in Bergman, 1987.

- vosgésites
- * minettes
- × kersantite

Pour cet auteur, il s'agirait de cristaux non fondus de la zone source).

b - L'amphibole

L'amphibole de la kersantite BH62 (Tab. 2, annexe I-B, fig. 24) présente des compositions variables en Mg et Fe (FeO: 18 à 26 %) et peu variables pour les autres constituants. Elle se classe en **pargasite ferrique**, accessoirement en **hornblende pargasitique ferrique** (Leake, 1979). Elle se distingue nettement des amphiboles alcalines (Na > K) et titanées des lamprophyres alcalins (kaersutite, barkevickite; Rock, 1977, Strekeisen, 1978) par des compositions en titane et des rapports Na/K sensiblement plus faibles. Une amphibole chimiquement et optiquement très semblable, s'observe dans les cumulats des épanchements pyroclastiques potassiques du volcan Roccamonfina (Italie Centrale; Giannetti, 1982; Tab. 2).

c - Le pyroxène

Les analyses chimiques effectuées (Tab. 3) ne concernent que le pyroxène du Taillefer (WIT). Il forme des cristaux millimétriques et des agrégats xénolitiques à joints triples (textures de forte cohésion, **photo n°1**) parfois abondant sur la bordure des filons épais. Les analyses des sections automorphes et de reliques de cristaux isolés présentent des compositions de **diopside chromifère** (Wo₄₆,En₄₈,Fs₆; 0.51% < Cr₂O₃ < 1.07%; **chromdiopside**, Morimoto, 1988).

En revanche, le pyroxène des minettes de La Mariande et du Pas du Limon présente des caractères optiques assez différents (macle *h1[100]* de l'augite).

* **comparaisons** : Les compositions en SiO₂,Al₂O₃, MgO et surtout TiO₂ rapprochent ce diopside de ceux des basaltes calco-alcalins (Tab. 4). Ils présentent de fortes similitudes avec les clinopyroxènes d'autres roches magnésio-potassiques citées en référence et avec les pyroxènes du manteau (Tab. 4) Ses rapports Ca/Na et Al/Ti le placent à proximité des lamprophyres calco-alcalins dans le diagramme de Rock (1987; fig. 26).

d - L'analyse d'une section relique de **plagioclase** dans la kersantite BH62 indique une composition de labrador (An₅₂, **annexe I - C**).

TABLEAU 2 AMPHIBOLE PRIMAIRE DE LA KERSANTITE BH62, COMPARAISON AVEC LES ROCHES POTASSIQUES

	1	2	3	4	5
	kersantite: BH62 M.E.P.	monzodiorite Roccamonfina Rég.Romaine	xénolites à cpx/amph. Leucite Hills Wyoming	Lampr.Calc.Alc. Colima, Mex.Volc.Belt	Amphib. Lamproph. Calco-Alcal. n=32 +/-
Éch.:	n=6	M S	MvB2	n=1	
SiO ₂	40.61 (1.08)	37.98 38.65	45.3	42.4	45.7 4.3
TiO ₂	1.59 (0.57)	1.65 1.71	1.28	2.5	2.8 1.2
Al ₂ O ₃	12.46 (0.91)	14.02 12.78	10.5	12.1	9.4 4.8
Cr ₂ O ₃	0.02 (0.01)	- -	0.38	-	-
FeO _t	21.90 (2.29)	17.17 21.08	9.56	12.8	14.2 4.2
MnO	0.39 (0.10)	0.22 0.49	0.11	0.2	0.24 0.12
MgO	6.68 (1.38)	8.79 7.39	15.2	13.8	12.6 2.2
CaO	11.06 (0.32)	11.93 11.81	11.9	11.1	9.6 4
Na ₂ O	1.77 (0.09)	1.3 2.14	1.73	2.7	3.6 2.9
K ₂ O	1.35 (0.19)	2.63 2.29	1.13	0.4	1.2 0.8
H ₂ O	1.94 (0.03)				2.1 0.8
TOT.	99.763 (0.56)	95.69 98.34	97.09	98.0	
100 Mg/Mg+Fe	56.914				
Si	6.2827 (0.160)T				
Al (IV)	1.7172 (0.160)				
Al (VI)	0.5541 (0.042)C				
Cr	0.2581 (0.571)				
Ti	0.1842 (0.064)				
Fe ³⁺	0.1237 (0.035)				
Mg	1.5354 (0.298)				
Fe ²⁺	2.5997 (0.307)				
Mn	- -				
Fe ²⁺	0.0722 (0.031)B				
Mn	0.0514 (0.014)				
Ca	1.8319 (0.040)				
Na	0.0443 (0.025)				
Na	0.4868 (0.038)A				
K	0.2670 (0.038)				

Figure 24

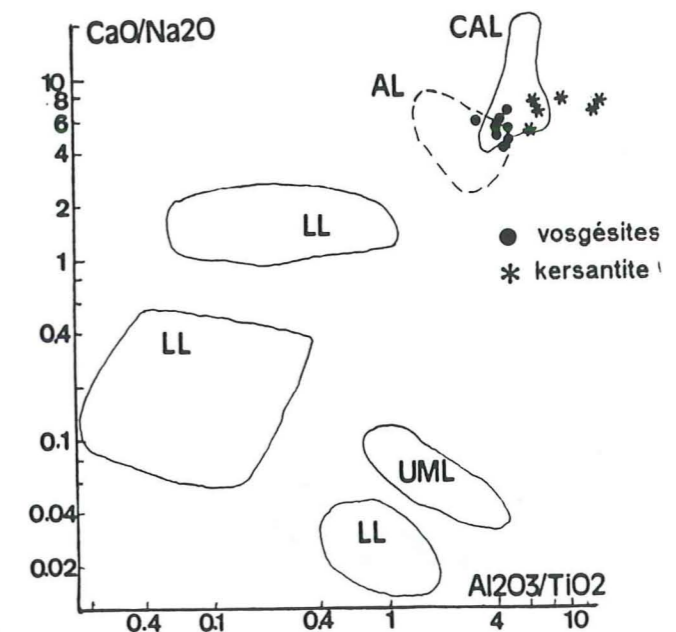


DIAGRAMME DE DISCRIMINATIONS DES AMPHIBOLES DES LAMPROPHYRES, in ROCK, 1987: CAL: lamproph. calco-alcalins; AL: Lamproph. alcalins; UML: Lamproph. ultrabasiques; LL: Lamproïtes

Paramètres de la nomenclature de Leake, 1978: Kersantite BH62

(Ca+Na)B = 1.8762

(Na)B = 0.0443 NOMS: pargasites ferriques [pour Si(T)<6.25]

Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺)=0.3663 et hornblendes pargasitiques ferriques [pour Si(T)>6.25]

- 1 Éch. BH62: moy. an. 7, 8, 9, 10, 11, 12 (cf Annexe I-B) : cristaux idiomorphes (120-300 microns) analyses: microsonde de l'université P. & M. Curie, Paris. Avec la collaboration de B. Azambre.
- 2 Analyses M & S: amphiboles (pargasites ferriques) des monzodiorites en enclaves dans les laves ultrapotassiques du volcan Roccamonfina, région romaine. In Giannetti, 1982.
- 3 MvB2: moyenne de 9 analyses d'amphibole d'un xénolite à cpx/amphibole inclus dans les laves potassiques de Leucite hills, Wyoming. Barton & al., 1981.
- 4 Volcan Colima, Mexico; Luhr et Carmichael (1980) in Gill, 1981 p.178.
- 5 moyenne et écart type des amphiboles des lamprophyres calco-alcalins in Rock, 1987 p.199

Tableau 3 PYROXÈNE DE LA MINETTE DU TAILLEFER

N° anal.	formule structurale (Morimoto, 1988)(*)				
	1	3	4	5	
SiO2	52.75	53.30	53.20	53.00	Si4+ 1.944 1.966 1.959 1.952
TiO2	0.24	0.25	0.30	0.24	Al3+(IV) 0.056 0.034 0.041 0.048
Al2O3	1.44	1.07	1.28	1.55	Fe3+ 0.000 0.000 0.000 0.000
Cr2O3	1.07	0.51	0.65	1.06	Al3+(VI) 0.006 0.012 0.014 0.019
NiO2	0.01	0.04	0.03	0.04	Fe3+ 0.058 0.022 0.031 0.038
FeOt	3.63	3.99	4.06	3.62	Ti4+ 0.007 0.007 0.008 0.007
MnO	0.10	0.08	0.10	0.10	Cr3+ 0.031 0.015 0.019 0.031
MgO	17.10	16.85	16.67	17.05	Mg2+ 0.898 0.927 0.915 0.906
CaO	22.32	22.76	22.66	22.10	Fe2+ 0.000 0.017 0.012 0.000
Na2O	0.29	0.20	0.29	0.30	Mn2+ 0.000 0.000 0.000 0.000
K2O	0.00	0.00	0.02	0.00	
Tot.	98.95	99.05	99.26	99.06	

100Mg/(Mg+Fe2++Mn) 94.25 91.48 91.54 92.42

Analyses 1,3,4,5: Ech. Wlt, Taillefer, phénocristaux, 100 à 400 microns
 Mo, En, Fs : Deer et al., 1979
 (*): Calcul de la formule structurale pour la classification des cpx de Morimoto, 1988
 correction Fe3+/Fe2+ selon Vieten & Hamm, 1976

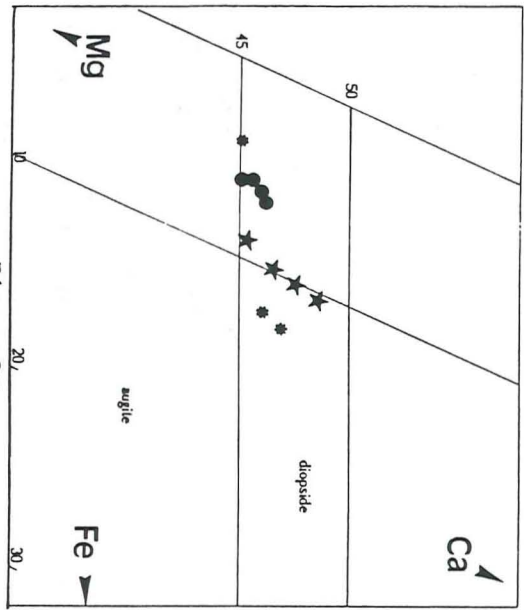


Figure 25

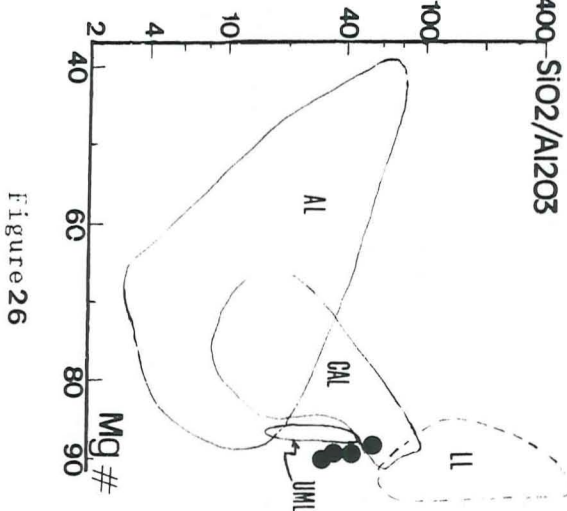


Figure 26

Figure 25 - Diagramme Ca - Fe/Mn - Mg de la classification des pyroxènes du groupe Ca-Mg-Fe; Morimoto, 1988.

- minettes du Taillefer
- * minettes du cortège oligocène des aples du N-W (source: Venturelli, 1984)
- * minette effusive de Colima, Mexique (Allan & al., 1984)

Figure 26 - Diagramme SiO2/Al2O3 versus Mg/(Mg+Fe) des pyroxènes des lamprophylites (Rock, 1987; p.201) : CAL : lamproph. calc. alc.; AL : lamproph. alcalins; ULM : lamprophylites ultrabasiques; LL : lamproïtes.

TABLEAU 4 MOYENNE DES CLINOPYROXÈNES DES MINETTES; COMPARAISON AVEC LES ROCHES MAGNÉSIO-POTASSIQUES ET LES MOYENNES MONDIALES.

	GROUPE I/III		GROUPE I		GROUPE II	GROUPE III		MOY. MONDIALES	
	minette Taillefer	minette Alpes N-W	kersantite Cherchel Algérie	Wyomingite Leucite-Hills	Smoky-Butte	Ougandite Toro-Ankole	Pyroxénite Roccamonfina	H.Alc. Marges Int.cont. actives n=61	n=66
	(1)	(2a) (2b)	(2c) (2d)	(3a) (3b)		(4)	(5a) (5b)	(6a) (6b)	
SiO2	53.06 (0.21)	54.3 52.5	51.54 51.52	53.4 54.72		48	51.37 52.35	45.16 51.22	SiO2
TiO2	0.26 (0.02)	0.24 0.26	0.58 0.63	0.57 0.99		2.1	0.29 0.26	2.64 0.53	TiO2
Al2O3	1.34 (0.18)	0.27 1.49	3.70 2.03	0.3 0.17		6	2.81 2.81	7.71 2.99	Al2O3
Cr2O3	0.82 (0.25)	0.06 -	- -	0.03 -		0.2	0.46 0.75	0.19 0.17	Cr2O3
NiO2	0.03 (0.01)	- -	- -	- -		-	- -	- -	NiO2
FeOt	3.83 (0.20)	2.59 7.22	4.65 7.01	2.1 3.59		6.5	4.153 3.509	8.34 8.56	FeOt
MnO	0.10 (0.01)	0.1 0.3	- 0.11	0.04 -		0.14	- -	0.17 0.29	MnO
MgO	16.92 (0.17)	18.5 14.4	16.21 14.41	17.8 17.56		14.2	15.63 15.59	12.02 15.08	MgO
CaO	22.46 (0.26)	22.9 22.2	23.14 23.72	25.2 22.96		22.3	25.25 24.71	22.86 20.41	CaO
Na2O	0.27 (0.04)	0.14 0.3	0.24 0.18	0.1 0.3		0.43	- -	0.64 0.27	Na2O
K2O	0.01 (0.01)	- -	- -	- -		-	- -	- -	K2O
Tot.	98.95	99.1 98.67	100.06 99.61	99.54 100.29		99.87	99.963 99.979	99.73 99.52	Tot.

(1): moyenne de 4 analyses du filon de minette du Taillefer (Ech. Wlt)
 (2a,2b): coeur et bordure d'un phénocristal d'une minette (K2O=AL2O3). Oligocène Alpes N.O.(Venturelli & al, 1984)
 (2c,2d): cpx de kersantites affleurant entre Cherchel et Ténès (Algérie): 2c:Houed Harbil,2d:El Kourb (in Lepvrier & al, 1976)
 (3a): cpx de Leucite Hills (Wyoming) provenant d'une Wyomingite à phlogopite-leucite. in Barton, 1979
 (3b): cpx de Smoky Butte, Montana; provenant d'un lamproïte à minéraux titanés. in velde, 1975
 (4): cpx zoné de Toro-ankolé (Ouganda); ougandite à olivine, leucite, mica. in Barton, 1979.
 (5a,b): cpx de Roccamonfina, Italie; provenant respectivement d'une pyroxénite à olivine (MgO=19.5, CaO=16.7,SiO2=46.9) et d'une pyroxénite à biotite (CaO=17.8, MgO=17.7, SiO2=46.9). cumulats inclus dans des pyroclastites potassiques du volcan Roccamonfina.in Giannetti, 1982
 (6a,b) Moyennes mondiales des clinopyroxènes.a) volcanisme intracontinental très alcalin.b) volcanisme d'arc. Leterrier, 1982

GROUPES I/III,I,II,III: références à la classification des roches ultrapotassiques de Foley (1987) pour les roches hôtes.
 (voir texte: #

II - PÉTROGRAPHIE DES VOGESITES ET DES QUARTZ-MONZODIORITES

Les vogésites sont des lamprophyres à amphibole brune et feldspath, contenant accessoirement de la biotite (0 - 5%) et du quartz (0 - 6%). Les quartz-monzodiorites sont des faciès leucocrates à amphibole brune ou biotite et plagioclase, feldspath potassique, apatite, quartz. Ces roches sont généralement bien conservées, dans les secteurs de La Lavey et du Champsaur, et davantage altérées dans les secteurs E, bien que l'on y trouve aussi des faciès sains (éch. R6a, b; Gioberney).

A - LES VOGESITES

On distingue trois type de texture : microcristalline, porphyrique, microgrenue à grenue (fig. 27, 28, 29) :

- (i) Les vogésites microcristallines contiennent une amphibole microscopique et aciculaire (0.03 mm à 0.5 mm) flottant dans une matrice feldspathique alcaline. (ii) Les vogésites porphyriques sont à matrice microcristalline et phénocristaux d'amphibole semi-centimétriques (5 à 15 %). (iii) Le type grenu présente une seule génération d'amphibole dans une matrice formée de lattes de plagioclase.

a - caractères communs

L'amphibole, très abondante (30 à 40%) apparaît en prismes millimétriques (0.2-1 cm x 0.06-0.3 cm) de teinte brune à brun vert (fig. 36). Les prismes présentent une forme en fuseau caractéristique maclée selon [100] Ils sont zonés et pléochroïques (Ng: brun, Np: brun clair, sections selon [010], parfois tronqués et corrodés (fig. 28) et renferment des oxydes opaques et du plagioclase altéré. Les zonations sont concentriques et oscillatoires : alternance de zones brunes et brun-vertes accompagnée d'un brunissement d'ensemble du cristal vers la bordure. Elle s'altère en hornblende actinolitique puis en actinote (Tab. 5).

La matrice le plus souvent alcaline, est composée d'actinote, de feldspath potassique épigénisé à inclusions d'apatite aciculaire, de sphène et de grains de pyrite. L'épidote est rare (pistaschite, clinzoïsite, éch. S36, V11a).

Le plagioclase présente une altération mimétique des anciennes macles et des bordures limpides (albite et probablement adulaire). Il forme la matrice des faciès grenus et microgrenus :

Figure 27

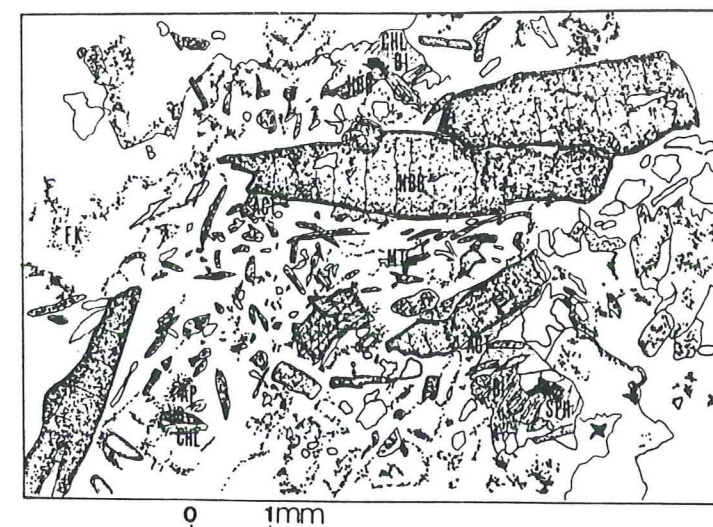


Figure 28

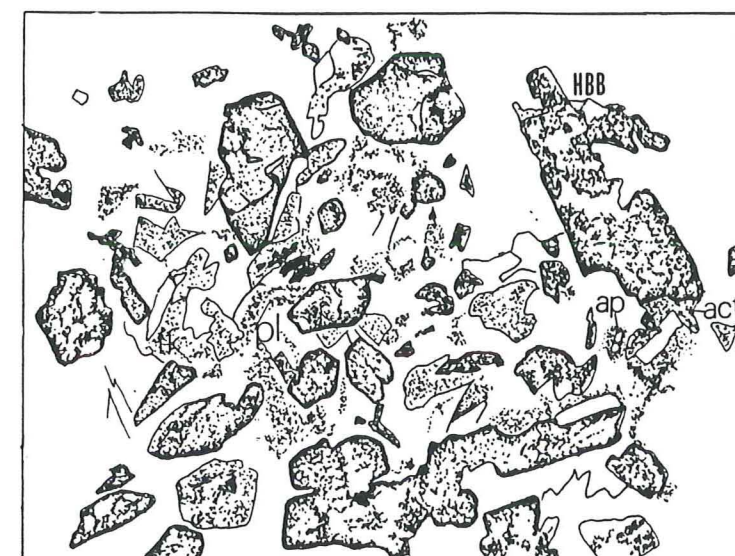
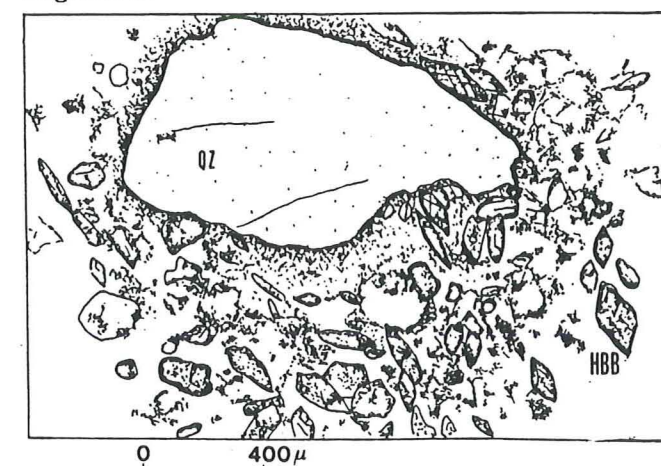


Figure 29



HBB pargasite brune
Bi biotite
Pl plagioclase
ACT actinote
CHL chlorite
MT magnétite
SPH sphène
FK feldspath alcalin
QZ quartz
AP apatite

Figure 27 - Vo gésite porphyrique, éch. S10, Lavey. L'amphibole brune forme deux générations de cristaux. Les phénocristaux sont zonés (cf. fig. 36). Elle s'altère en actinote (cf. tab. 5). La matrice est composée de feldspath alcalins (adulaire, albite) et de rares reliques de plagioclase (Tab. 5).

Figure 28 - Vo gésite grenue, éch. S9a, filon bréchiq. du "Travers des Chamois", Lavey). L'amphibole brune forme une seule génération de cristaux trapus, corrodés et sans zonation. La matrice est composée de plagioclase séricitique.

Figure 29 - Vo gésite microcristalline et xénocristal de quartz (éch. V6a, Vallon de La Mariande). Amphibole brune fusiforme (pargasite), matrice alcaline.

lattes subautomorphes, jointives, à coeur altéré (mica blanc, calcite, épidote) et bordures limpides.

La biotite, peu abondante (0 à 4%, exceptionnellement jusqu'à 10%), est associée à l'amphibole. Elle contient des aiguilles de rutile et s'altère en chlorite et sphène.

Le quartz (moins de 5%) forme des sections polycristallines interstitielles.

Les vogésites se caractérisent également par la présence de xénocristaux millimétriques de quartz et plus rarement de felspath, aux formes contournées (golfs de corrosion) et aux bordures sombres témoins d'une intense résorption (fig. 35). En L. M., les sections apparaissent mono ou polycristallines, présentant des golfs de corrosion et des déformations d'intensité variable (extinction onduleuse, dislocation du réseau, formation de sous-grains). Dans les faciès recrystallisés, ils sont bordés d'une auréole réactionnelle à préhnite et grains de sphène (éch. OJ11, PN62). Les felspaths sont squelettiques, aux bordures déchiquetées (fig. 35).

Le sphène forme des sections subautomorphes (losangiques, émoussées, éch. S11, PN62).

L'allanite est exceptionnelle. Elle se présente en cristaux corrodés, entourés d'une gangue de clinozoïsite et de sulfures (pyrrhotite, éch. V11a, fig. 37).

b - vogésites à ferro-magnésiens et vogésites à xénocristaux.

1 - Certains faciès microcristallins contiennent d'anciens cristaux ferro-magnésiens isolés ou en glomérophyres, altérés en chlorite, actinote (éch. PN62, M2, S6), serpentine (éch. OJ11, altération du type "pélite", Rosenbush, 1910; Velde, 1968) et bordés d'aiguilles d'amphibole brune. Ils présentent des contours émoussés (fig. 36), parfois des sections caractéristiques du pyroxène (sections octogonales, éch. S6) et des sections en prismes sub-hexagonaux rappelant l'olivine (éch. OJ11). Ces faciès sont toujours extrêmement fins, l'amphibole forme d'innombrables grains de quelques dizaines de microns.

2 - A l'image des faciès à ferro-magnésiens, certains faciès porphyriques et subporphyriques sont à matrice fine (éch. U9a, fig. 31; éch. S2, V6a, V11a) mais contiennent une proportion importante de xénocristaux corrodés de quartz et felspaths (qui leur confère un aspect "détritique", éch. OJ11, PN62).

B - LES QUARTZ-MONZODIORITES

Ces roches, plus différenciées que les vogésites ($SiO_2 = 58$ à 62%), sont à amphibole brune ou biotite et ne présentent pas une texture lamprophyrique proprement dite en raison d'une proportion de ferro-magnésiens inférieure à 33% (Streckeisen, 1979).

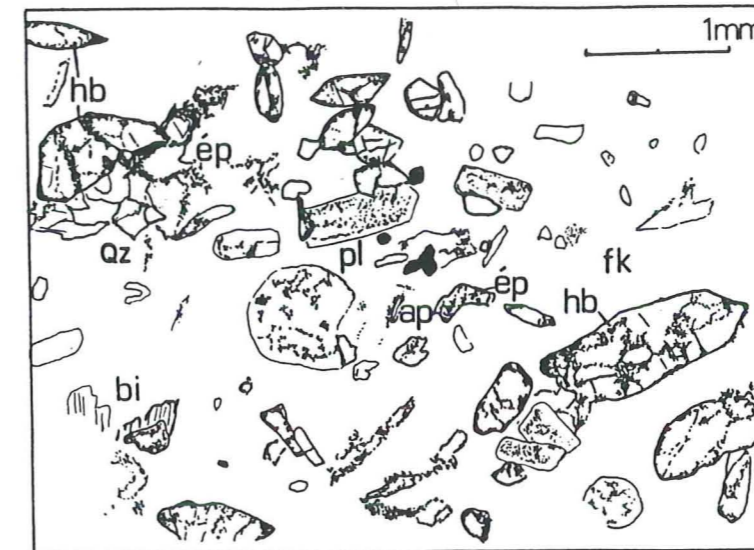


Figure 30 - Quartz-monzodiorite éch. NA68, Vallon de La Lavey, coll. Le Fort. L'amphibole brune (15%) présente parfois un habitus fusiforme semblable à celui des vogésites, mais s'altère en épidote de type pistachite et non en actinote. L'épidote ne contient pas de magnésium mais seulement du fer, et cette altération suggère par conséquent, une plus forte teneur en fer de l'amphibole des quartz-monzodiorites. La matrice alcaline, contient des fantômes de plagioclase, de la biotite, du quartz et de l'apatite.

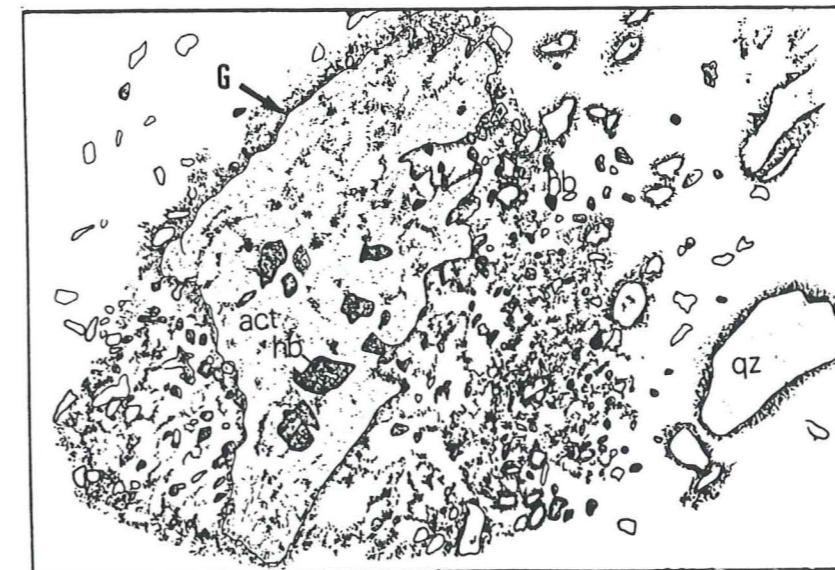


Figure 31 - Vogésite microcristalline à texture très fine. éch. U9a, Tête de Laurantore. L'amphibole brune forme d'innombrables grains de quelques dizaines de microns dans une matrice alcaline. Ces faciès très fins sont caractérisés par l'abondance des xénocristaux de quartz QZ (10%) (faciès "détritiques"). La roche contient également des glomérophyres d'amphibole brune transformée en actinote (G).

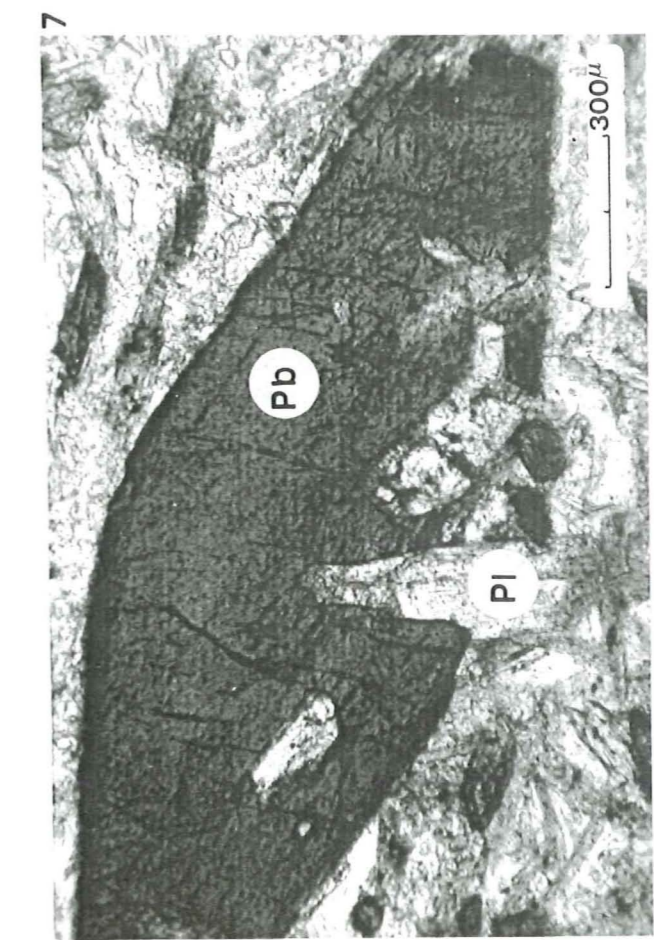
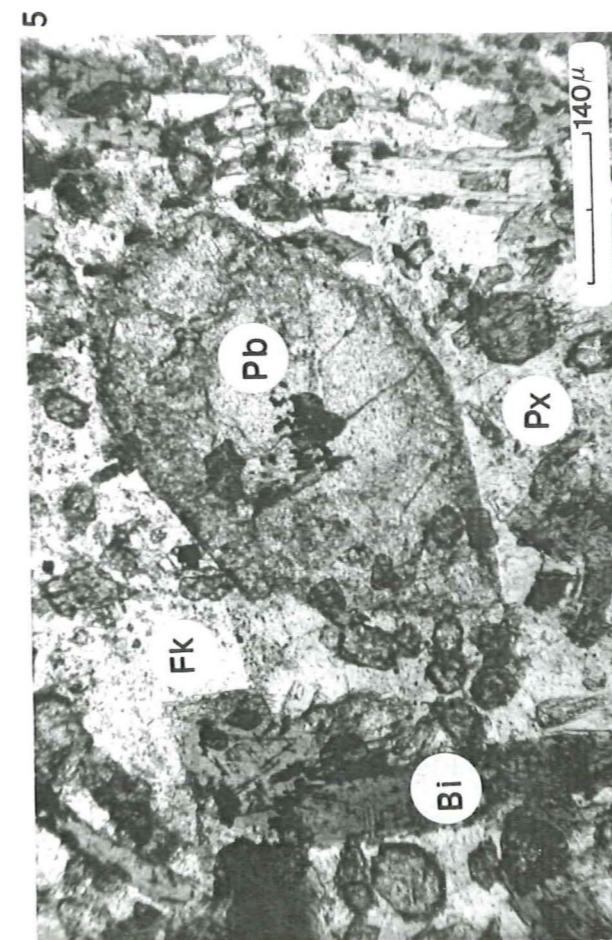
PHOTOS N° 5, 6, 7, 8

Photo n°5 - Phénocrystal corrodé d'amphibole brune (Pb) décolorée (Minette, V3b; Vallon de La Mariande, noyau). Cette amphibole, caractéristique des vogésites (sections allongées fusiformes) est probablement un xénocrystal témoins d'un mélange entre magmas micacés et magmas à amphibole.

Photo n°6 - Phénocristaux de pargasite brune (éch. quartz-monzodiorite NA68, Lavey, noyau).

Photo n°7 - Phénocrystal de pargasite brune et inclusion de plagioclase (éch. S6, vogésite porphyrique, Lavey, noyau). La section fusiforme est caractéristiques des phénocristaux des vogésites.

Photo n°8 - Assemblage de pargasite brune aciculaire, caractéristique des vogésites microcristallines (éch. M2, Olan, formations amphiboliques du noyau).



1 - Les quartz-monzodiorites à amphibole (fig. 30) sont des roches claires à texture microgrenue, légèrement porphyrique. La matrice est quartzo-feldspathique fine, contient de l'amphibole brune en phénocristaux plurimillimétriques (15 à 20%), d'anciens plagioclases automorphes (5%), des biotites chloritisées, du sphène, et des xénocristaux de quartz (3%).

L'amphibole présente les caractères optiques de l'amphibole brune des vogésites (fig. 30), mais s'altère en épidote (pistaschite) et non en actinote, probablement en raison d'une plus forte teneur en fer. Le plagioclase est altéré au centre et bordé d'un liséré limpide alcalin.

Le faciès recristallisé du filon de La Muande (éch. S3d, partie E-W non mylonitique) présente une texture microblastique à épidote abondante et amphibole brune relique. La matrice est chloriteuse et séricitique. On observe une transformation de l'association amphibole + Ti-magnétite en sphène + épidote. Des fentes de tension sont remplies de préhnite et d'épidote.

b - La quartz-monzodiorite à biotite (éch. S9e, fig. 33, 34) est un faciès leucocrate formant les veines de remplissage du filon bréchique S9 à dominante lamprophyrique (cf. infra). La roche à texture microgrenue, est constituée de lamelles de biotites (1 à 2 mm), de lattes de plagioclase semblables à celles des vogésites grenues de ce filon : sections zonées, jointives, à coeur altéré et bordures alcalines limpides. Le quartz est interstitiel.

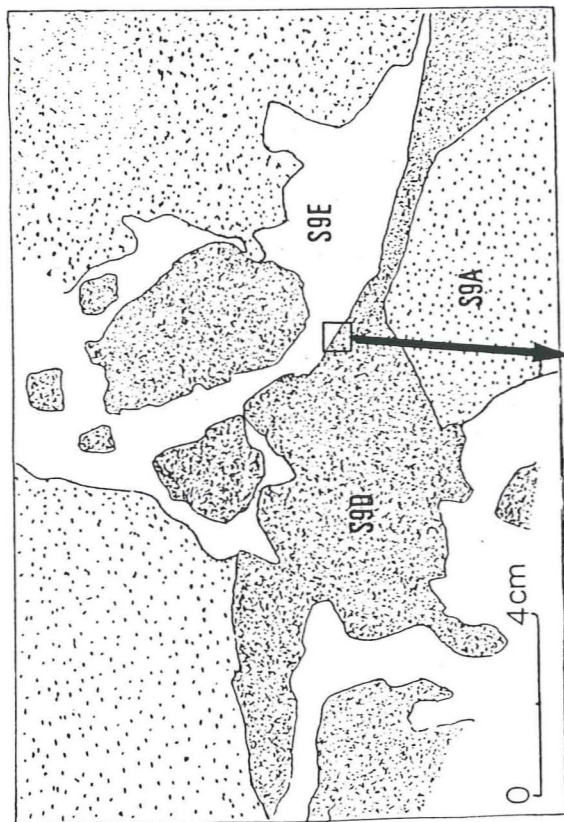
Les biotites (0.2 - 1 mm) sont couvertes d'aiguilles de rutile (sagénite) et peuvent renfermer du zircon et de l'apatite.

plagioclase altéré	60%	zircon
biotite	15-20%	rutile
feldspath K	10%	Ti-magnétite
quartz	10%	chlorite
apatite	1%	sphène

C - Le filon bréchique du "Travers des Chamois" (Lavey) : un exemple de brèche magmatique associant des vogésites et des quartz-monzodiorites

Ce filon décamétrique S9 (fig. 12b, chap.préc.) présente la particularité d'associer en contacts magmatiques, des vogésites et la quartz - monzodiorite à biotite décrite plus avant. Il est aussi remarquable par l'hétérogénéité texturale de ses faciès pétrographiques: grenus, microgrenus et microcristallins (fig. 27).

Figure 32



Figures 32 Aspect macroscopique du filon bréché du 'Travers des Chamois' (Vallon de La Lavey, cf fig.12b, chap.précéd.). On distingue un faciès lamprophyrique microcristallin (S9D), un faciès lamprophyrique grenu, mésocrate (S9a, détail fig...) et un faciès leucocrate cimentant les faciès lamprophyriques (monzodiorite à biotite, S9e, détail fig.34).

33 Aspect en L.M. du contact entre le faciès microcristallin et le faciès monzodioritique: la matrice plagioclasiq est continue. L'altération du plagioclase plus prononcée dans la monzodiorite, permet de distinguer nettement la limite entre les deux faciès.



Figure 33

Figure 34

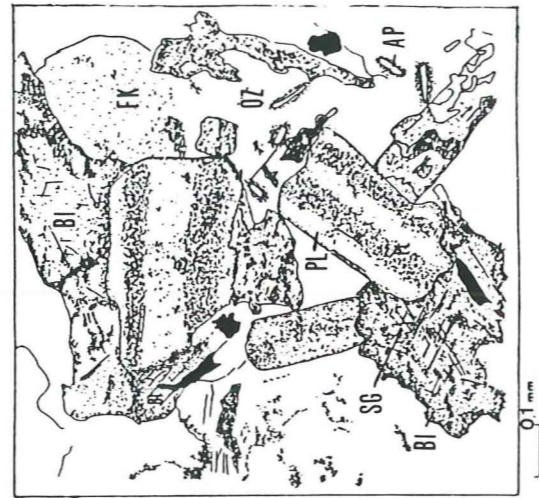
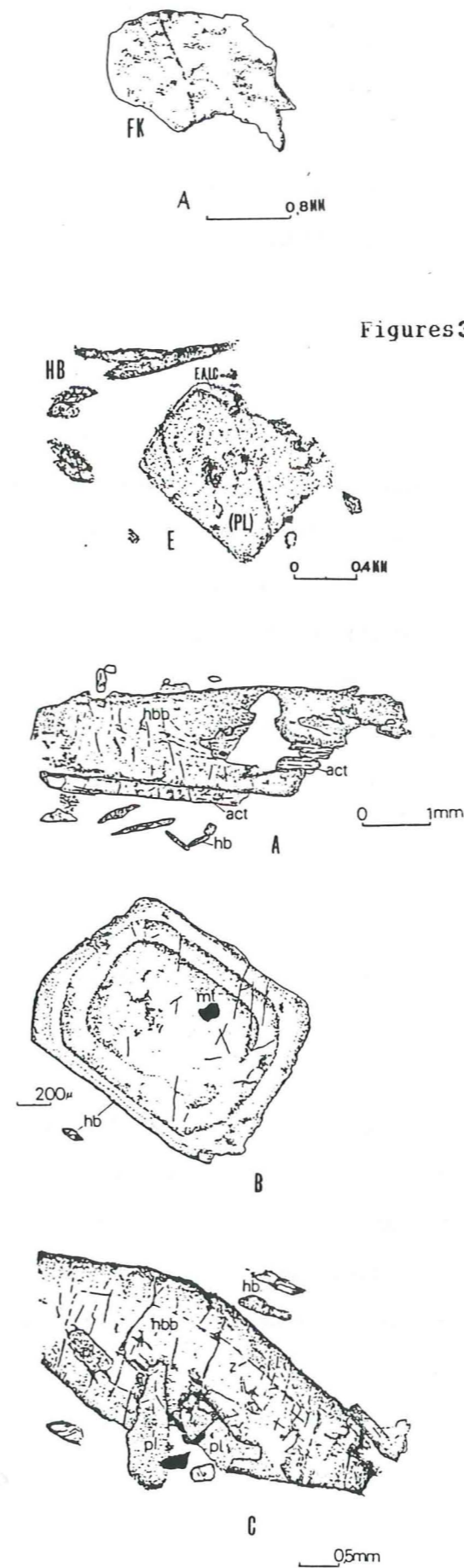


Figure 34 - Détail de la monzodiorite à biotite (éch. S9e). Phénocristaux de plagioclase altérés, lamelles déchiquetées de biotite à inclusions de rutile (S6: sagénite), feldspath potassique et quartz interstitiels, apatite, magnétite.



Figures 35

Figures 35 - Phénocristaux (xénocristaux ?) corrodés et altérés des vo gésites.
 A: Felsdpath-K, éch.OJ11, Molines
 B: Plagioclases, éch.PN62, Clapouse
 C: Quartz corrodé, éch.R7a, G1.du Chardon
 D: F.K, quartz et ferro-magnésien altéré en chlorite. éch.OJ11.
 E: Plagioclase, phénocristal altéré éch.S11a, Vallon de La Lavey

Figures 36 - Phénocristaux d'amphibole brune (pargasite +/- hornblende pargasitique)
 A & B: phénocristaux zonés éch.S10, Vallon de La Lavey
 C: éch.S6, cristal zoné (z) même secteur, inclusions de plagioclase.

Figures 36

Parmi les vogésites, on distingue un faciès fin, mélanocrate (S9d) et un faciès grenu, mésocrate (S9a). Dans ce dernier, l'amphibole (30%) en grands cristaux de 2 à 5 mm sur 0.3 à 0.6 mm, présente une corrosion importante (fig. 38). Le faciès mélanocrate du type microcristallin (amphibole aciculaire: 0.3 à 1 mm * 0.01 à 0.05 mm). Sa matrice plagioclasique contient en outre, d'anciens ferro-magnésiens altérés. Le faciès leucocrate microgrenu (quartz-monzodiorite, S9e) constitue le ciment de la brèche.

* - Nature des contacts

1 - Le contact du faciès mélanocrate et du faciès monzodioritique s'effectue rapidement dans la masse sur quelques mm mais ne fait apparaître aucun clivage entre les deux faciès. Au microscope, la matrice feldspatique ne présente aucune discontinuité mécanique mais une différence du degré d'altération des prismes de plagioclase de chaque faciès; ce qui rend le contact difficile à suivre avec précision. Les baguettes d'amphibole (vogésite) et des lamelles de biotite (Qz-monzodiorite) sont réorientées de part et d'autre du contact (fig. 33).

2 - Le contact du faciès leucocrate et du faciès grenu mésocrate est net, ou progressif : les amphiboles du faciès grenu se dispersent sur quelques centimètres dans le faciès clair (S9e), (gradient de densité de l'amphibole orienté vers le faciès grenu).

* - Mode de mise en place de la brèche S9

Cette brèche présente une association de plusieurs magmas : les contacts progressifs observés localement et l'absence de bordure figée montrent que les magmas étaient à l'équilibre thermique au moment de leur mise en place.

Par ailleurs, les différences pétrographiques et chimiques témoignent d'une évolution pétrogénétique propre à chaque faciès. Par exemple, les différences de textures des faciès basiques (vogésites microcristallines et grenues) traduisent des conditions de cristallisation distinctes : le faciès grenu contient une amphibole semi-centimétrique et corrodée, témoin d'une résidence prolongée du magma en profondeur, alors que l'amphibole des faciès microscopique et aciculaire témoigne d'une cristallisation plus brutale.

Cette brèche témoigne donc d'un mélange de magmas plus ou moins différenciés.

D - COMPOSITIONS CHIMIQUES DES MINÉRAUX ANALYSÉS

1 - L'amphibole brune

Les amphiboles analysées des vogésites (10 analyses: éch. S10, V6a, M2, Tab. 5, 6 & annexe I-C) sont des amphiboles calciques de type pargasite (Leake, 1978), à l'exception de l'analyse 30 (hornblende pargasitique).

Les variations de composition concernent principalement Fe, Mg, Ti et Si : - les phénocristaux zonés du faciès porphyrique sont magnésiens (MgO=14,3%, FeO=9,65%, moyenne éch.S10) et siliceux (SiO₂=41.8%). Les microcristaux sont en revanche, plutôt ferrifères avec des rapports Fe/Mg presque inverses (MgO=11.45%, FeO =14.6%); moins siliceux (SiO₂=39.5%) et plus titanifères (TiO₂=3.2% contre 2.7%).

Les zonations des phénocristaux correspondent à une baisse de Si et de Mg vers les bordures, compensée par une hausse en Ti et Fe. On remarque également que les phénocristaux sont plus potassiques (K₂O= 1.4% contre 0.9%) et que le rapport K/Na décroît sensiblement dans les microcristaux.

* altération : Les analyses 24 et 25 effectuées sur la terminaison d'altération verte (anal.24) puis incolore (anal.25) d'un phénocristal de pargasite brune (anal.22 & 23) témoignent d'une transformation en hornblende actinolitique puis actinote : perte progressive en alumine et titane compensée par un gain en silice et fer.

* comparaisons : Les amphiboles des vogésites du M.E.P. diffèrent de celles des lamprophyres alcalins (Streckeisen, 1979) par des teneurs moindres en titane (TiO₂ < 3.6%) et des rapports K₂O/Na₂O plus élevés. Les amphiboles des lamprophyres alcalins sont des barkévicités et des kaersutites plus sodiques (K/Na=0.20) et plus titanées (TiO₂=4%)

A l'inverse, les pargasites du M.E.P. sont comparables aux amphiboles des lamprophyres calco-alcalins (vogésites, spessartites) citées en référence (Tab.6; Suzuki, 1980; Allan & Charmichael, 1984; Zimmerman & al, 1979; Rock, 1987). Plus généralement, les pargasites sont des amphiboles très fréquentes du volcanisme calco-alcalin potassique (Gill, 1981).

2 - Deux analyses de sections reliques de plagioclase (annexe I-B) ont livré des compositions An43 (vogésite porphyrique S10); et An51 (vogésite microcristalline V11a). Ces compositions sont communes dans les séries calco-alcalines potassiques (compilation : Gill, 1981). Une seule analyse de feldspath potassique a livré une composition d'adulaire (Or97; annexe I-B).

TABLEAU 5 AMPHIBOLES BRUNES DES VOSGÉSITES

Échantillons:	AMPHIBOLES BRUNES DES VOSGÉSITES				AMPHIBOLES INCOLORES (altération amph. b.)				
	S10	M2	V11a		S10	M2			
analyses:	n=5	n=3	66	67	N° analyse	24	25	12	13
SiO ₂	41.83 (0.234)	39.55 (0.596)	40.86	42.94	SiO ₂	47.60	53.52	52.80	52.86
TiO ₂	2.78 (0.215)	3.16 (0.176)	3.66	2.71	TiO ₂	0.68	0.15	0.09	0.35
Al ₂ O ₃	12.67 (0.273)	13.07 (0.216)	12.41	11.15	Al ₂ O ₃	6.40	1.71	3.70	1.94
Cr ₂ O ₃	0.06 (0.041)	0.03 (0.012)	-	-	Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.25	0.03
NiO ₂	0.01 (0.008)	0.06 (0.052)	-	-	FeO	15.63	13.38	10.11	13.55
FeO	9.80 (0.318)	14.06 (1.001)	12.36	13.11	MnO	1.08	1.00	0.36	0.65
MnO	0.11 (0.058)	0.13 (0.016)	0.12	0.19	MgO	12.12	14.87	15.98	14.25
MgO	14.24 (0.344)	11.45 (0.724)	13.21	13.61	CaO	11.63	12.25	12.68	11.94
CaO	11.63 (0.057)	11.11 (0.103)	11.11	10.92	Na ₂ O	0.85	0.21	0.24	0.29
Na ₂ O	1.92 (0.121)	2.26 (0.062)	1.91	1.93	K ₂ O	0.50	0.14	0.08	0.11
K ₂ O	1.39 (0.081)	1.28 (0.009)	0.75	0.71	H ₂ O	2.00	2.06	2.07	2.03
H ₂ O	2.02 (0.006)	1.97 (0.016)	-	-	TOT.	98.56	99.35	98.37	98.01
TOT.	98.46 (0.257)	98.13 (0.528)	96.39	97.26					
Mg/Mg+Fet	0.726	0.597	0.665	0.659					
FORMULE STRUCTURALE (Leake, 1978)					Si ₄ ⁺	7.1449	7.7936	7.6367	7.7945
T=8	Si ₄ ⁺ 6.2060 (0.0381)	6.031 (0.0407)	6.1214	6.3678	Al ₃ ^{+(IV)}	0.8550	0.20636	0.36334	0.20550
	Al ₃ ^{+(IV)} 1.7940 (0.0381)	1.969 (0.0407)	1.8786	1.6322	Al ₃ ^{+(VI)}	0.2770	0.08709	0.26731	0.13162
C=5	Al ₃ ^{+(VI)} 0.4211 (0.0313)	0.380 (0.0185)	0.3125	0.3164	Ti ₄ ⁺	0.0768	0.0164	0.0098	0.0388
	Cr ₃ ⁺ 0.0075 (0.0048)	0.003 (0.0015)	-	-	Cr ₃ ⁺	0.0036	0.0035	0.0286	0.0035
	Ti ₄ ⁺ 0.3097 (0.0233)	0.362 (0.0219)	0.4118	0.3021	Fe ₂ ⁺ tot	1.9618	1.6292	1.2227	1.6707
	Fe ₃ ⁺ 0.0880 (0.0199)	0.118 (0.0176)	0.1787	0.2076	Mn ₂ ⁺	0.1373	0.1233	0.0441	0.0812
	Mg ₂ ⁺ 3.1493 (0.0683)	2.601 (0.1438)	2.9508	3.0085	Mg ₂ ⁺	2.7122	3.2282	3.4456	3.1326
	Fe ₂ ⁺ 1.0244 (0.0491)	1.535 (0.1122)	1.1462	1.1654	Ca ₂ ⁺	1.8702	1.9111	1.9648	1.8862
	Mn ₂ ⁺ -	-	-	-	Na ⁺	0.2474	0.0593	0.0673	0.0829
B=2	Fe ₂ ⁺ 0.0741 (0.0199)	0.101 (0.0156)	0.1636	0.1835	K ⁺	0.0957	0.0260	0.0148	0.0207
	Mn ₂ ⁺ 0.0138 (0.0074)	0.017 (0.0022)	0.0151	0.0241	TOT.	15.381	15.0841	15.0649	15.0481
	Ca ₂ ⁺ 1.8478 (0.0104)	1.814 (0.0029)	1.7835	1.7349		2.00	2.00	2.00	2.00
	Na ⁺ 0.0642 (0.0185)	0.068 (0.0149)	0.0378	0.0575					
0.5(A1 Na+ K+)	Na ⁺ 0.4890 (0.0196)	0.601 (0.0074)	0.5178	0.4973					
	K ⁺ 0.2626 (0.0146)	0.250 (0.0038)	0.1433	0.1334					

NOMENCLATURE DE LEAKE, 1978 : AMPHIBOLES BRUNES (*)

Éch. S10 Vosgésite porphyrique, Travers des Chamois, Lavey.

Paramètres: Détermination du nom
 (Ca+Na)B = 1.912 1/ (Ca+Na)B > 1.34 et (Na)B < 0.67 : groupe des amphiboles calciques
 (Na)B = 0.064 2/ Si < 6.25 et (Na+K)A > 0.5 et Ti < 0.5 et Fe₃⁺Al(VI) : sous-groupe de la pargasite
 Mg/(Mg+Fe₂⁺) = 0.741 3/ (Mg/Mg+Fe₂⁺) > 0.7 NOM : PARGASITE
 moy. des anal. N° 22,23,26,27,30, phénocristaux 0.2-0.7 cm. (cf annexe II p.)

Éch. M2 Vosgésite microcristalline, Cime du Vallon, Olan.

Paramètres: Détermination du nom
 (Ca+Na)B = 1.882 1/ (Ca+Na)B > 1.34 et (Na)B < 0.67 : groupe des amphiboles calciques
 (Na)B = 1.814 2/ Si < 6.25 et (Na+K)A > 0.5 et Ti < 0.5 et Fe₃⁺Al(VI) : sous-groupe de la pargasite
 Mg/(Mg+Fe₂⁺) = 0.614 3/ (Mg/Mg+Fe₂⁺) < 0.7 NOM : FERRO-PARGASITE
 moy. des anal. N° 10,11,14, microphénocristaux en aiguilles. (cf annexe II p.)

Éch. V11a Vosgésite microcristalline, Mariande. Formules structurales pour 23 oxygènes
 analyse 66: mêmes param. que éch. M2 (*) : correction sur le fer préconisée par Leake, 1978
 analyse 67:

Paramètres: Détermination du nom
 (Ca+Na)B = 1.792 1/ (Ca+Na)B > 1.34 et (Na)B < 0.67 : groupe des amphiboles calciques
 (Na)B = 0.058 2/ Si > 6.25 et (Na+K)A > 0.5 et Ti < 0.5 et Fe₃⁺Al(VI) : sous-groupe de la hornblende
 Mg/(Mg+Fe₂⁺) = 0.690 3/ (Mg/Mg+Fe₂⁺) < 0.7 NOM : HORNBLÉNE FERRO-PARGASITIQUE

AMPHIBOLES INCOLORES
 Ca < 1.34; Na < 0.67 : groupe des amphiboles calciques
 Na + K < 0.5; Ti < 0.50 : sous-groupe actinote - hornblende - tschermakite
 0.50 < Mg/Mg+Fe < 0.90 avec Si > 7.50 = actinote (anal. 25, 12, 13).
 avec Si < 7.25 = magnésio-hornblende (anal. 24)

TABLEAU 6 AMPHIBOLES BRUNES DES VOSGÉSITES DU MEP et COMPARAISONS

	M.E.P.						
	1	2	3	4	5	6	7
	pargasites phénocristaux Éch. S10, V11a	ferro-pargasites microcristaux Éch. M2, V11a	pargasite spessartite Japon	pargasite spessartite Colima, Mexique	amphiboles des lamprophyres Rio Grande	Hornblende H.K.Ca.Alc. Rio Grande	amphibole brune Porphyres verts Carbonifère Briançonnais
	n=5	n=4	n=1	n=1	n=53	n=1	
SiO ₂	41.83 (0.23)	39.88 (0.77)	42.89	43.19	40 +3	42.40	42.58
TiO ₂	2.78 (0.21)	3.28 (0.26)	2.79	2.18	4.3 +1	3.50	1.39
Al ₂ O ₃	12.67 (0.27)	12.91 (0.34)	12.01	11.89	13 +3	11.50	11.94
Cr ₂ O ₃	0.06 (0.04)	0.02 (0.02)	324 *	-	0.02 +0.2	-	-
NiO ₂	0.01 (0.01)	0.04 (0.05)	-	-	-	-	-
FeO	9.80 (0.32)	13.63 (1.14)	11.564	11	13 +4	11.90	13.44
MnO	0.11 (0.06)	0.13 (0.01)	0.26	0.11	0.41 +0.5	-	0.24
MgO	14.24 (0.34)	11.89 (0.99)	13.49	15.32	12 +3	13.60	13.81
CaO	11.63 (0.06)	11.11 (0.09)	11.4	11.48	11 +2	11.60	10.73
Na ₂ O	1.92 (0.12)	2.18 (0.16)	1.85	2.55	2.5 +1	2.40	1.52
K ₂ O	1.39 (0.08)	1.15 (0.23)	1.02	0.79	1.4 +0.6	0.70	0.26
H ₂ O	2.02 (0.01)	1.48 (0.85)	2.09	2.02	-	0.40	1.22
TOT.	98.46 (0.26)	97.69 (0.88)	99.36	98.54	97.6	98.00	97.13
Si	6.206 (0.038)	6.05 (0.052)	6.3290	6.2839	-	6.260	6.510
Ti	0.309 (0.023)	0.37 (0.029)	0.3096	0.2385	-	0.390	0.160
Al(IV)	1.794 (0.038)	1.95 (0.052)	2.0886	2.0387	-	1.740	1.490
Al(VI)	0.421 (0.031)	0.36 (0.034)	-	-	-	0.260	0.660
Cr	0.007 (0.005)	0.00 (0.002)	-	-	-	-	-
Fet	1.216 (0.043)	1.73 (0.160)	1.4269	1.3383	-	1.470	1.660
Mn	0.014 (0.008)	0.02 (0.002)	0.0325	0.0136	-	-	0.030
Mg	3.149 (0.068)	2.69 (0.196)	2.9677	3.3230	-	2.990	3.150
Ca	1.848 (0.010)	1.81 (0.013)	1.8022	1.7894	-	1.830	1.700
Na	0.554 (0.033)	0.64 (0.050)	0.5292	0.7193	-	0.680	0.450
K	0.262 (0.015)	0.22 (0.046)	0.1920	0.1466	-	0.130	0.050
TOT.	15.781	15.84 (0.013)	15.6777	15.8912	-	15.750	15.860
Mg/Mg+Fet	0.721	0.608	0.675	0.713	62 +13	0.670	0.655
K/Na	0.474	0.348	0.363	0.204	-	0.191	0.111
Ca+Na+K	2.664	2.669	2.523	2.655	-	2.640	2.200

1 moyenne des amphiboles brunes de l'échantillon S10 et analyse 67 de V11a (cf analyses complètes annexe I - C).
 2 moyenne des amphiboles brunes de l'échantillon M2 et analyse 66 de V11a. (cf anal. complètes ann. I - C).
 3 Pargasite brune des spessartites de Kasuga-Mura, Japon central, *:Cr en ppm. Suzuki, 1980.
 4 pargasite brune des spessartites de Colima, Mexique. Anal. A60; R.T.: SiO₂=56.2, Al₂O₃=16.7, MgO=0.59 av. Fe=0.15Fe₂O₃
 source Allan & Carmichael, 1984. Cette analyse est presque identique à l'analyse 67, cf annexe I - C.
 5 moyenne, compilation Bergman; 1987.
 6 Rio Grande, lignée C.A. dotassique. Zimmerman & al., 1979; in Gill, 1981.
 7 Piantone. 1982
 analyses effectuées en microsonde.
 formules structurales sur 23 oxygènes. Mg/Mg+Fe en proportions atomiques.

PHOTOS N° 9 ET 10

Photo n° 9 - Section d'Allanite zonée (ALL) (vogésite microcristalline V11a.). La section corrodée est isolée de la matrice amphibolique par une gangue de clinozoïsite (CZT) et de pyrrhotite (PY).

Ce cristal analysé à la microsonde électronique, a donné les compositions ci-dessous :

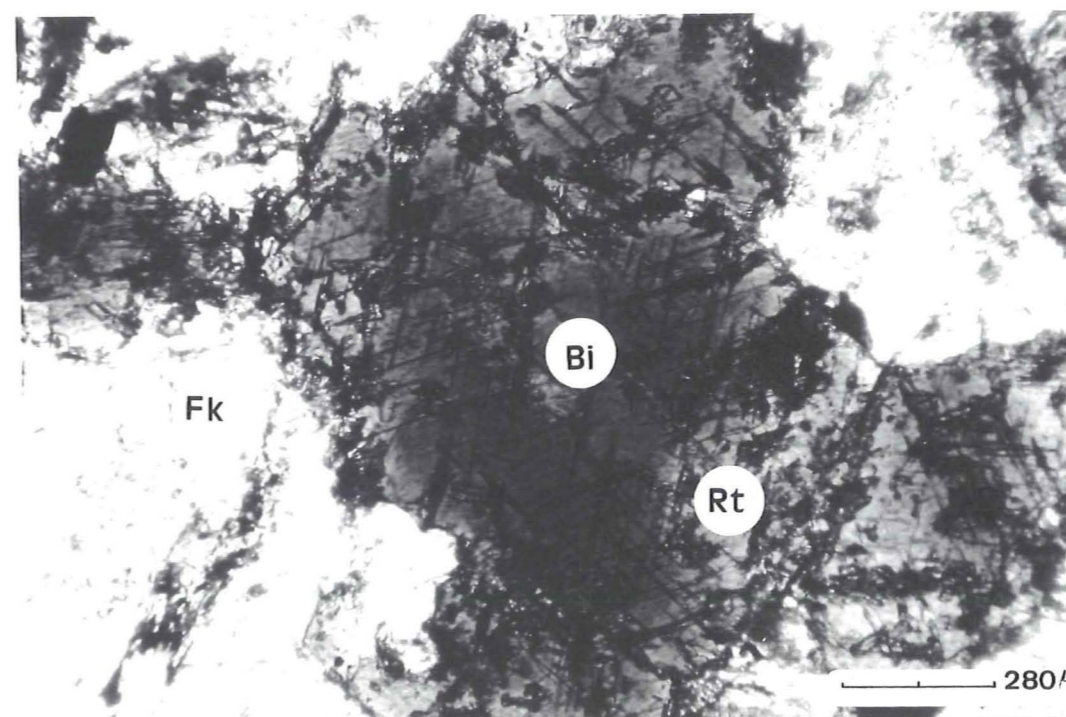
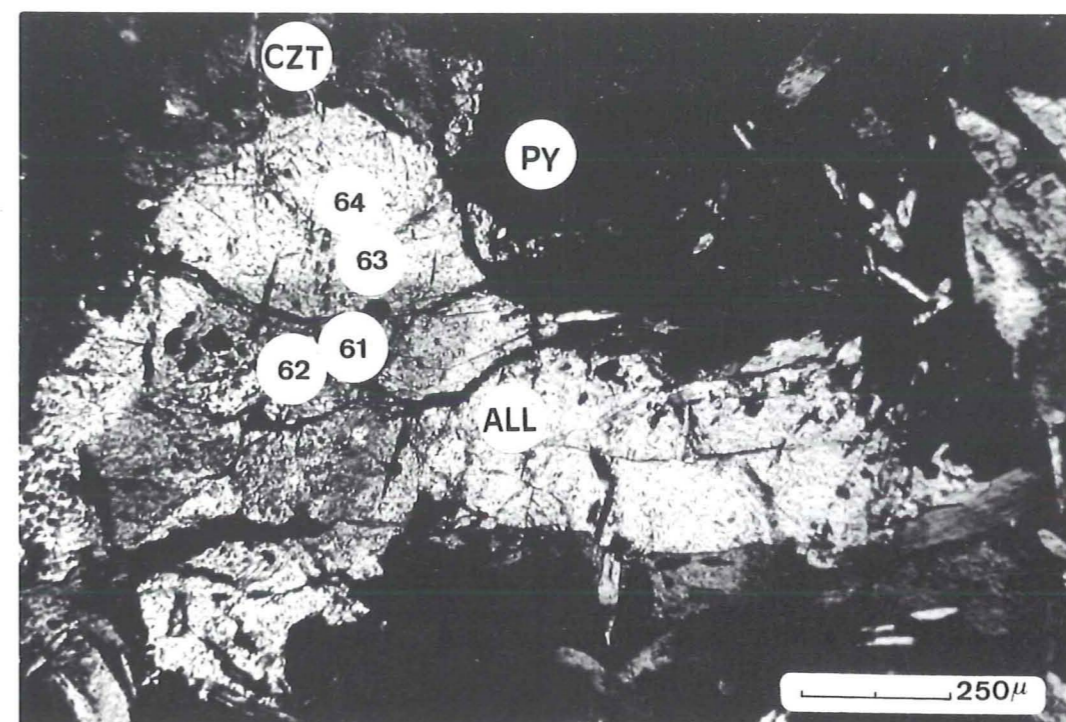
(N.B.: Les éléments dosés en microsonde ne correspondent qu'à 71% du poids. Les autres constituants sont probablement les T.R. et Th comme le suggère les analyses de Querigut

Composition en T.R., Th et éléments en traces d'une allanite d'un monzogranite hercynien (Massif de Querigut, Pyrénées) (2)

N°analyse	61	62	63	64	La	3.72%
SiO ₂	30.391	29.864	30.602	30.570	Ce	6.61%
TiO ₂	0.000	0.060	0.027	0.000	Nd	2.35%
Al ₂ O ₃	14.830	14.214	17.587	17.679	Sm	3510 ppm
FeO _t	13.346	13.822	9.556	9.768	Eu	53.4 ppm
MnO	0.118	0.267	0.306	0.128	Tb	231 ppm
MgO	0.822	0.735	0.570	0.665	Yb	186 ppm
CaO	12.423	11.708	12.914	12.649	Lu	25.8 ppm
Na ₂ O	0.000	0.018	0.000	0.000	Th	2.87%
K ₂ O	0.000	0.018	0.000	0.007	Cr	2550 ppm
					Co	148 ppm
total	71.93	70.706	71.562	71.466	Sc	112 ppm

61 à 64: échantillon vogésite microcristalline V6a (anal. P. Le Fort)
 ? : analyse sur minéraux séparés du monzogranite hercynien de Querigut in Fourcade & Allegre, 1981. analyses éch. Qt12

Photo n° 10 - Section de biotite et inclusions de rutile à faciès sagénite. (éch. quartz-monzodiorite S9e, filon bréchique S9, Lavey)



3 - La biotite (annexe I-A) se révèle moins titanifère, moins chromifère et plus alumineuse que celle des lamprophyres micacés ($TiO_2=1.7$ pour 3%; $Cr_2O_3=0.09$ pour 0.45%; $Al_2O_3=16.05$ pour 14.5%). Les deux analyses effectuées proviennent de la vogésite porphyrique S10 (Annexe I-C).

III - DATATIONS RADIOMÉTRIQUES DES LAMPROPHYRES DU M.E.P.

A - Les vogésites

Deux datations ont été effectuées sur amphibole brune triée des échantillons S10 et V6a. La méthode est le potassium/argon conventionnel (M.Bonhomme, Institut Dolomieu). Les dosages ont été effectués sur le spectromètre de masse à source gazeuse VG602 de l'Institut Dolomieu pour l'argon et par fluorescence X pour le dosage du potassium:

Échantillon, secteur	K ₂ O%	40Ar(rad)%	40Ar(rad)ml/g	âge (M.a.+/-2@)
S10 (Lavey)	1.52	50.7	13.62	258 +/- 12
V6a (Mariande)	0.844	51.7	9.58	312 +/- 15

B - Les minettes et les kersantites

Les données radiométriques concernant les lamprophyres micacés proviennent des travaux antérieurs. Elles ont été déterminées sur micas ferro-magnésiens (biotite, phlogopite) :

Datations K/Ar	J.C.Baubron, BRGM, minettes de la file.St Bonnet:	320 +/- 10 M.a.
Datations	Demeulemeester, 1982, minettes Petit Chaillol:	K/Ar : 320 +/- 9 M.a.
		Rb/Sr : 323 +/- 10 M.a.

Discussion : On observe un écart d'âge relativement important entre les 2 échantillons de vogésites. Ces données doivent être interprétées en fonction d'une histoire structurale du socle qui voit se succéder deux cycles orogéniques successifs. Néanmoins les âges obtenus s'accordent avec une période de mise en place tardi-hercynienne. Un âge sensiblement antérieur à 310 M.a. paraît improbable puisque nos filons ne sont pas affectés par le métamorphisme régional hercynien, mais seulement par des accidents mylonitiques que l'on rattache à cette période. De plus, l'âge stéphanien (312 M.a.) est comparable aux âges obtenus sur les minettes. L'âge permien (258 M.a.) peut être interprété comme un rajeunissement associé à une phase de cisaillement tardi-varisque (Demeulemeester, 1982). Le secteur d'affleurement du filon S10 est en effet affecté par des accidents cisailants, probablement à l'origine des directions "anormales" (non E-W) de ce filon, du filon S11 et du filon cisailé de minette S12.

CONCLUSION : SÉQUENCES DE CRISTALLISATION ET RECAPITULATIF DES DONNÉES MINÉRALOGIQUES

I - LES MINETTES ET LES KERSANTITES

a - Séquence de cristallisation

a1 - Les minéraux magmatiques

Dans les minettes on observe successivement :

- 1 - la cristallisation du **clinopyroxène**, (éch.W1t;W2t,V3b);
- 2 - l'"ouraltisation" du cpx en amphibole **verte** (W2t) ou la cristallisation de celle-ci en microphénocristaux automorphes et zonés (éch.X1).
- 3 - la transformation de l'amphibole en **mica (phlogopite, biotite)**
- (?) - l'olivine n'apparaît qu'en cristaux altérés. Sa place dans la séquence de cristallisation n'est pas clairement établie : elle cristallise avant le mica car sa résorption est accompagnée par la nucléation de mica épitaxitique sur ses bordures. (N.B. les expérimentations sur la fusion/cristallisation des minettes montrent qu'à H.P. le mica (phlogopite) et le diopside cristallisent avant l'olivine - Esperança & al., 1987).
- 4 - La **magnétite**, l'**apatite** et le **zircon** sont inclus dans le mica.
- 5 - Le plagioclase et l'orthose englobent les ferro-magnésiens. Le microcline, l'adulaire et le quartz forment la gangue du plagioclase et de l'orthose.

a2 - l'association secondaire

Se sont principalement des amphiboles actinolitiques, des carbonates (probablement ankérite), des chlorites, des sulfures de fer. Leur cristallisation est probablement, dans la plupart des cas, primaire et tardi-magmatique, sans lien avec la déformation régionale du socle. Ceci apparaît clairement dans certains filons à intra-éponges du cortex.

b - Occurrence et caractéristiques des minéraux magmatiques

Le PYROXÈNE : Les reliques saines sont exceptionnelles - Il s'agit d'un cpx de type **chromdiopside** dans les minettes du Taillefer; en xénocristaux à textures de recuit ou en sections automorphes isolées (0.2-0.5mm) (éch.W1T, W2T). - Le filon V3 (Mariande) en présente un autre type non analysé, à macles de l'augite (trois clivages, probablement un diallage).

L'OLIVINE : 0 à 5% - Probable mais toujours altérée et généralement corrodée (serpentine, talc, calcite, chlorite) - Présente surtout dans les minettes mafiques du Champsaur (éch.453, 452, OH4a)

L'AMPHIBOLE MAGMATIQUE : Fréquente mais peu abondante - 0 à 15% - Elle est de type pargasite ferrique. En sections automorphes ou corrodées, avec des zonations brunes à la périphérie. Recristallisations en biotite.

L'APATITE : Toujours présente - 2 à 3% - Microphénocristaux de grandes dimensions, jusqu'à 1 mm, cristaux isolés ou jointifs, automorphes, souvent corrodés. En inclusions dans le mica (éch.W41t).

La MAGNÉTITE : fréquente mais souvent transformée en sphène- 1 à 2% - Grains arrondis et corrodés. Sections saines en inclusions dans le mica.

Le SPHÈNE et le ZIRCON : sections automorphes exceptionnelles (échantillon V3b). Le zircon est en inclusions dans le mica

Le MICA (BIOTITE; PHLOGOPITE) : Toujours présents, 30 à 40% - Toutes les transitions existent entre le phlogopite (Mg:Fe = 2.3) et la biotite Mg:Fe = 0.8 - Les cristaux zonés montrent un accroissement de Fe, Ti, Al et une baisse de Si, Mg, Cr du coeur vers la bordure. Les phénocristaux sont parfois très déformés : dislocations, plis, kinks. Inclusions de magnétite, apatite, rutile (sagénite).

Le PLAGIOCLASE : Son volume est difficile à estimer en raison de l'altération. Subautomorphe (éch.T16a,Gr,X1b). Souvent épigénisé (albite, adulaire).

Le FELDSPATH POTASSIQUE : Toujours présent; 35 à 45% - En général, grandes sections d'orthose (perthites) généralement altérés, parfois à gangue de microcline.

Le QUARTZ : Fréquent mais peu abondant - 0 à 5% - En sections interstitielles et sous grains dans les minettes felsiques. En xénocristaux corrodés, bordés de phyllites, biotites et d'amphibole verte.

Les CARBONATES : Le carbonate roux ferrifère (ankérite), en ocelles et en veines s'observe à l'intérieur des filons zonés et en brèche non tectonique, suggérant une origine hydrothermale primaire.

II - LES VOGESITES

a - séquence de cristallisation

a1 - les minéraux magmatiques

Dans les lamprophyres à amphibole, de très rares sections reliques de clinopyroxène (non analysée) attestent que ce minéral cristallise avant l'amphibole magmatique brune.

Le plagioclase s'observe en inclusions dans les phénocristaux d'amphibole brune, suggère qu'il est contemporain de l'amphibole. Mais il ne se développe véritablement que dans la matrice et en particulier dans les faciès les plus alumineux ou il constitue la quasi totalité de la trame (vogésites grenues) (filon S9). La biotite est tardive, se développe au détriment de l'amphibole primaire.

a2 - Les minéraux secondaires

Il s'agit tout d'abord de l'amphibole actinolitique qui altère l'amphibole brune pargasitique. On observe aussi de la chlorite, de la séricite, du sphène, des sulfures de fer.

b - occurrence et caractéristiques des minéraux magmatiques

Le PYROXENE, L'OLIVINE (?) : Cristaux altérés, isolés ou en amas, présentant des indices d'une importante corrosion magmatique. Altérations en chlorite, actinote et magnétite. Outre le cpx, les faciès très finement cristallisés du Champsaur présentent des contours suggérant d'anciennes olivines (éch. OJ11, PN62).

La MAGNETITE : toujours présente mais peu abondante; 1 à 2% - cristaux xémorphes, partiellement ou totalement transformés en sphène. En inclusions dans l'amphibole.

Le SPHENE : en cristaux du type leucoxène et en rares sections losangiques de quelques dizaines de microns (éch.S31a, PN62).

L'AMPHIBOLE BRUNE : Toujours présente - 30 à 45%. L'amphibole est presque toujours le seul ferro-magnésien et son volume détermine la basicité de la roche. Elle forme deux générations :

- des phénocristaux zonés de **Mg-pargasite** (2-8 mm), à contours fusiformes caractéristiques, s'enrichissant en Fe, Al, K et s'appauvrissant en Si, Mg vers la bordure.
- des microcristaux aciculaires (0.05 - 0.3 mm) de **ferro-pargasite**.

L'APATITE : Toujours présente - 1 à 2% - Cristaux en aiguilles (0.05 à 0.5mm). En inclusion dans le plagioclase, le quartz interstitiel.

Le PLAGIOCLASE : Il occupe la matrice et se trouve très rarement en phénocristaux automorphes (éch. S11a, S6). Il est généralement altéré mais aussi probablement adularisé ou albitisé, dans la plupart des cas. Une seule analyse (éch.S10) a donné An42-Or0.2. Dans les faciès grenus il présente des zonations à la terminaison des prismes (filon S9).

La BIOTITE : Fréquente mais peu abondante - 0 à 4% - Cristaux isolés mais plus souvent issus de la recristallisation de l'amphibole. Inclusions de rutile caractéristique (sagénite). Altération en chlorite et leucoxène.

Le QUARTZ : Toujours présent en xénocristaux corrodés peu à très déformés (éch.S2a). Également en sections polycristallines interstitielles dans les faciès différenciés.

L'ALLANITE : exceptionnelle. Un seul cristal fortement corrodé suggère une origine exogène (0.6 mm, éch.V11a)), séparé de la matrice amphibolique par une gangue de clinozoïzite et de **PYRRHOTITE**.

III - LES QUARTZ - MONZODIORITES

Ces roches sont à biotite seule ou amphibole seule et matrice felspathique pauvre en quartz. Elles sont plus pauvres en cristaux ferro-magnésiens que les lamprophyres (10-15%) d'ou leur texture sub-lamprophyrique.

La MAGNETITE : 1 à 2% - Grains déchiquetés +/- recristallisés en sphène.

La PARGASITE BRUNE : 10 à 15% - Même caractères optiques que l'amphibole des vogésites; probablement plus ferrifère car principalement altérée en épidote de type pistachite.

Le PLAGIOCLASE : 40 à 45% - Microphénocristaux zonés et altérés. Les bordures sont limpides (adularisées ?).

La BIOTITE : Sections de 1 à 2 mm selon [001], les bordures sont déchiquetées. Elle présente d'abondantes inclusions de **RUTILE**.

L'APATITE : Moins de 1% - formes des aiguilles dans le felspath et le quartz intergranulaire.

Le FELDSPATH POTASSIQUE : 20 à 40%. Il est très finement cristallisé et altéré.

Le QUARTZ : en xénocristaux corrodés ou en sections interstitielles polycristallines.

TABLEAU 7 - SYNTHÈSE DES LAMPROPHYRES ETUDIÉS

ÉCHANTILLONS	DYKES			MINÉRALOGIE		TYPE
	X	Y	Z	DIRECTION ENCAISS. PENDAGE	PHÉNOCRISTAUX & mic. phctx	
LAMPROPHYRES MICACÉS						
LAVEY - MARIANDE						
S12a-b	:904.40	298.35	1920	N175-85W	gneiss Lav. :Bi (Hb)	:FK Ap [Qz] Chl Sph Act : kersantite
V3b	:902.78	298.70	1950	145V	gneiss Lav. :Bi Cpx (Hb)	:FK Cpx Hb Ap Mt Ab Chl Act Lc CC :minette mafique
CHAMPSAUR :						
T18a	:902.75	276.85	1820	N50-65N	amph.cort. :Bi	:FK Ap Sph Chl Tlc CC : -
T21b	:903.15	278.00	2140	N45-85W	amph.cort. :(Bi) (Hb)	:FK Mt Ap Zr Chl Hm Lc CC : -
T21c	:	:	2140	N45-85W	amph.cort. :(Bi) [Qz]	:FK Mt Ap Zr Chl Act CC Lc Py : -
T22b	:901.60	275.75	1550	N70V	amph.cort. :(Bi) Fk (Cpx ou Ol)	:FK Ap Qz Chl Hm CC Py : -
T22c	:	:	:	:	amph.cort. :Bi (Hb)	:FK Mt Ap Qz Cc Chl Tlc Sph : -
T22d	:	:	:	:	amph.cort. :Bi (Hb)	:FK Mt Ap Qz Cc Chl Tlc Sph:minette mafique
BH62#	:897.20	278.42	1980	-	gneiss cort. :Bi Hb	:FK Pl Qz Zr Ap Chl Sph Py Tlc : kersantite
OJ33#	:	:	:	-	amph.cort. :Bi	:FK Ap Qz Mt Chl : min. felsique
OK53#	:903.35	277.74	1795	-	cong.Chail. :Bi Hbv	:FK Pl Ap Zr Qz Chl Ab Act Op Sph: kersantite
OH4a#	:902.00	279.00	ébouli	-	amph.cort. :Bi (Ol)	:Fk Op Ap Qz Zr Chl Ca Sph Py Spt:minette mafique
OL510#	:903.98	276.76	1930	-	cong.Chail. :Bi (Ol ou Cpx)	:Ap Fk Qz Op Sph Chl CC Spt :minette mafique
X1a	:897.35	279.65	1991	éboul.	gneiss cort. :Bi Hb(z)	:Fk Qz Chl Rt Py : -
X2b	:	:	:	N70-80W	gneiss cort. :Bi Hb	:Fk Pl Qz Chl Rt Py : -
VALBONNAIS :						
T16a	:884.90	299.50	820	N40-70E	fo.Taillefer :Hb Bi	:Pl Fk Mt CC Chl Rt Py :minette mafique
4.5.1*	:887.50	293.10	980		fo.Taillefer :Bi (Ol)	:FK Ap Act Chl Op Tlc : -
4.5.2*	:	:	:		fo.Taillefer :Bi (Ol)	:FK Ap Zr Act Chl Py Tlc : min. felsique
4.5.3*	:	:	:		fo.Taillefer :Bi (Ol)	:FK Ap Zr Chl Tlc Sp Ca : min. felsique
4.3.3*	:885.78	296.12	1070	45V	fo.Taillefer :Pl (Px)	:FK Qz Ap Chl Lc CC :minette mafique
Gr*	:887.50	294.78	980	-	fo.Taillefer :Bi Hb	:FK Pl Qz Mt Ap CC Lc Chl : min. felsique
TAILLEFER :						
W1T	:882.50	310.40	2350	75V	myl.Taillefer:Cox (Bi) [Qz]	:Hb Fk Mt Chl CC Spt : min. felsique
W4T	:	:	:	125V	myl.Taillefer:Bi(z) (Cpx)	:Mt Ap Rt Chl Act CC : -
W3T	:	:	2390	165V	myl.Taillefer:Bi Hb(z)	:FK Qz Chl CC : -
VOSGÉSITES (LAMPROPHYRES A AMPHIBOLE)						
LAVEY - MARIANDE - LAURANOURE						
S11a	:904.05	295.50	2240	N175-80W	gneiss Lav. :Hb (Pl) [Qz]	:Pl Fk Act Qz Lc Ap Mt Chl :microcristalline
S10	:904.25	298.55	2050	N120-80N	gneiss Lav. :Hb Bi [Qz]	:FK Act Qz Lc Ap :porphyrique
V6a	:902.90	299.25	1910	N160-75E	gneiss Lav. :Hb Pl [Qz]	:FK Act Qz Lc Ap Mt Chl :mic. fluid.
V11a	:902.90	299.25	1950	N120V	gneiss Lav. :Hb [Qz,Al]	:Pl Qz Fk Ap Ep Chl Prh :microcristalline
U9a	:902.75	298.60	2490	N140-75N	gneiss Lav. :Hb [Qz]	:FK Hbb Ap Qz Op Act Lc Ep :mic. fluid.
S9a	:903.85	297.30	2290	N115-80N	gneiss Lav. :Hb Pl [Pl]	:FK Pl Op Qz Rt Chl Lc :grenue
S9c	:	:	:		gneiss Lav. :Hb Bi	:Fk Ab Qz Ap Mt Act Ep Rt :grenue
S9d	:	:	:		gneiss Lav. :Hb Bi	:Pl Qz Fk Ap Act Chl Lc Hm :microcristalline
S7a	:904.60	297.80	1870	N110V	gneiss Lav. :Hb Bi [Qz]	:FK Pl Qz Ap Act Lc :microcristalline
S2a	:905.05	297.55	1710	N75V	gneiss Lav. :Hb [Qz]	:FK Qz Ap Act chl Lc Op :microcristalline
S6	:906.15	293.90	1960	N120-75S	gneiss Lav. :Hb(Pl)(Cpx)[Qz]	:FK Act Qz Lc Ep Ap Mt Chl :porphyrique
S31a	:904.05	298.55	2270	N105V	gneiss Lav. :Hb Bi [Qz]	:Hb Pl Ap Zr Act Chl Ep Lc :porphyrique
NA75#	:905.60	294.55	2470	N130V	gneiss Lav. :Hb (Bi) [Qz]	:Pl Qz Ap Act Lc Rt :microcristalline
GIOBERNEY - CHARDON :						
R4c	:971.95	289.15	2570	N135-85N	myl.P.Arg. :[Qz]	:Fk Pl Qz Act Lc Ep Rt Hm : microblastique
R5b	:971.20	288.00	3210	N175-70E	myl.P.Arg. : (Hb)	:FK Bi Act Lc Qz :microcristalline
R6b	:971.35	288.10	3050	N115-85E	Gran.Giob. :Hb [Qz]	:Bi Fk (Pl) Act Lc :microcristalline
R7a	:975.00	287.35	2150	N115V	:[Qz]	:Mt Ap Lc Chl Qz CC : microblastique
OLAN - MORGES :						
M2	:905.45	290.25	2760	N135-75N	Gn./Amph.Turb:Hb (Px?,Ol?)	:Qz Fk Hbb Ap Act Chl Lc :microcristalline
PN62#	:910.03	283.41	2424	N130-85E	Gn. Crupill. :Hb [Qz,FK]	:Qz Fk Pl Ap Zr Act Chl Ph :microcristalline
CHAMPSAUR (Molines) :						
OJ11#	:Molines	:	:	-	amphib.cort. :Hb Fk (Ol?)	:FK Qz Ap :microcristalline
OJ32#	:	:	:	-	amphib.cort. :Hb	:FK Qz Ap Mt Chl :microcristalline

(entre crochets) : xénocristaux; (entre parenthèses) : phénocristaux altérés; symboles des minéraux en annexe II

: éch. Le Fort; * : Tanc. Coll. Institut Dolomieu

X, Y : coordonnées Lambert III, Z : altitude en mètres

légende encaissant: myl. P.Arg.: formation de Peyre Arguet; gran. Giob.: granite Gioberney; amph. cort.: amphibolites du cortex congl. Chailloz; conglomérats du Chailloz (cortex)

CHAPITRE III

COMPOSITIONS CHIMIQUES, NOMENCLATURE et AFFINITÉ MAGMATIQUE
DES LAMPROPHYRES ET DES QUARTZ-MONZODIORITES

I - METHODES D'ANALYSE

Les compositions chimiques représentatives des lamprophyres micacés, des vogésites et des quartz-monzodiorites sont présentées dans les tableaux 8, 9, 10. Les minettes et les kersantites analysées sont exclusivement des échantillons à biotite saine. Parmi les vogésites on a retenu l'échantillon très altéré R7a, pour la mise en évidence des tendances évolutives de l'altération.

Les dosages des constituants majeurs ont été effectués par Fluorescence X à l'Institut Dolomieu (analyste F.Keller). Rb, Sr, Nb, Y et Zr ont été dosés au laboratoire de Pétrologie de l'Université C. Bernard (analystes M.Germanique; P. Capiez). Le dosage des Terres Rares (Tab.13) a été réalisé par activation neutronique à l'Institut L.Langevin (Grenoble) par G.Vivier et R.Oliver.

II - LES LAMPROPHYRES

A - Les Elements Majeurs

A1 - Kersantites et Minettes

Nous subdivisons les lamprophyres micacés en termes alumineux (les kersantites, $Al_2O_3 > 14\%$) et en termes peu alumineux (les minettes, $Al_2O_3 < 14\%$; cf.infra "problème de nomenclature").

Aux trois échantillons de kersantites étudiés (chap. précédent) on peut probablement ajouter les échantillons OL721 et 4.1.1 décrits par Vatin-Pérignon & al., 1972 (Tab. 8).

TABLEAU 8 MINETTES & KERSANTITES DU MEP; COMPARAISON AVEC LES MOYENNES MONDIALES

Échant.	MINETTES MAFIQUES						MINETTES FELSIIQUES					
	VALBONNAIS		CHAMPSAUR		MARIANDE		CHAMPS VALBONNAIS			TAILLEFER		
	T16a	433	OH4a	T22d	OL510	V3b	OJ33	4.2.9	GR	4.5.1	4.5.2	W1T
SiO ₂	46.60	50.75	45.20	48.12	50.8	50.63	56.02	56.0	54.35	52.97	52.30	52.03
Al ₂ O ₃	10.65	12.25	11.90	11.69	13.1	13.27	12.58	13.3	12.25	12.49	12.85	12.4
Fe ₂ O ₃ t	8.41	8.47	8.77	8.18	8.49	7.06	5.77	7.02	7.38	7.88	7.82	8.51
MnO	0.15	0.15	0.25	0.14	0.18	0.13	0.1	0.15	0.1	0.10	0.10	0.19
MgO	12.74	9.5	10.23	8.93	6.53	8.66	7.29	6.25	8.41	10.36	10.01	9.81
CaO	6.39	6.3	8.40	7.61	8.3	6.55	4.82	4.8	5.23	4.55	4.20	6.99
Na ₂ O	1.47	2.25	1.60	2.31	2.47	2.52	1.7	2.3	2.41	2.25	2.05	2.34
K ₂ O	2.79	3.3	3.47	3.40	2.8	5.81	6.33	4.75	2.99	4.71	4.41	3.43
P ₂ O ₅	0.87	--	--	0.99	--	1.25	0.91	--	0.71	--	--	1.01
TiO ₂	1.06	1.1	1.19	1.13	1	0.91	0.86	0.8	0.83	1.06	1.03	1.11
PF	7.06	5.3	8.65	5.88	6.71	1.57	4.39	3.3	5.92	2.05	3.9	2.26
Total	98.2	99.4	99.7	98.4	100.4	98.4	100.8	98.7	100.6	98.4	98.7	100.1
Sr	607	--	--	698	--	1255	536	--	697	--	674	426
Rb	122	--	--	196	--	166	186	--	114	--	267	121
Y	21	--	--	25	--	23	20	--	19	--	25	31
Zr	318	--	--	224	--	542	399	--	183	--	381	361
Nb	30	--	--	24	--	55	32	--	15	--	36	36
FeO _t /MgO	0.59	0.80	0.77	0.82	1.17	0.73	0.71	1.01	0.79	0.68	0.70	0.78
Mg/(Mg+Fet)	0.75	0.69	0.70	0.68	0.60	0.71	0.71	0.64	0.69	0.62	0.72	0.69

Échant.	KERSANTITES					LAMPORPHYRES C.A. MICACÉS (moy. mondiales)		
	CHAMPSAUR		LAVEY VALBONNAIS		MINETTES		KERSANTITES	
	OK53	BH62	OL721	S12b	4.4.1	n=140	n=50	n=179
SiO ₂	51.9	55.56	53.2	53.42	54.95	51.36	52.6 +- 6.1	51.54
Al ₂ O ₃	14.25	14.45	16.1	14.21	14.15	12.65	12.6 +- 2.3	14.77
Fe ₂ O ₃ t	8.01	7.31	7.17	7.29	8.57	6.84	7.6 +- 2.6FeO _t	7.42
MnO	0.15	0.13	0.11	0.13	0.15	0.14	0.13 +- 0.14	0.12
MgO	6.32	6.48	6.73	6.54	6.4	7.27	8.0 +- 2.4	6.24
CaO	7.07	4.4	4.88	5.52	4.45	6.37	7.9 +- 2.9	5.99
Na ₂ O	3.3	1.87	3.17	2.85	0.1	1.91	2.0 +- 0.7	2.95
K ₂ O	2.45	5.48	4.19	5.04	4.75	6.08	6.0 +- 1.3	3.36
P ₂ O ₅	--	1.1	--	1.00	--	1.08	1.2 +- 0.4	0.66
TiO ₂	1.1	0.83	0.92	0.99	0.9	1.46	1.9 +- 1.1	1.16
PF	5.67	1.89	2.46	1.70	4.2	4.35	2.2 +- 1.1	4.05
Total	100.2	99.5	98.93	98.69	98.62	CO ₂ 2.23	1.8 +- 2.2	1.74
Sr	--	386	--	875	--	99.51		98.26
Rb	--	376	--	141	--			
Y	--	27	--	33	--			
Zr	--	156	--	492	--			
Nb	--	15	--	43	--			
FeO _t /MgO	1.14	1.02	0.96	1.00	1.21			
Mg/(Mg+Fet)	0.61	0.64	0.65	0.64	0.60			

1 & 3: moy. mond. des lamproph. micacés in N.S. Rock, 1984

2 moy. mond. des minettes, in Bergman 1987.

éch. 433, OH4a, OL510, 429, 451, 452, GR, OJ33, OK53, BH62: coll.

Institut Dolomieu, Grenoble analyses en fluorescence X

analyses en fluorescence X

-- : non déterminé

Fe/Mg+Fet: en proportions cationiques. FeO_t= 0.9 Fe₂O₃t

TABLEAU 9 VOSGESITES DU MEP

Ech.	LAVEY - MARIANDE - LAURANOURE						MARIANDE		
	NA75	S9a	S9d	S11a	S6	S10	U9a	V6a	V11a
SiO ₂	52.80	54.83	55.02	51.56	53.30	52.95	55.07	55.52	--
Al ₂ O ₃	16.00	17.05	16.49	16.00	16.46	15.95	15.75	15.14	--
Fe ₂ O ₃ t	7.33	7.46	7.83	9.64	7.59	8.55	9.04	7.75	--
MnO	0.13	0.14	0.16	0.16	0.40	0.15	0.15	0.15	--
MgO	6.84	5.90	6.41	7.13	6.02	7.08	6.48	6.86	--
CaO	6.35	4.99	5.45	6.63	5.03	7.20	6.13	6.54	--
Na ₂ O	2.93	3.17	3.05	2.15	2.17	2.11	1.82	2.72	--
K ₂ O	2.88	2.26	2.27	3.10	4.06	3.36	2.56	2.05	--
P ₂ O ₅	--	0.33	0.31	0.52	0.36	0.41	0.18	0.54	--
TiO ₂	1.02	1.02	0.97	1.03	0.85	1.19	0.82	0.82	--
PF	2.23	2.67	2.45	2.33	3.84	2.02	2.61	2.41	--
Total	98.51	99.82	100.4	100.25	100.0	100.9	100.6	100.5	--
Sr	--	336		466	252	413	352	348	338
Rb	--	101		112	158	98	111	76	77
Y	--	26		25	25	28	27	26	26
Zr	--	184		199	148	152	133	131	137
Nb	--	17		23	12	14	9	10	9
FeO _t /MgO	0.964	1.138	1.099	1.217	1.135	1.087	1.256	1.017	--
Mg/(Fe+Mg)	0.65	0.61	0.62	0.59	0.61	0.62	0.59	0.64	--

Échant.	CHARDON BANS OLAN CLAPOUSE CHAMPSAUR						VOSGESITES SPESSARTITES moyennes mondiales	
	R7a	R6b	M2	PN62*	OJ11	OJ32	n=31	n=129
SiO ₂	56.55	55.75	53.8	54.16	49.4	55.29	50.7	51.94
Al ₂ O ₃	16.25	15.68	15.76	16.16	14.9	15.72	14.01	15.12
Fe ₂ O ₃ t	8.6	6.75	6.96	7.57	8.73	6.43	7.896	8.936
MnO	0.13	0.14	0.15	0.24	0.14	0.09	0.17	0.14
MgO	5.52	6.35	7.51	6.99	9.59	5.23	7.41	6.85
CaO	1.64	6	6.31	5.60	7.48	5.49	6.83	7.04
Na ₂ O	2.57	3.12	2.47	2.43	2.92	3.37	2.76	3.19
K ₂ O	4.17	2.15	2.73	2.70	1.06	2.78	4.19	2.4
P ₂ O ₅	0.46	0.31	0.5	0.19	--	1.01	0.77	0.44
TiO ₂	0.88	0.78	0.95	0.88	0.91	1.15	1.44	1.36
PF	3.36	2.20	2.30	3.50	4.09	2.59	4.18	3.5
Total	100.13	99.23	99.44	100.42	99.22	99.15	100.3	100.91
Sr	171	352	432	--	--	--	730	--
Rb	191	114	121	--	--	--	205	--
Y	28	23	26	--	--	--	--	--
Zr	188	145	170	--	--	--	170	--
Nb	17	13	20	--	--	--	--	--
FeO _t /MgO	1.402	0.957	0.834	0.975	0.819	1.107	0.959	1.174
Mg/(Fe+Mg)	0.56	0.65	0.68	0.65	0.69	47.47		

Moy. mond. des lamproph. C.A. à amphibole in N.S. Rock, 1984

éch. NA75, PN62*, PN62, OJ11, OJ32: coll. Inst. Dolomieu, Grenoble,

échantillonnage P.Le Fort. -- : non déterminé

Ces roches contiennent toujours plus de 51% de SiO₂. Elles apparaissent relativement peu calciques, ferrifères et titanifères, mais sont particulièrement riches en phosphore et parfois très potassiques. Les teneurs en Al₂O₃ sont peu variables (14.1 à 14.5%), sauf celle de OL721 qui apparaît exceptionnelle (Al₂O₃= 16%). Celles du fer, du magnésium, du titane et du phosphore se révèlent également très stables (Fe₂O₃t : 6.3 à 7.5%; MgO : 6.3 à 6.7%, TiO₂ : 0.8 à 1.1%; P₂O₅ : 1 à 1.1%).

Les compositions en K₂O (2.4 à 5.5%), Na₂O (1 à 3.3%) et CaO (4.4 à 7%) sont plus variables.

Les teneurs en SiO₂ des minettes varient davantage, entre 45 et 56% (Tab. 8). On les subdivise en minettes mafiques (SiO₂ < 51%) et en minettes felsiques (51% < SiO₂ < 56%) en référence à la terminologie adoptée pour ce type de lamprophyre (Roden, 1981; Esperança & al., 1987).

Les teneurs en fer, titane et phosphore des minettes sont comparables à celles des kersantites, mais ces roches sont plus magnésiennes et assez potassiques (MgO : 6.5 à 12.7%; K₂O : 2.8 à 6.3%).

La distinction entre minettes mafiques et minettes felsiques coïncide approximativement avec la présence ou l'absence d'olivine et de pyroxène altéré. Cependant, à l'instar de la minette felsique à clinopyroxène (éch.W1T, SiO₂ = 52.1%), certaines minettes felsiques contiennent un volume encore important de ferro-magnésiens altérés (10 à 15%, éch. 452); probablement constitués d'anciens diopsides (SiO₂ du diopside, SiO₂= 53%).

A2 - Les vogésites peuvent être subdivisées en faciès basiques (SiO₂ < 51%) peu abondants (éch.OJ11 et S11a) et en faciès plus différenciés (51% < SiO₂ < 56%).

Les variations de composition concernent principalement l'alumine (Al₂O₃: 14.9 à 17%), le magnésium (MgO: 5.2 à 9.6%), le fer (Fe₂O₃t: 6.4 à 9.6%); le potassium (K₂O: 1.1 à 4.1%) et le calcium (CaO: 5 à 7.5%) avec une teneur anormale de 1.7% de CaO pour la vogésite recristallisée du Chardon (éch.R7a).

Na₂O, et TiO₂ varient dans de moindres proportions (Na₂O: 1.8 à 3.4%; TiO₂: 0.82 à 1.19%).

A l'instar des lamprophyres micacés, ces roches sont donc peu ferrifères, peu titanifères, mais aussi moins potassiques (K₂O < 3.5%) et moins riches en phosphore (P₂O₅ < 0.51% sauf OJ32: 1.15%).

Les faciès grenus du filon bréchiq S9 (éch.S9a, S9d) présentent des teneurs plus élevées en alumine (Al₂O₃= 16.7% pour 16%) et plus faibles en K₂O% (2.3% pour 3.4%) par rapport à la moyenne. Ces compositions sont matérialisés par la grande abondance du plagioclase, caractéristique de ces faciès.

B - Les éléments en traces

A l'instar du potassium et du phosphore, les éléments dits incompatibles sont abondants dans les minettes et les kersantites, avec des concentrations généralement plus faibles dans les kersantites (Tab. 8, 12). Elles sont cependant assez variables : Sr:386 à 1255ppm, Rb:114 à 376 ppm; Th: 19.5 à 42 ppm; Nb: 15 à 55 ppm; Zr: 183 à 492 ppm, Hf: 4.22 à 13.21 ppm; Sc: 11.3 à 25.9 ppm. Les concentrations en Y sont plus stables (19 à 31 ppm).

Les vogésites (Tab.9) sont sensiblement moins enrichies, notamment en éléments lithophiles (Rb, Th, Sr) mais peuvent présenter des compositions semblables aux kersantites pour les autres éléments (cf.infra: comparaison des lamprophyres, hétéromorphisme).

C - Problèmes de nomenclature

L'I.U.G.S. recommande le classement des lamprophyres selon la nature et les proportions des minéraux primaires dans le diagramme QAPF (annexe I-B), tout en reconnaissant que leur "altération hydrothermale très fréquente" implique une certaine "approximation" (Streckeisen, 1979).

Les compositions du diopside, de la pargasite, du mica et la nature des minéraux accessoires (quartz, apatite, allanite, rutile) associent nos roches au groupe des lamprophyres calco-alcalins (annexe I-B; Streckeisen, 1979). Cependant, l'altération de la matrice feldspathique et la prédominance d'un feldspath potassique de basse température (adulaire, microcline) ne permettent pas une discrimination précise des lamprophyres micacés qui, selon la nomenclature, se classent d'après le rapport modal F.K. / Plagioclase, (minettes / kersantites).

Le nom de kersantite est par conséquent, attribué aux lamprophyres micacés les plus alumineux, par référence aux compositions moyennes publiées pour ces roches (Rock, 1984; Tab. 8) et à celle du mica (Bachinski, et al.; 1984; Wagner, 1987; chap. précédent).

Les vogésites, lamprophyres à feldspath potassique dominant, posent un problème

semblable : l'abondance du plagioclase épigénisé dans les faciès grenus permettrait probablement de les classer en spessartites (Tab. 9), mais ces roches restant assez potassiques, sont assimilées aux vogésites.

D - Géochimie et altération

Il convient de déterminer le degré d'altération non topochimique des échantillons utilisés (notamment les variations de P.F., K, Ca, Na, Rb, Sr), afin de permettre des comparaisons (affinité magmatique) et l'étude des processus magmatiques utilisant ces éléments.

D1 - altération des minettes et des kersantites

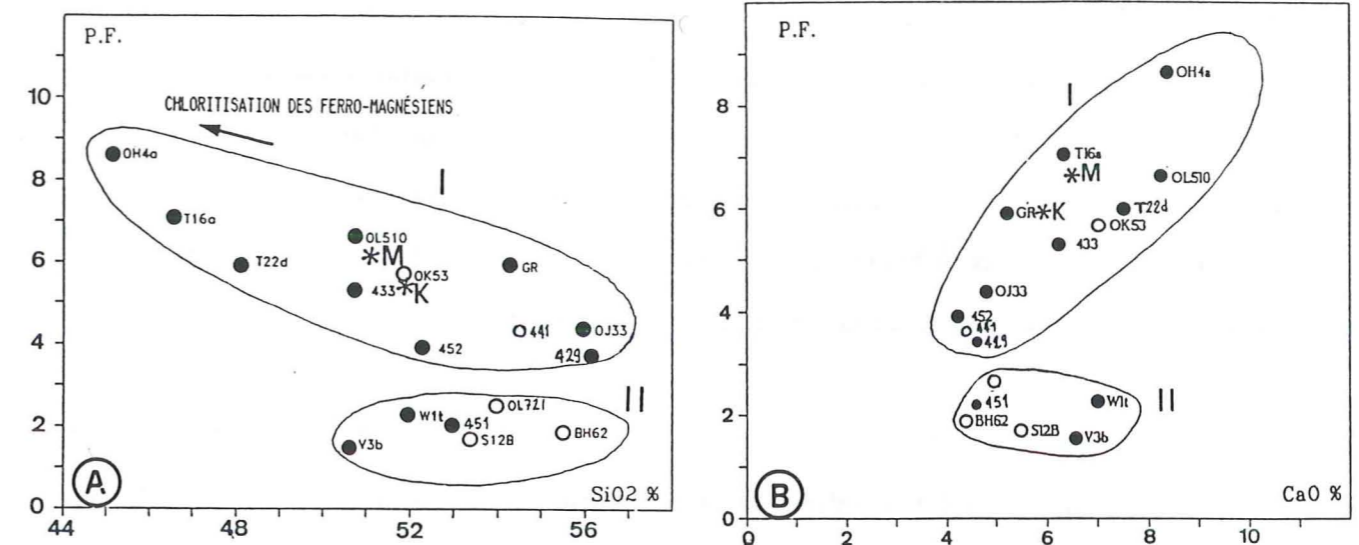
Les diagrammes de perte au feu (P.F.: considérée comme indicateur du degré d'altération), en fonction de SiO₂ et CaO (Fig. 32 a, b) montrent que les lamprophyres micacés se regroupent en deux champs, I et II.

On observe dans le groupe I, une corrélation entre P.F. et les teneurs en SiO₂ et CaO, alors que ces teneurs sont extrêmement variables, dans le groupe II, pour une faible perte au feu.

La corrélation positive entre P.F. et CaO des roches du groupe I résulte de l'imprégnation calcitique, chloriteuse et hématitique de leur matrice. Par ailleurs, la corrélation inverse entre P.F. et SiO₂ traduit probablement l'altération des ferro-magnésiens, plus abondants dans les faciès basiques.

Dans le groupe II, la kersantite S12b (secteur de La Lavey) diffère des faciès sains de ce groupe, par une chloritisation partielle du mica. Cette chloritisation est associée à une schistosité mais n'entraîne pas une imprégnation calcito-chloriteuse de la matrice. La faible valeur de P.F. de ce faciès (P.F.=1.7%) suggère que l'altération liée aux recristallisations dynamiques (déformations régionales du socle) n'accroît pas sensiblement les teneurs en fluides des lamprophyres micacés.

D'autres indices structuraux vont également dans le sens d'une absence de corrélation entre l'altération des lamprophyres micacés et la schistosité régionale du socle (alpine ou tardi-hercynienne) : (i) - la répartition homogène de l'altération dans les filons altérés (T21, T16); (ii) - l'association structurale étroite de filons altérés et non altérés (p.ex. le filon télescopé T22, filons



Figures 37 A-B - Comportement de PF en fonction de SiO₂ (A) et (CaO) dans les minettes et les kersantites du MEP. Le groupe I rassemble des faciès plus altérés: l'altération concerne principalement la matrice (calcite, chlorite, hématite): la corrélation CaO / PF témoigne de la calcitisation de ces faciès. La corrélation inverse SiO₂ / PF reflète l'altération du cpx et de l'olivine des minettes mafiques (SiO₂ 51%). Le groupe II contient des faciès sains, sauf S12b qui est schistosé. M: moyenne des minettes; K: moyenne des kersantites (sources: Rock, 1984).

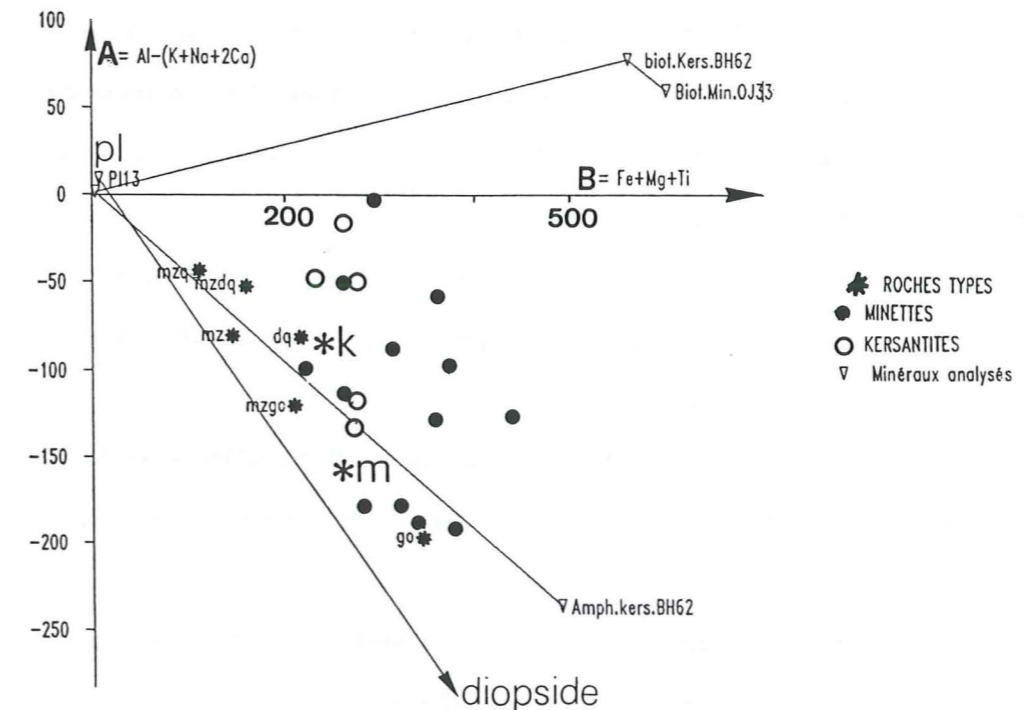


Figure 38 - Lamprophyres micacés du MEP reportés dans le diagramme des minéraux caractéristiques (Debon et Le Fort, 1988). Sont reportés également les moyennes des minéraux magmatiques analysés. Les R.T. se placent à l'intérieur de l'air délimité par leurs minéraux cardinaux, montrant que l'altération (mobilité de K, Ca, Na en particulier) n'a pas sensiblement affecté leur chimisme initial. m: moyenne des minettes (Rock, 1984); K: moyenne des kersantites, même source.

T18 et T21, chap. I); (iii) - la prédominance des filons altérés dans les secteurs du MEP les moins affectés par la schistosité régionale du socle (Champsaur, Taillefer).

En revanche, la structure télescopée du filon T22 montrant une venue magmatique microlitique très altérée entre deux venues à biotite saine, suggère que l'altération des lamprophyres micacés est un phénomène contemporain de leur mise en place. L'altération découle soit d'un processus pneumatolitique tardif par rapport à la cristallisation du magma, soit de la sursaturation en fluides du magma lors de sa mise en place (Roden, 1981).

D2 - Altération des vogésites

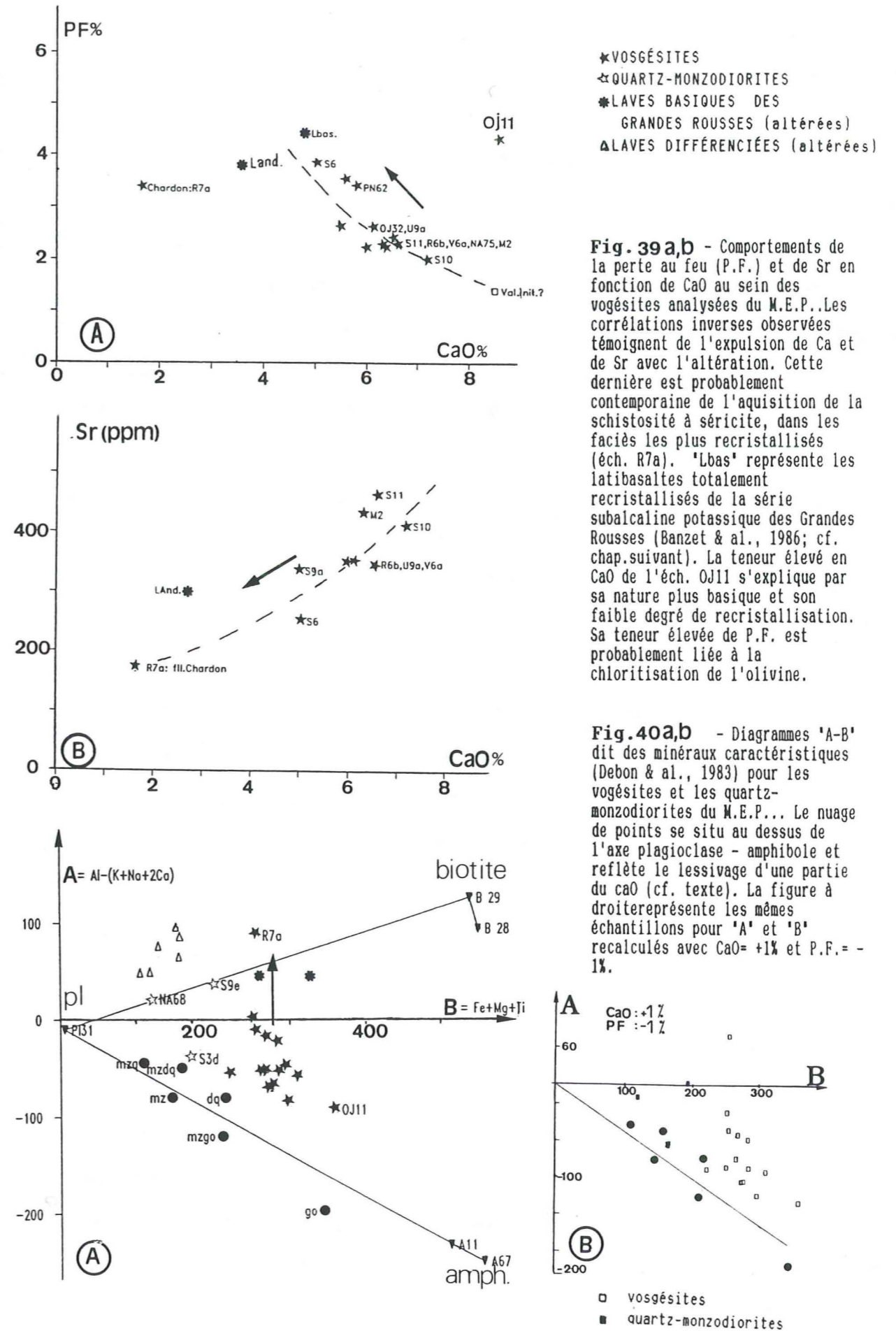
Les figures 39 a & b montrent le comportement de la perte au feu (P.F.) et de Sr dans les vogésites, en fonction de CaO%. On remarque une tendance évolutive témoin d'une corrélation négative de CaO et de P.F. d'une part, et de Sr et de CaO, d'autre part.

Aux extrémités de la droite CaO versus P.F., se placent les points représentatifs des laves basiques stéphaniennes des Grandes Rousses et la projection de la valeur en CaO d'une vogésite peu différenciée et préservée de toute séricitisation (éch. OJ11). Banzet & al. (1986) ont montré que les laves des Grandes Rousses ont une affinité subcaline potassique, enrichies en fluides par altération et lessivées en CaO lors de la séricitisation alpine. Hormis les éléments mobiles, CaO, K, Na et Sr, elles sont très semblables aux vogésites (comparaison chap. suivant). Leur composition initiale en CaO est estimée à 8%.

L'échantillon R7a, occupe dans ces deux diagrammes une position éloignée de la courbe d'altération, car ce faciès assez différencié, contient peu de ferro-magnésiens susceptibles de piéger les fluides (chlorites: H₂O=10%).

Ainsi la séricitisation, vraisemblablement liée aux déformations d'âge alpin dans les niveaux structuraux supérieurs, s'accompagne d'un lessivage en Sr et Ca compensé par un gain en H₂O et Al₂O₃.

Le problème de la mobilité des alcalins - Na, Rb et surtout K - se pose également. Le potassium est mobile à très basse température dans les roches basiques (Bloch & al, 1979; Munhá & al., 1980). Les teneurs en K₂O des vogésites varient entre 1 et 4 %, celles de Na₂O entre 1.8 et 3.2 %, soit dans les mêmes intervalles que les vogésites citées en référence (Tab.10 et infra: "caractérisation des magmas").



D3 - Conclusion à l'altération des lamprophyres: diagramme des "minéraux caractéristiques"

(Debon, Le Fort, 1983)

Sur les figures 38 & 40 sont reportées les valeurs des paramètres "A" et de "B" des minéraux magmatiques et des roches totales analysés.

Les vogésites (R.T.) s'inscrivent au centre de l'aire délimitée par le mica, les feldspaths et l'amphibole brune. Seul l'échantillon R7a, très recristallisé, se trouve en dehors. Les vogésites, formées presque uniquement de feldspath et d'amphibole, devraient se placer sur l'axe feldspaths - amphibole. Leur disposition au centre de l'aire témoigne d'une valeur anormalement élevée de "A" puisque "B" est peu sensible à l'altération (stabilité de Fe et Ti - Pearce, 1983 - et amphibole peu altérée). Na et K n'étant pas lessivés, l'excès de "A" se rattache donc au déficit en calcium.

La figure 40b montre la position des vogésites (R.T.) pour des valeurs recalculées de "A" et "B" avec + 1% de CaO et - 1% de P.F. Le recalcul, qui ne joue que sur "A", s'avère insuffisant pour placer le nuage sur l'axe Hb-Pl, suggérant des teneurs en CaO originelles de 1.5 à 2 % plus élevées.

Les points représentatifs des minettes et des kersantites (fig. 38) s'étendent à l'intérieur de l'aire délimitée par le mica, le cpx et le plagioclase analysés. Les minettes felsiques ont des valeurs de "A" supérieures à -110 qui s'opposent aux compositions gabbroïques des minettes mafiques (-125 à -191, annexe I-D). Il semble que ces roches se répartissent en fonction des proportions de minéraux cardinaux mais ce diagramme montre que les lamprophyres micacés n'ont pas subi de transformation significative de leur chimisme initial.

III - LES QUARTZ-MONZODIORITES

L'étude des gisements et de la pétrographie des trois échantillons retenus, (chap.II) a montré que les quartz-monzodiorites étaient parfois associées et contemporaines des vogésites (brèches magmatiques) et s'en rapprochaient par leur pétrographie. Mais, elles diffèrent des lamprophyres s.s. par un volume de minéraux ferro-magnésiens sensiblement plus faible et, par l'abondance du quartz.

Les compositions chimiques (Tab. 11) montrent qu'il s'agit de termes plus différenciés

TABLEAU 10
COMPARAISON DES VOGÉSITES AVEC LES MAGMAS C.A. POTASSIQUES
ET ALCALINS

Éch.	1 M. E. P. vogésites "basiques"		2	3
	Lavey S11	Champsaur OJ11	basaltes shoshonitiques d'arc insulaires n=42	basaltes alc. à olivine n=47
SiO ₂	51.56	49.40	50.62 (47.83-52.99)	48.50
Al ₂ O ₃	16.00	14.90	16.01 (11.94-20.05)	16.30
Fe ₂ O _{3t}	9.64	8.73	9.12 (3.67-14.02)	11.41
MnO	0.16	0.14	0.17 (0.13-0.21)	0.17
MgO	7.13	9.59	6.24 (2.05-12.4)	6.60
CaO	6.63	7.48	9.26 (7.62-11.65)	9.90
Na ₂ O	2.15	2.92	2.93 (2.05-3.55)	3.00
K ₂ O	3.10	1.06	2.74 (1.52-4.65)	1.00
P ₂ O ₅	0.52	--	0.44 (0.22-0.74)	0.36
TiO ₂	1.03	0.91	0.83 (0.18-1.550)	2.20
PF	2.33	4.09	1.78 (0.61-2.80)	0.90
traces: compil. Pearce, 1982				
Sr	466	--	934	842
Rb	112	--	51	40
Y	25	--	22	25
Zr	119	--	87	213
Nb	23	--	8.40	84
Th	12	--	3.6	--
La	53.76 Ta=1.11	--	--	--
Ce	97.04 Hf=4.84	--	50	--
FeO/MgO	1.22	0.82	--	1.56
K ₂ O/Na ₂ O	1.44	0.36	0.94	0.33

	4	5	6	7	8	9	10
	vogésites n=12	Shoshonites moyenne n=288	Spessartite Japon n=1	K-And.bas. Alpes N-W n=3	Vogésite Vosges n=1	andésites anorogéniques n=36	Lave alcaline saturée en SiO ₂ Sancrite n=1
SiO ₂	54.47 (52.9 - 55.8)	55.70	53.71	53.47	55.98	53.41	53.40
Al ₂ O ₃	15.97 (15.7 - 17.1)	18.06	15.32	16.50	16.99	15.84	18.52
Fe ₂ O _{3t}	7.60 (6.4 - 9)	7.59	10.83	8.01	6.81	10.60	7.51
MnO	0.18 (0.09 - 0.40)	0.18	0.20	0.16	0.10	0.15	0.14
MgO	6.50 (5.2 - 7.51)	3.98	7.09	5.65	3.98	4.41	2.69
CaO	5.91 (5 - 6.5)	7.75	7.30	7.38	3.84	7.34	7.18
Na ₂ O	2.66 (1.8 - 3.4)	3.37	1.80	2.57	3.08	3.84	4.28
K ₂ O	2.72 (2.2 - 4.1)	3.40	1.39	2.52	3.92	1.59	3.04
P ₂ O ₅	0.43 (0.19 - 0.46)	0.31	0.16	0.38	0.33	0.66	0.45
TiO ₂	0.94 (0.78 - 1.19)	0.93	0.97	1.06	2.18	2.16	2.24
P.F.	2.68 (2 - 3.8)	--	2.26	3.10	0.08	--	1.04
Sr	355 (252 - 432)	--	--	531	571	478	--
Rb	111 (76 - 158)	--	--	98	279	27	--
Y	26 (23 - 28)	--	--	30	35	32	--
Zr	152 (131 - 184)	--	--	143	235	257	--
Nb	14 (9 - 20)	--	--	13	7	25	--
Th	7.20	--	--	11.25	6	--	--
La n = 1	28 Ta=1.06	--	--	23.95 Ta=0.6	76	--	--
Ce	62 Hf=4.32	--	--	46.05 Hf=3.1	148	--	--
FeO/MgO	1.05	1.72	1.37	1.28	1.54	2.16	2.51
K ₂ O/Na ₂ O	1.02	1.01	0.77	0.98	1.27	0.41	0.60

1 Éch. S11 et OJ11: filons de Lavey et de Molines en Champsaur

2 Compilation Morrison, 1980

3 Compilation Manson, 1967

4 Moyenne de 12 vogésites du MEP: éch: M2, V6a, MA75, S10, S6, S9a, S9d, U9a, PN62, PN62*, OJ32, R6b

5 Moyenne des "shoshonites" compilation Gill, 1981. Recalculée sans la P.F.

6 Filon à pargasite brune, intrusif dans les granites C.A. de Kaizuki-Yama (73Ma), Japon cent. Suzuki & al., 1980

7 Dykes intrusifs dans les formations métamorphiques d'âges alpins de la zone du Canavèse associés à des lamprophyres potassiques et des laves (cf. fig...). Italie, Vallée D'Aoste. (âges isotop. des dykes: 22-33 Ma). moy. des éch. 1729, 214, 1710; minér.: Hbb, Cpx, CaPl, Bi, Qtz, K-Fd. in Venturelli & al., 1984

8 Vogésite de Sperberbächle, Vosges. in Oberhänsli, 1986.

9 Trachyandésites: lignée tholéiitique anorogénique, Australie. in Ewart, 1982

10 B. Villemant 1979: analyse 548B Tab D XII

TABLEAU 11 QUARTZ-MONZODIORITES DU MEP, COMPARAISONS AVEC DES ROCHES C.A., SUBALCALINES & ALCALINES

Éch.	1 2 3 Qz-MONZODIORITES du M.E.P. à AMPHIBOLE à BIOTITE			4 5 Qz-MONZODIORITES de plutons		6 SPESSARTITES	7 8 ANDESITES	9 10 K - ANDESITES	11 12 TRACHYTES ALCALINS			
	NA68	S3d	S9e	moy. n=670	*Tuolumne Pluton Sierra Nevada	dyke JAPON	Fiji n=4	Nisyros Grèce n=6	Ancud Chili	Eolo SeaMt Éoliennes	Mt Suzva E-Afr.	E-Otago Nile-Zél.
SiO ₂	61.40	58.53	57.67	59.13	59.49	57.98	59.90	59.65	59.00	58.01	61.09	57.53
Al ₂ O ₃	17.10	16.63	17.56	16.76	16.67	16.63	17.01	17.11	16.50	17.69	16.64	18.37
Fe ₂ O ₃ t	5.60	6.73	6.59	6.91	6.64	7.80	6.57	7.49	5.43	6.08	6.01	6.32
MnO	0.10	0.11	0.11	0.13	0.11	0.08	0.14	0.15	-	0.11	0.18	0.19
MgO	1.67	3.24	4.04	2.56	3.06	3.92	3.30	2.59	3.70	2.25	0.59	0.83
CaO	3.93	6.19	3.79	5.56	5.96	7.77	7.20	5.66	4.80	5.94	1.52	2.30
Na ₂ O	3.10	2.53	3.83	3.61	3.53	2.43	3.90	4.48	4.00	3.36	6.49	6.92
K ₂ O	3.44	2.71	2.26	3.04	2.33	0.97	1.30	2.11	2.40	3.94	5.89	4.61
P ₂ O ₅	--	0.22	0.49	--	0.20	0.30	0.20	0.26	0.26	0.33	0.13	0.17
TiO ₂	0.76	0.77	0.98	0.83	0.85	0.98	0.69	1.18	0.72	0.83	0.91	0.55
PF	1.68	2.54	2.61	1.04	1.32	1.42	0.72	-	2.90	1.99	0.96	2.26
TOT.	98.78	100.20	99.93	99.57	100.16	100.28	100.93	100.00	99.71	100.53	100.41	100.05
100Mg/Mg+Fe	37.1	48.8	54.8	42.3								
Sr	-	381	375	417	546	-	490	426	190	535	-	-
Rb	-	81	100	108	111	-	20	60	120	119	-	-
Y	-	30	28	-	-	-	18	24	-	36	-	-
Zr	-	156	254	-	-	-	114	206	-	150	-	-
Nb	-	11	20	-	-	-	2	15	-	18	-	-
Th	-	-	12.81	-	-	-	1.80	6.77	6	13	-	-
U	-	-	-	-	-	-	0.75	2.51	2	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	11.00	29.87	19	59	-	-
Ce	-	-	94.82	-	-	-	27.00	54.92	38	101	-	-
Yb	-	-	1.85	-	-	-	1.40	2.51	1.9	-	-	-
Lu	-	-	0.51	-	-	-	-	0.52	-	-	-	-
Hf	-	-	6.04	-	-	-	2.30	4.79	4.6	-	-	-
Ta	-	-	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	14.02	-	-	-	16	19	16	17	-	-
Q	121.0	112.1	103.5	81.1	96	130.4	93.4	74.5	90.4	59.3	-13.4	-29.2
P	-97.0	-134.5	-143.1	-151.1	-171	-196.3	-226.6	-200.6	-163.7	-130.7	-111.4	-166.4
A	22.3	-33.6	37.8	-50.5	-48	-49.8	-76.5	-55.5	-27.5	-56.8	-62.1	-42.7
B	121.1	174.3	195.0	160.4	171	207.2	172.8	172.8	168.8	142.4	101.3	106.6
F	312.9	268.6	256.5	313.5	288	217.4	288.8	307.7	295.8	353.3	467.1	477.5
Na+K	173.0	139.2	171.5	181.0	163	99.0	153.4	189.3	180.0	192.0	334.4	321.1
K/Na+K	0.42	0.41	0.28	0.36	0.30	0.21	0.18	0.24	0.28	0.44	0.37	0.30
Mg/Mg+Fe	0.371	0.488	0.548	0.423	0.48	0.499	0.499	0.406	0.574	0.423	0.163	0.206
Q%	21.8	20.2	18.6	14.6	17.3	23.5	16.8	13.4	16.3	10.7	-2.4	-5.3
B%	21.8	31.4	35.1	28.9	30.8	37.3	31.1	31.1	30.4	25.7	18.3	19.2
F%	56.4	48.4	46.2	56.5	51.9	39.2	52.0	55.4	53.3	63.7	84.2	86.0

- 1 anal. Vatin-Pérignon, Le Fort, Juteau, 1972, "microdiorite"
 2, 3 analyses, ce travail.
 4 moyenne des monzodiorites quartziques. compilation de Debon & Le fort
 5 qtz-monzodiorites et qtz-diorites, moy. de 5 anal. Californie, (Bateman & al., 1979, in Debon & al., 1988)
 6 Suzuki & al. (1980), an. 0810 p.315: dyke intrusif dans les granite de Kasuga-Mura
 Minéralogie: Qz: 5.9%, Pl:63.4%, Bt: 3.1%, Hb: 25.3%
 7 moy. de 4 analyses, in Gill (1981): minéralogie: Pl 20%; Cpx: 1%; Hb: 20%; Op: 1%
 8 Myers & Barton, (1989): p.13, Éch.N6
 9 Lopez-Escobar & al., (1976) in Gill, (1981) p.100
 10 Beccaluva, (1985). éch. 175/41-9f
 11 Nash & al, (1969), in Carmichael, (1974)
 12 Série basalte alcalin-trachyte, Combs & al., (1969), in Carmichael, 1974
 *Q, P, A, F,.....: paramètres chimico-minéralogiques de Debon & al., 1983.

que les vogésites (58 <SiO₂< 61%), légèrement plus alumineux (Al₂O₃= 17%), moins magnésiens et ferrifères (MgO= 3%, Fe₂O₃= 5-6%). Ils sont aussi un peu moins titanifères (TiO₂= 0.8% pour 1%), moins riches en P et éléments incompatibles.

Les échantillons NA68 et S9e sont très peu recristallisés; cependant on ne peut exclure, comme pour les vogésites, une mobilité des alcalins, de Ca et Sr. Dans le diagramme A-B des "minéraux caractéristiques" (fig. 40), les faciès à biotite (S9e) et le faciès à amphibole brune se situent sur l'axe Biotite - Felspaths/Quartz, suggérant un excès de "A" qui peut s'interpréter comme le résultat d'une expulsion de CaO. Un départ des alcalins semble improbable étant donné que la séricitisation alpine tend à accroître les teneurs en K, Rb des filons du MEP (cf. I^o partie).

Le faciès recristallisé S3d apparaît cependant excédentaire en CaO (6.2%) probablement en raison de la prise en compte de l'épidote et de la préhnite remplissant les microfissures de la roche.

IV - COMPARAISONS DES VOGESITES, KERSANTITES ET MINETTES

A - Les éléments majeurs (Tab. 13, fig. 43)

Une comparaison des compositions chimiques recalculées sans la perte au feu de l'ensemble des lamprophyres s.s. (Tab.13) témoigne de compositions analogues en SiO₂ pour les 3 groupes considérés (SiO₂: 49.7 à 58.7%).

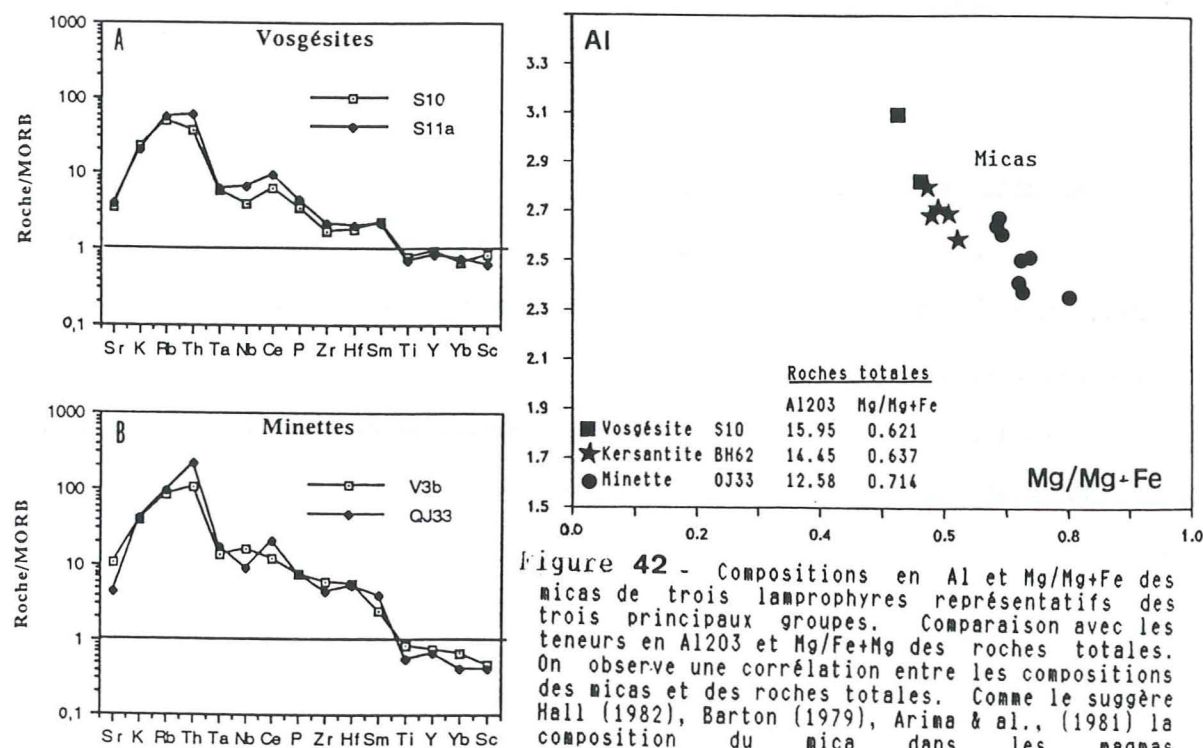
De plus, les compositions en Fe, Mn, Ti, Na des minettes, des kersantites et vogésites sont comparables. En revanche, celles de Mg, Al, K, P, et Ca sont variables, dans un intervalle parfois comparable à celui de SiO₂ (9%), notamment :

MgO:	5.42% (vogésite) à 13.98% (minette)
Al ₂ O ₃ :	17.55% (vogésite) à 11.69% (minette)
K ₂ O:	1.11% (vogésite) à 6.57% (minette)
P ₂ O ₅ :	0.19% (vogésite) à 1.10% (minette)

Les compositions en Al₂O₃, MgO, K₂O des lamprophyres varient de façon continue entre les vogésites d'une part, qui représentent un pôle alumineux, peu magnésien et peu à

TABLEAU 12
LAMPROPHYRES ET QUARTZ-MONZODIORITE ANALYSES EN Th, Ta, Hf, Sc, U et T.R.

Échant.	VOSGÉSITES			Qtz-MzDIORITE	KERSANTITE	MINETTES		
	S11a	S10	S9e		BH62	OJ33	W1t	V3b
SiO ₂	51.56	52.95	57.67		55.56	56.02	52.03	50.63
Al ₂ O ₃	16	15.25	17.56		14.45	12.58	12.40	13.27
Fe ₂ O ₃ t	9.64	8.55	6.59		7.31	5.77	8.51	7.06
MnO	0.16	0.15	0.11		0.13	0.1	0.19	0.13
MgO	7.13	7.08	4.04		6.48	7.29	9.81	8.66
CaO	6.63	7.2	3.79		4.4	4.82	6.99	6.55
Na ₂ O	2.15	2.11	3.83		1.87	1.7	2.34	2.52
K ₂ O	3.1	3.36	2.26		5.48	6.3	3.43	5.81
P ₂ O ₅	0.52	0.41	0.49		1.1	0.91	1.01	0.91
TiO ₂	1.08	1.19	0.98		0.83	0.85	1.11	1.25
LOI	2.33	2.02	2.61		1.89	4.39	2.26	1.57
Sr	466	413	375		386	536	723	1255
Rb	112	98	100		376	186	133	166
Y	25	28	28		27	20	24	23
Zr	199	152	254		156	399	260	542
Nb	23	14	20		15	32	27	55
La	53.76	28.14	-		31.80	106.5	-	68.43
Ce	97.04	61.49	94.82		66.26	204.7	165.32	120.58
Nd	42.3	33.40	40.26		36.16	84.91	62.66	55.36
Sm	7.12	7.41	-		7.80	12.51	-	8.19
Eu	1.99	1.26	1.81		1.65	1.79	2.34	2.18
Tb	0.95	0.93	1.12		1.25	1.78	1.85	1.58
Tm	0.55	0.49	0.4		0.58	0.45	0.58	0.63
Yb	2.54	2.21	1.85		2.12	1.44	1.94	2.27
Lu	0.4	0.39	0.51		0.35	0.19	0.32	0.33
Th	12.01	7.17	12.81		19.49	42.14	30.59	20.82
Hf	4.84	4.32	6.04		4.22	12.53	6.73	13.21
Sc	25.07	34.30	14.02		25.88	16.93	11.31	18.75
Ta	1.11	1.06	1.06		0.83	2.98	1.6	2.41
U	1.14	-	-		6.54	7.31	-	3.58



Figures 41 A-B Composition des vosgésites S10 et S11a et des minettes V3b et OJ33; normalisation aux MORB (Pearce, 1982).

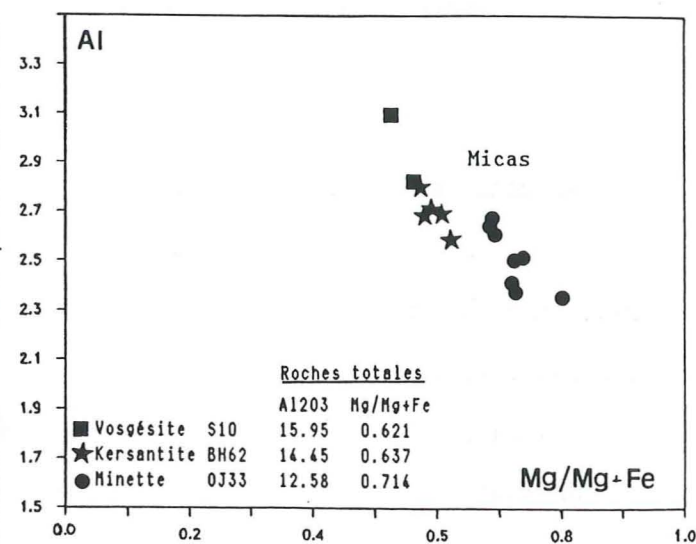


Figure 42 - Compositions en Al et Mg/(Mg+Fe) des micas de trois lamprophyres représentatifs des trois principaux groupes. Comparaison avec les teneurs en Al₂O₃ et Mg/(Mg+Fe) des roches totales. On observe une corrélation entre les compositions des micas et des roches totales. Comme le suggère Hall (1982), Barton (1979), Arima & al., (1981) la composition du mica dans les magmas magnésio-potassiques pourrait refléter celle du liquide à l'équilibre. Par conséquent, les écarts de composition en Al et Fe/Mg entre les différents groupes de lamprophyres sont probablement des caractères des liquides magmatiques.

moyennement potassique et, les minettes d'autre part, qui forment un pôle magnésien et potassique et pauvre en alumine.

Les kersantites apparaissent comme des termes intermédiaires, notamment par leurs compositions en alumine et magnésium. Leur teneur en MgO sont comparables à celles des vosgésites, celles du potassium sont plus élevées et parfois supérieures à celle des minettes (fig. 44).

B - Les éléments en traces (Tab. 11, 12)

Outre Si, Fe, Mn, et Ti, les figures 41, 44 et le tableau 13 témoignent de similitudes dans le comportement des éléments incompatibles de l'ensemble des lamprophyres. Ces roches se distinguent seulement par des écarts de concentrations en éléments incompatibles, sans discontinuité entre les différents groupes : le degré d'enrichissement augmente progressivement des vosgésites vers les minettes.

C - Comparaison vosgésites / kersantites

Les kersantites présentent également des compositions intermédiaires entre vosgésites et minettes; parfois comparables aux vosgésites (BH62 versus S10, Tab. 8, 9) ou aux minettes (S12b versus 4.5.2, Tab. 8). Cependant la vosgésite S11a est plus riche en éléments incompatibles que la kersantite BH62 à l'exception de Th, K, Rb, U et P.

Outre les écarts en K₂O et P₂O₅, kersantites et vosgésites sont, dans certains cas, chimiquement très semblables notamment en Al, Fe, Mg, Ti et Na (comparer les échantillons OL721, S12b, BH62 avec S10, M2, S6, V6a (Tab. 8, 9). Pour les échantillons BH62 et S10, les ressemblances sont étroites et concernent en particulier, les éléments en traces et les T.R. (fig. 44). Les différences concernent P₂O₅, les éléments lithophiles (K, Th, Rb, K, U) de même que CaO plus difficile à interpréter.

Discussion

I - Hétéromorphisme (Tab. 14)

La vosgésite S10 et la kersantite BH62 présentent des compositions quasi semblables de leurs éléments peu mobiles alors que leur pétrographie est différente. Elles apparaissent donc hétéromorphiques à un degré élevé (Métais, 1964; Streckeisen; 1979; Rock; 1984), (Tab. 14).

Dans ces magmas très semblables, les minéraux ferro-magnésiens dominants sont tantôt

TABLEAU 13 COMPARAISON DES LAMPROPHYRES DU MEP (compositions recalculées sans la perte au feu)

	VOSGÉSITES n = 14	KERSANTITES n = 5	MINETTES n = 12
SiO2	55.66 (51.93 - 58.44)	56.05 (54.89 - 58.20)	54.24 (49.66 - 58.74)
Al2O3	16.39 (15.43 - 17.55)	15.24 (14.65 - 16.69)	13.10 (11.69 - 13.99)
Fe2O3t	8.11 (6.66 - 9.84)	8.00 (7.43 - 9.08)	8.28 (5.99 - 9.64)
MnO	0.18 (0.09 - 0.42)	0.14 (0.11 - 0.16)	0.15 (0.10 - 0.27)
MgO	6.88 (5.42 - 10.08)	6.76 (6.64 - 6.98)	9.60 (6.55 - 13.98)
CaO	5.94 (1.69 - 7.86)	5.49 (4.51 - 7.48)	6.55 (4.43 - 9.23)
Na2O	2.71 (1.86 - 3.49)	2.35 (1.11 - 3.49)	2.26 (1.61 - 2.64)
K2O	2.81 (1.11 - 4.31)	4.56 (2.59 - 5.61)	4.23 (2.99 - 6.57)
P2O5	0.45 (0.18 - 1.19)	1.07 (1.02 - 1.13)	0.95 (0.75 - 1.07)
TiO2	0.96 (0.80 - 1.20)	0.99 (0.85 - 1.16)	1.10 (0.84 - 1.31)
	100.0	100.00	100.00
Mg/Mg+Fet	0.63 (0.56 - 0.69)	0.63 (0.60 - 0.65)	0.69 (0.60 - 0.75)
P.F.	2.80 (2.02 - 4.09)	3.18 (1.70 - 5.67)	4.75 (1.57 - 8.65)
Sr	346 (171 - 466)	631 (386 - 875)	699 (426 - 1255)
Rb	116 (76 - 191)	259 (141 - 376)	167 (114 - 267)
Y	26 (23 - 28)	30 (27 - 33)	23 (19 - 31)
Zr	159 (131 - 199)	324 (156 - 492)	344 (183 - 542)
Nb	14 (9 - 23)	29 (15 - 43)	33 (15 - 55)

Parametres chimico-minéralogiques des roches plutoniques (Debon & Le Fort, 1988).

Q	89 (62 - 123)	56 (32 - 79)	55 (-2 - 151)
P	-130 (-205 - -24)	-53 (-83 - -22)	-97 (-168 - -6)
A	-37 (-91 - 89)	-84 (-117 - -50)	-136 (-191 - 22)
B	276 (223 - 359)	264 (263 - 266)	343 (264 - 435)
F	190 (128 - 258)	235 (213 - 257)	157 (44 - 238)
Na+K	143 (113 - 171)	188 (177 - 199)	152 (107 - 205)
K/Na+k	0.40 (0.19 - 0.55)	0.60 (0.54 - 0.66)	0.54 (0.43 - 0.71)
Mg/Mg+Fe	0.63 (0.56 - 0.69)	0.63 (0.60 - 0.65)	0.70 (0.60 - 0.75)
QZ	16.0 (11.2 - 22.1)	10.0 (5.8 - 14.3)	9.9 (-0.3 - 27.2)
BZ	49.7 (40.2 - 64.6)	47.6 (47.3 - 47.9)	61.8 (47.5 - 78.3)
FZ	34.3 (23.0 - 46.5)	42.3 (38.4 - 46.3)	28.3 (8.0 - 42.8)

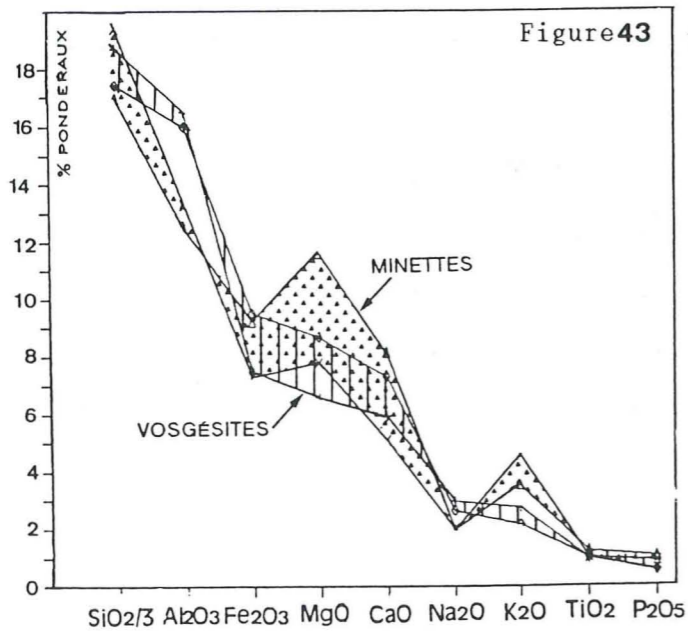
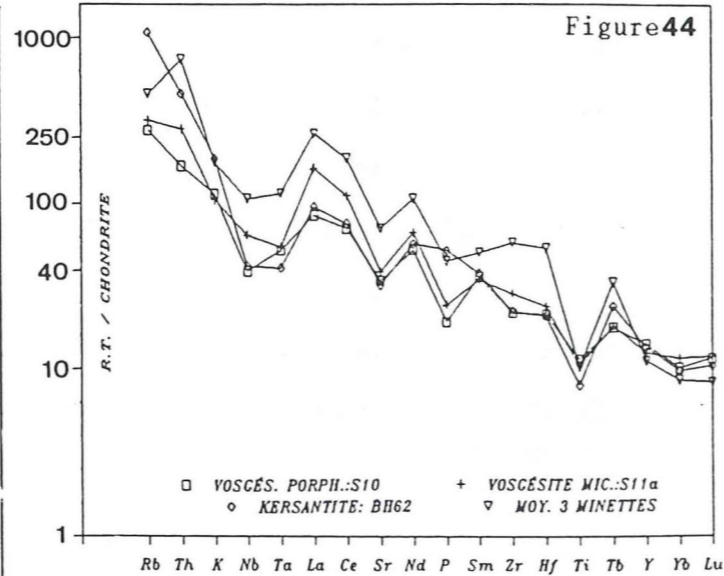
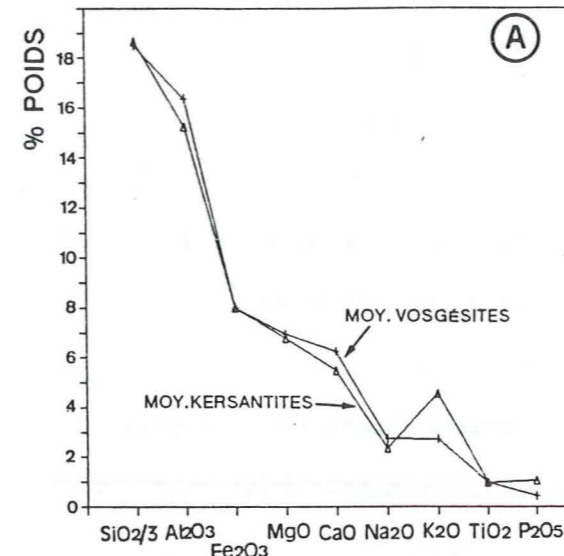


Figure 43 - Domaine de composition des minettes et des vosgésites du MEP (teneurs recalculées sans la perte au feu). La ligne basse de chaque domaine correspond à la moyenne des termes mafiques (éch. OJ11 et S11a) des vosgésites; (éch. T16a, T22d, OH4a) des minettes. La ligne haute à la moyenne des autres échantillons de chaque groupe (hormis R7a).

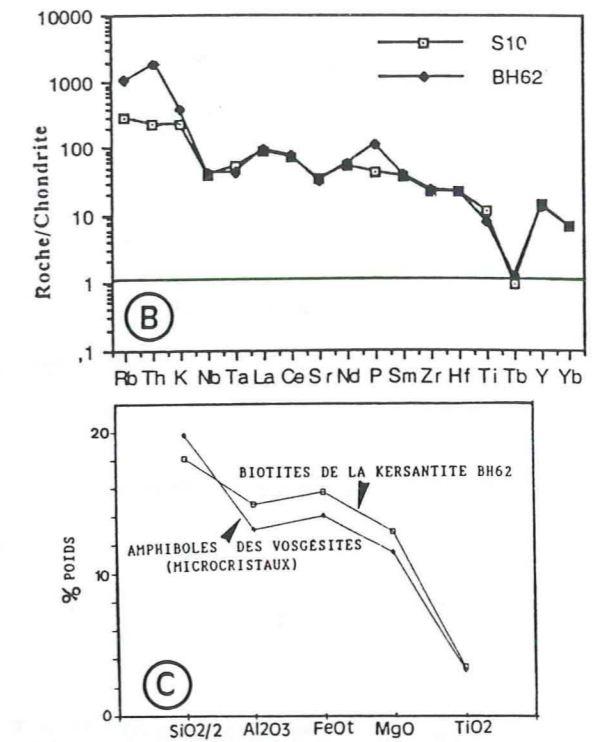
Figure 44 - Spectres étendus normalisés aux chondrites des minettes (moy. de OJ33, V3b, W1T), de la kersantite BH62, des vosgésites S11a et S10. (normalisation Thompson, 1982). On remarque que la vosgésite S11a est plus enrichie en éléments incompatibles que la kersantite BH62, hormis K, Rb, Th, P, qui entre préférentiellement dans le mica et l'apatite (cf texte).



Comparaison Vosgésite-Kersantite



Figures 45A-B-C - Composition comparée des vosgésites et des kersantites (moy. éch. tab.).



MODELE D'EQUIVALENCE VOSGÉSITE / KERSANTITE

Compte tenu des étroites similitudes chimiques entre certaines kersantites et vosgésites (fig.) ce tableau présente un modèle d'équivalence chimique reconstitué d'après les compositions des minéraux analysés dans les deux types de roches. Les feldspaths, le mica (kersantites) ou l'amphibole brune (vosgésites) représentant environ 90% du volume de ces roches, le modèle tend à montrer l'équivalence: KERSANTITE = VOSGÉSITE

F.K. + PL + biotite = F.K. + PI + Pargasite
Les proportions des ferro-magnésiens sont voisines des valeurs réelles, mais celles des feldspaths sont supposées en raison de l'altération.

Tableau 14

I - COMPOSITIONS DES MINÉRAUX UTILISÉS: FORMULES STRUCTURALES RECALCULÉES POUR 23 OXYGENES

Éch. R.T. : N° anal.	FERRO-MAGNÉSIENS		FELDSPATHS					VOSGÉSITES :				
	BIOTITE BH62 n=5	PARGASITE M2 n=3	S10 31	S10 32	V11a 65	BH62 6	S10 13	KERSANTITE :				
Si	5.8317	6.0311	7.3402	8.6180	7.2246	9.3605	6.9907	éch. BH62				
Ti	0.4099	0.3620	0.0010	0.0020	0.0021	0.0038	0.0000	éch. S10, M2, V11a				
Al	2.8207	2.3492	4.1148	2.8702	4.2645	2.1283	4.4982					
Fe	2.1219	1.7927	0.0423	0.0234	0.0211	0.0053	0.0477					
Mn	0.0273	0.0168	0.0000	0.0045	0.0003	0.0032	0.0011					
Mg	3.1030	2.6021	0.0019	0.0000	0.0000	0.0000	0.0077					
Ca	0.0307	1.8143	1.2534	0.0000	1.4244	0.0000	1.5320					
Na	0.0337	0.6691	1.6388	0.0928	1.4001	0.0917	1.2140					
K	1.9059	0.2496	0.0447	2.7606	0.0078	2.0460	0.1455					
total	16.285	15.887	14.437	14.372	14.345	13.639	14.437					
Mg/(Fet + Mg) =	0.5939	0.5921	Ca%	0.427	0.000	0.503	0.000	0.530				
			Na%	0.558	0.033	0.494	0.043	0.420				
			K%	0.015	0.967	0.003	0.957	0.050				
II - PÉREQUATION		analyse min.	mode	Si	Ti	Al	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Na	K
VOSGÉSITE												
pargasites Fe41		M2, n=3	34.29%	7.2373	0.4344	2.8191	2.1512	0.0201	3.1225	2.1772	0.8029	0.2995
Plagio. An43		N°31	11.43%	2.9361	0.0004	1.6459	0.0169	0.0000	0.0008	0.5013	0.6555	0.0179
adulaire Or97		N°3	54.29%	16.3744	0.0038	5.4535	0.0444	0.0086	0.0000	0.0000	0.1764	5.2451
somme des cations		VOSGÉSITE	100.00%	26.548	0.439	9.918	2.213	0.029	3.123	2.679	1.635	5.562
KERSANTITE												
biotites Fe41		BH62, n=5	30.00%	6.1233	0.4304	2.9618	2.2280	0.0287	3.2582	0.0323	0.0354	2.0012
plagio. An53		N°13	31.43%	7.6897	0.0000	4.9480	0.0525	0.0012	0.0085	1.6852	1.3354	0.1601
adulaire Or96		N°6	38.57%	12.6367	0.0052	2.8731	0.0072	0.0044	0.0000	0.0000	0.1238	2.7621
somme des cations		KERSANTITE	100.00%	26.450	0.436	10.783	2.288	0.034	3.267	1.718	1.495	4.923
DIFFERENCE :		VOSGÉSITE - KERSANTITE :		0.098	0.003	-0.864	-0.075	-0.006	-0.143	0.961	0.140	0.639

l'amphibole brune (vogésites) et tantôt le mica (kersantite), dont les compositions en Fe, Mg, Al, Si et Ti sont comparables (fig. 45). Mais l'occurrence de l'un ou de l'autre de ces minéraux dépend vraisemblablement des écarts de concentration en fluides et éléments à grands rayons ioniques du magma (et probablement aussi des écarts en fO_2 ; fCO_2 ; température) : la biotite, présentant un réseau cristallin plus lâche que l'amphibole, fixe préférentiellement K, H₂O, Sr, Rb, P (cf. mica des minettes de Colima, Mexique, Allan & al., 1984; chap. précédent).

De plus, la présence du mica comme phase dominante (kersantite) apparaît exclusivement associée aux concentrations plus élevées en éléments lithophiles (les vogésites étant parfois plus riches en éléments non lithophiles que les kersantites (Zr, Nb, Hf, Ta, Sc, p.ex.: S11a > BH62; fig. 44).

II- Écarts de composition en Al₂O₃ et FeO_t/MgO ?

On peut s'interroger sur l'origine des écarts de composition en Al₂O₃ et Fe/Mg des lamprophyres: s'agit-t-il des caractères propres des liquides magmatiques ou résultent-ils de processus d'accumulation, voire d'altération ?

Le mica des minettes présente des teneurs en alumine toujours plus élevées que celui des roches totales (Al₂O₃ du mica > 14%; Annexe I-A). Par conséquent, son accumulation dans le magma ne peut engendrer une baisse des teneurs en Al₂O₃ de la roche.

Selon Bachinski, (1984); Hall, (1982); Barton; (1979); Arima & al.; (1981) les compositions en Al₂O₃ du mica reflètent la composition du magma à l'équilibre. La figure 42 montre une corrélation entre les compositions en Al et Mg/Mg+Fe des micas d'une part, et celles des roches totales d'autre part, suggérant que les écarts de composition en Al et Fe/Mg entre les deux principaux groupes de lamprophyres sont des caractères propres des liquides magmatiques.

V - AFFINITÉ MAGMATIQUE DES LAMPROPHYRES ET DES QUARTZ-MONZODIORITES

A - Les lamprophyres

Le tableau 10 présente une comparaison des vogésites du MEP et des roches basiques C.A. potassiques, des vogésites hercynotypes et des magmas intermédiaires des séries alcalines.

Hormis les caractères minéralogiques et pétrographiques qui les rattachent aux lamprophyres calco-alcalins, leur composition chimique présente les caractères des magmas subalcalins potassiques (shoshonitiques) :

- teneurs élevées en alumine (Al₂O₃ > 15%),
- faibles teneurs en TiO₂ (1%) des termes basiques (éch.OJ11, S11a),
- ces roches sont magnésiennes : les rapports FeO*/MgO témoignent d'un caractère calco-alcalin marqué (Myashiro, 1974; Suzuki & al., 1980) et sont comparables à ceux des roches alcalines beaucoup moins différenciées (basaltes alcalins à olivine, p.ex. Trias du MEP: SiO₂=46%, comparaison chap.suivt.);

- les rapports (Yx₃ - Ti/100 - Zr/100), (Pearce & al., 1973) des termes basaltiques rendent compte des faibles teneurs en Ti et de la richesse en Zr de ces magmas. Les rapports Hf/3-Tax₃-Th (Wood, 1980) marqués par la dominance de Th, sont semblables à ceux des magmas calco-alcalins basiques (Fig. 46, 47).

- les spectres d'éléments incompatibles présentent l'anomalie négative en Ti, Nb, Ta par rapport à Th, K, Rb, Ce, La des magmas basiques des domaines orogéniques (Fig. 44).

Les minettes et les kersantites ont des teneurs en alumine, en alcalins et en certains éléments incompatibles (Sr, Rb, Th, K, Zr, La, Ce, P) parfois semblables aux roches des séries alcalines (trachyandésites et lamprophyres alcalins) mais sont généralement trop enrichies en K et incompatibles (éléments stockées dans le mica) pour être comparées à des roches de séries volcaniques communes (Pearce & Norry, 1979).

Toutefois, elles conservent certains caractères typiquement calco-alcalins : (i) leur minéralogie (cf. plus haut: classement IUGS et chap. précédent). (ii) les teneurs en MgO et les rapports Mg/Mg+Fe élevés (MgO des trachytes= 3-4 %), (iii) une anomalie négative en Ti, Nb et Ta, dans les spectres étendus d'éléments incompatibles (Fig. 44).

Le comportement décroissant de TiO₂ en fonction de SiO₂, ainsi que les variations

montrées par les diagrammes A-F-M et Al-F-M (chap. suivant) sont également caractéristiques des lignées de fractionnement calco-alcalines et subalcalines potassiques (Joplin, 1979; Myashiro, 1974; Besson & al., 1974; Giannetti, 1981).

Les teneurs en K₂O, MgO et K₂O/Na₂O de la plupart des lamprophyres micacés et d'une vogésite (éch.S11a) correspondent, en revanche, aux critères de classement des roches ultrapotassiques (ou magnésio-potassiques) de Foley & al. (1987), (Tab. 15) :

$$K_2O > 3\%; \quad MgO > 3\%; \quad K_2O/Na_2O > 2$$

A1 - Les lamprophyres dans la classification des roches magnésio-potassiques de Foley & al. (1987) : $MgO > 3\%; K_2O > 3\%; K_2O/Na_2O > 1$.

Foley & al. montrent que les roches répondant à ces critères chimiques se classent en trois principaux groupes pétrochimiques (I, II, III) et en un groupe transitionnel (IV) :

- Le **groupe I** rassemble les magmas pauvres en Al et Ca, ayant des compositions en K₂O et Mg/Mg+Fe supérieures à celles des autres groupes (roches à olivine et leucite), des concentrations élevées en éléments incompatibles, sans anomalies en Ti, Ta, Nb (fig. 50B). Ils affleurent en domaine intracontinental. Ce groupe comporte aussi des termes atypiques, présentant une anomalie négative de Nb, Ta, Ti et mis en place en domaine orogénique ou post-orogénique (i.e : lamprophyres oligocènes des Alpes du N-W; Venturelli & al., 1984).

- Les roches du **groupe II** (fig. 50C) sont déficitaires en Al₂O₃, pauvres en SiO₂ (< à 50%) et riches en Ti, Ca (olivine, Ti-augite, calcite primaire et feldspathoïdes). Elles affleurent dans les zones de rifts continentaux en association avec des séries alcalines à olivine et des carbonatites (ougandites, mafurites; - Nixon & al., 1973 -, et des lamprophyres ultrabasiques; Rock, 1987).

- Le **groupe III** rassemble les faciès les plus silico-alumineux, les moins magnésiens, et les moins riches en éléments incompatibles présentant une anomalie négative prononcée en Nb et Ta, Ti et Ba (fig. 50D) et sont mis en place dans les zones orogéniques en association avec des séries calco-alcalines. Ils représentent, en particulier, le pôle alcalin du volcanisme d'Italie centrale et des arcs Indonésiens et Tyrréniens.

- Le **groupe IV** comprend la plupart des lamprophyres et lamproïtes hercyniens de France (Vosges, Schirmeck, Limousin, Velde, 1971; Sabatier, 1980), d'Europe centrale (Allemagne, Tchécoslovaquie, Bulgarie, Yougoslavie, Suisse) de Grande Bretagne (Devonshire, Jersey), ainsi que des gisements tertiaires de l'W des USA (Dakota, Colorado, Californie, Arizona) et d'Indonésie (in Foley & al., 1987).

Nous avons reporté dans les diagrammes de discrimination de Foley et al.

(Fig. 49 A,B,C,D,E,F et Tab. 15) les 10 échantillons présentant des caractères magnésio-

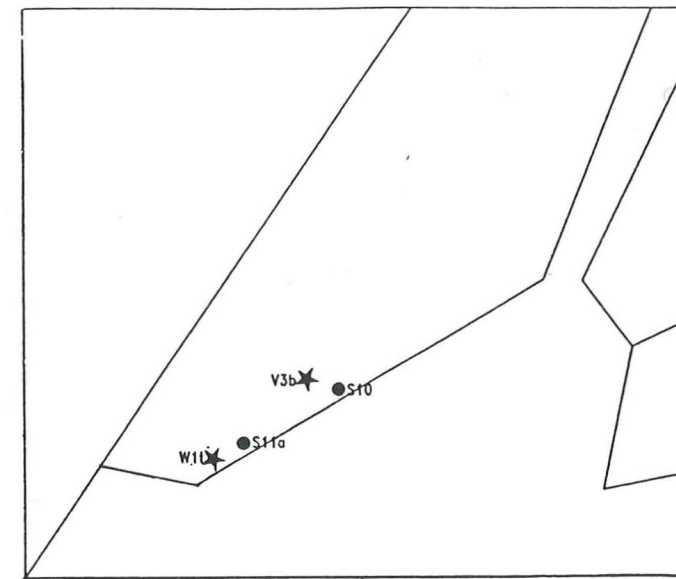


Figure 46

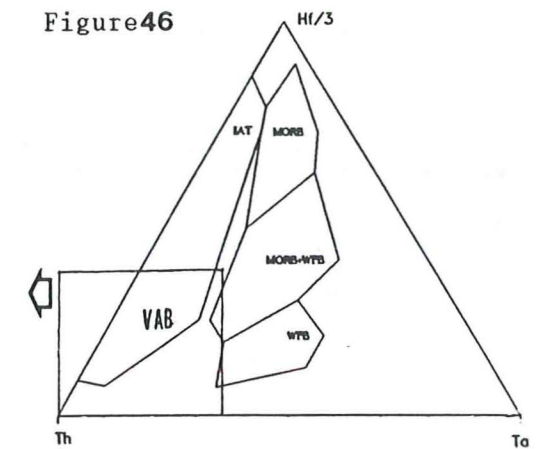


Figure 47

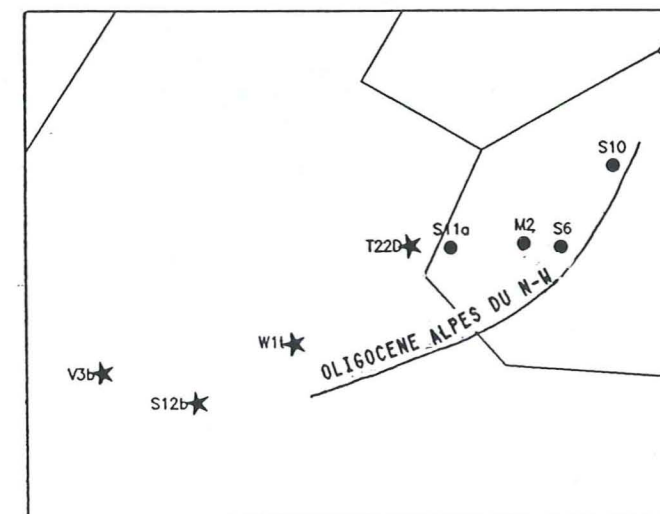


Figure 48

Figure 46 Diagramme Hf/3-Th-Ta selon Wood & al., 1983. Les lamprophyres ont des rapports d'enrichissements comparables aux basaltes C.A.

Figure 47 Diagramme Ti/100-Zr-Y*3, Pearce & al., 1973.

Figure 48 Diagramme SiO₂ vs FeO*/MgO de Miyashiro, 1974.

- vogésités
- quartz-monzodiorites
- ★ minettes, kersantites

CA : volcanisme calco - alcalin
TH : volcanisme tholéitique

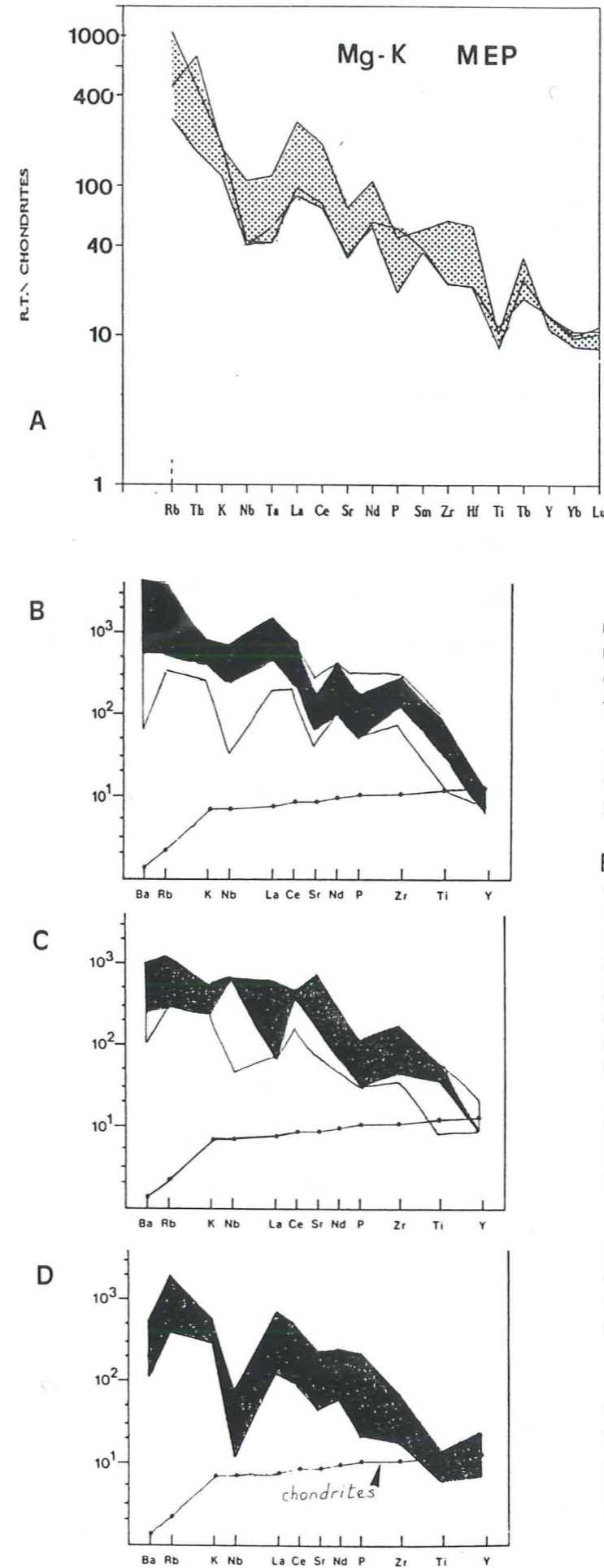
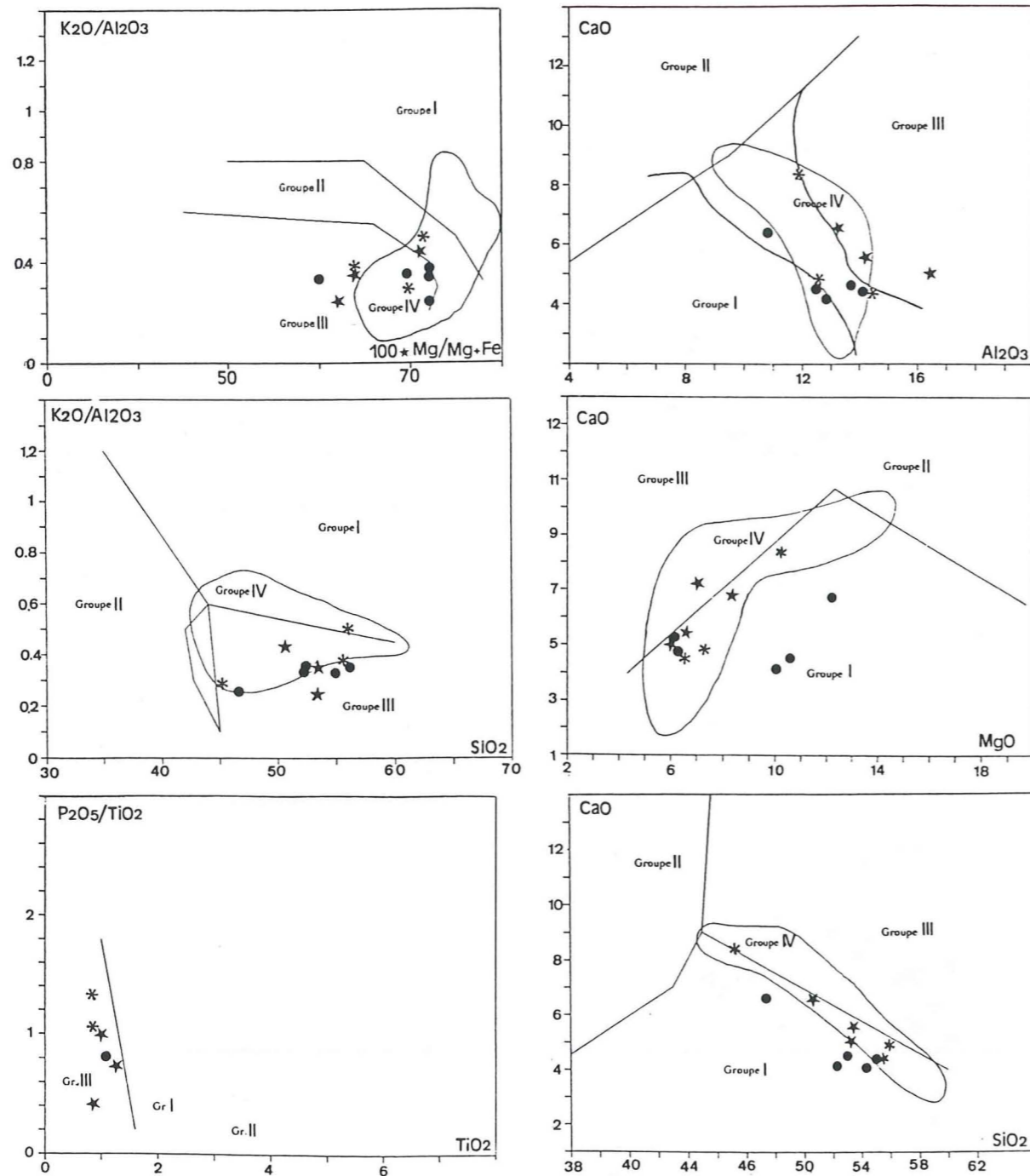
TABLEAU : 15

ECHANTILLONS A CARACTERES MAGNESIO-POTASSIQUES PRIS EN COMPTES DANS LES DIAGRAMMES DE FOLEY & al., 1987.

SECTEUR	ECHANTILLON	TYPE	SiO ₂	K ₂ O	MgO	K ₂ O/Na ₂ O
CHAMPSAUR (Molines-Chaillol)	OH4a	Minette	45.20	3.47	10.23	2.17
	BH62 *	Kersantite	55.56	5.48	6.48	2.93
	OJ33	Minette	56.02	6.33	7.29	3.72
CENTRE (Lavey - Mariande)	S6	Vosgésite	53.30	4.06	6.02	1.87
	S12B *	Kersantite	53.42	6.04	6.54	2.12
	V3B	Minette	50.63	5.81	8.66	2.31
(Entraigue-Tailfefer)	T16a	"	46.60	2.79	12.74	1.90
	4.5.1	"	52.97	4.71	10.36	2.09
	4.5.2	"	52.30	4.41	10.01	2.15
	4.4.1	Kersantite	54.95	4.75	6.40	4.32
	4.2.9	Minette	56.00	4.75	6.25	2.72

Figures 49 Diagrammes de discrimination des roches magnésio-potassiques, selon Foley & al., 1987.

Critères de Foley & al.: MgO > 3% K₂O/Na₂O > 2



Figures 50 A, B, C, D - Spectres montrant les domaines de composition des roches magnésio-potassiques selon la définition de Foley & al., 1987; v. Tab.15).

A lamprophyres hercyniens du MEP: vosgésites, minettes et kersantites. Facteurs de normalisation Thompson, 1982.

B Compositions des roches du groupe I, d'après Foley & al. 1987. Normalisation Thompson, 1982. En noir: roches types (gisements 'intracontinentaux' type Gausseberg, Antarctique; et W-Kimberley, Australie). Le domaine clair est celui des roches atypiques, associées aux cortèges orogéniques (gisements: éoc. N-Algérie; olig. Alpes N-W).

C Compositions des roches du groupe II; (même source). Gisements des rifts continentaux du Type Toro-Ankolé, Ouganda.

Compositions des roches du Groupe III, (même source). Gisements des zones orogéniques. type 'méditerranéen' de Foley & al.1987. Séries associées à des séries C.A.: Région Romaine et Vésuve, Indonésie.

D Les lamprophyres du MEP, montrent une nette affinité pour les groupes III, et I non type. Elles doivent se classer avec le groupe IV transitionnel (gisements types: magmatisme de la chaîne varisque d'Europe; Basin' & Range, USA).

potassiques :

- dans 5 des 6 diagrammes, ils sont associés au groupe IV, transitionnel (K_2O/Al_2O_3 vs $Mg/Mg+Fe$; CaO vs Al_2O_3 ; CaO vs SiO_2 ; K_2O/Al_2O_3 vs SiO_2 , CaO vs MgO).

L'affinité pour le groupe IV transitionnel, se traduit dans le détail, par une affinité des faciès alumineux (vogésites) pour le groupe III et des faciès pauvres en CaO et Al_2O_3 (minettes) pour le groupe I non type.

L'affinité pour le groupe III apparaît confirmée par les similitudes des spectres d'éléments incompatibles de la kersantite BH62 et des roches de ce groupe (Fig. 44; 50d) : anomalies négatives de Ta, Ti, Sr et l'enrichissement global moins important que les autres groupes).

- l'affinité pour le groupe I-non type est également confirmée par les fortes similitudes de compositions de la minette OJ33 avec les minettes des Alpes du N-W (Fig. 44, 50b).

Cette dissociation des faciès magnésio-potassiques du MEP en termes du type III et I-non type est caractéristique des cortèges transitionnels hercynotypes du groupe IV (Limousin, Vosges; Velde, 1971, Sabatier, 1980) : selon Foley & al. "Group IV rocks are generally transitional between groups I and III, rather than between I and II or II and III".

B - Les quartz-monzodiorites

Dans le diagramme de nomenclature "Q - P" (annexe I-F, Debon & Le Fort; 1983) ces termes différenciés se placent dans le domaine des granodiorites (11), à proximité de la limite avec les monzodiorites quartziques (7). Nos roches sont pourtant, sensiblement moins différenciées que les granodiorites ($SiO_2=67\%$, selon Debon & al., 1988). Les compositions chimiques des faciès peu recristallisés (NA68 et S9e) s'avèrent très similaires à celles des monzodiorites quartziques des auteurs ("mzdaq", Tab. 11), avec cependant des teneurs plus faibles en CaO (4.85% contre 5.6%).

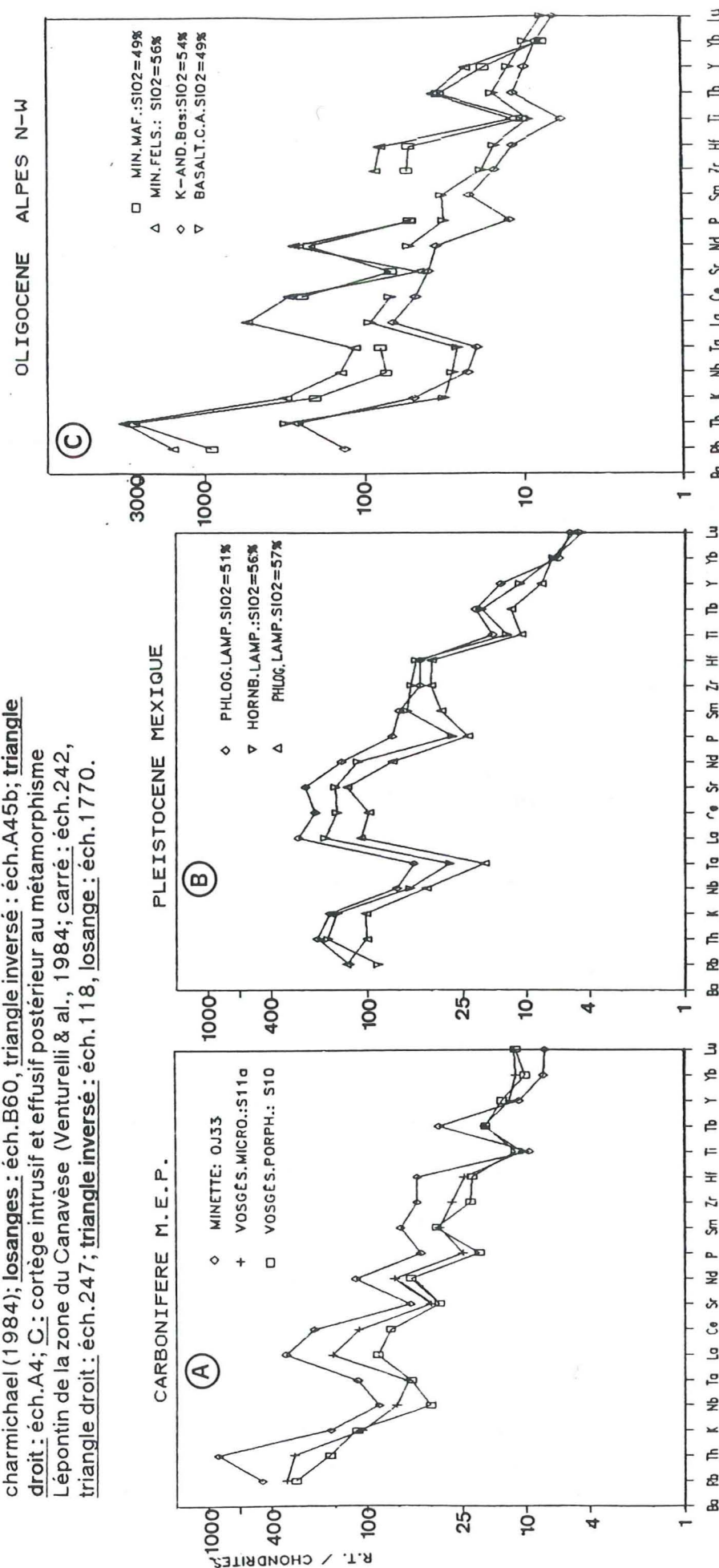
Les autres paramètres ("B", "F" - indice feldspathique -, " $Mg/Mg+Fe$ " et " $Na+K$ ", " $K/Na+K$ ") sont également comparables aux monzodiorites quartziques, à l'exception de ceux prenant en compte CaO ("Q", "P", "A"), confirmant ainsi un déficit en CaO lié à l'altération.

Une comparaison avec les roches volcaniques à teneur semblable en SiO_2 (Tab. 13) montre que les quartz-monzodiorites du MEP se rapprochent des K-andésites par des

Figures 51 - Spectres étendus des éléments incompatibles normalisés aux chondrites pour les lamprophyres du M.E.P. et du Mexique (Graben de Colima); les K-andésites basiques et les lamprophyres des Alpes du N-W. (zone du Canavèse). (cf. texte). Normalisation aux chondrites Thompson & al., 1982.

A: M.E.P., compositions et minéralogie page suivante et chap. II.

B: cortège effusif, graben du volcan Colima, S-W Mexique. Allan & charmichael (1984); losanges: éch. B60, triangle inversé: éch. A45b; triangle droit: éch. A4; C: cortège intrusif et effusif postérieur au métamorphisme Lépointin de la zone du Canavèse (Venturelli & al., 1984; carré: éch. 242, triangle droit: éch. 247; triangle inversé: éch. 118, losange: éch. 1770.



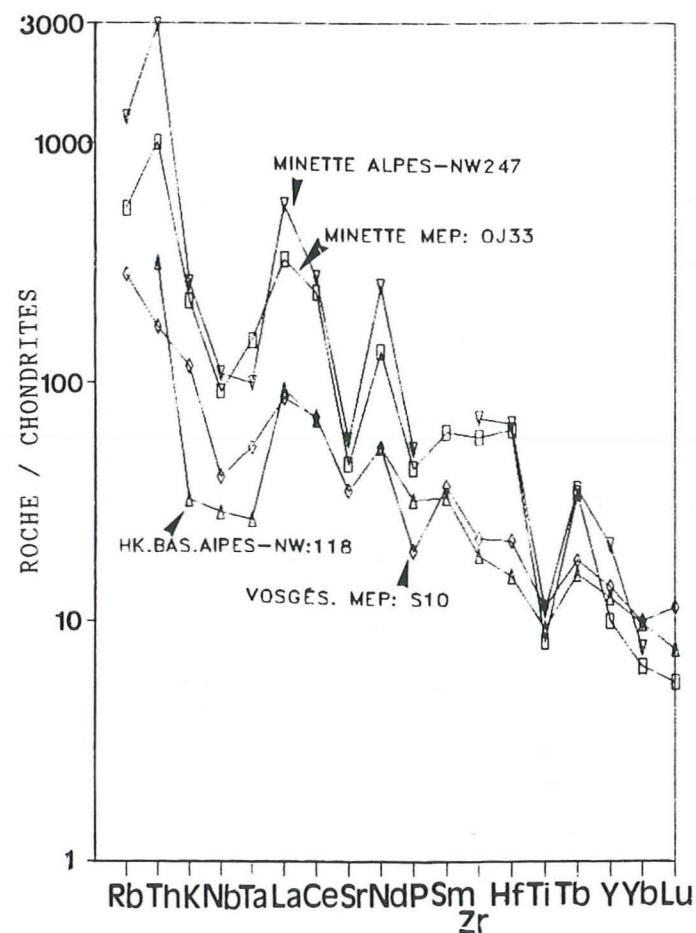


Figure 52

Légende des figures 51 A, B & C, p. précédente: compositions chimiques et minéralogiques des échantillons représentés.

Tableau 16

MEP	Éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	Sr	Rb	Y	Zr	Nb	La	Ce	Yb	Lu	Th	Hf	Ta
Vosgés. porph.	S10	53.0	15.3	8.6	7.1	7.2	2.1	3.4	0.41	1.19	2.02	413	98	28	152	14	28.14	61	2.21	0.39	7.17	4.32	1.06
Vosg. microc.	S11a	51.6	16.0	9.6	7.1	6.6	2.2	3.1	0.52	1.08	2.33	466	112	25	199	23	53.76	97	2.54	0.4	12.01	4.84	1.11
Minette fels.	OJ33	56.0	12.6	5.8	7.3	4.8	1.7	6.3	0.91	0.85	4.39	536	186	20	399	32	106.5	205	1.44	0.19	42.14	12.53	2.98
ALPES NW																							
K. basalte	118	48.6	16.1	9.4	6.5	12.4	2.4	0.9	0.67	0.97	2.6		25	128	10	30.4	60	2.17	0.26	13.2	3.09	0.53	
H.K. Bas. Andés.	1770	54.0	15.2	1.3	6.7	8.0	2.3	2.4	0.47	1.1	3		26	125	15	25.2	51	1.93	0.23	16.3		0.68	
Minette	242	49.3	11.3	6.1	13.6	7.7	1.6	5.9	1.1	1.05	2.30	809	321	36	375	26		213	1.70		122	10.60	1.61
Minette	247	56.0	11.0	4.6	9.3	4.1	1.3	9.1	1.09	1.24	1.80	544	569	47	592	50	180	258	1.7		140	16.1	2.33
MEXIQUE																							
Phl. Lamp.	B60	50.7	13.4	7.7	5.7	7.9	2.3	5.0	1.46	1.7	3.83	2870	45	29	321	23	89	183	1.36	0.18	8.57	9.4	1.03
Phl. Lamp.	A45b	55.9	16.7	6.5	3.0	6.2	4.3	4.5	0.61	1.37	0.66	1870	30	22	365	19	60	134	1.48	0.15	7.41	9.9	0.61
Hb. lamp.	A4	57.5	15.6	5.7	5.7	6.7	3.7	3.0	0.49	1.12	0.69	1570	47	16	273	15	36	85	1.5	0.17	4.24	7.9	0.37

MINÉRALOGIE		O1	Cpx	Hb	Bi-Phl	P1	Fk	Ap	Op	Matrice dévitrifiée
MEP	S10	-	-	45	4	3	40	1	3	
(dykes)	S11a	-	-	48	-	-	45	1	2	
	OJ33	-	-	40	-	-	45	2	1.5	
Mexique	B60	-	4	-	7.2	-	-	0.5	-	88.3%
(laves)	A4	5.2	5.5	1.9	-	-	-	-	-	87.4%
	A45b	-	7.2	-	5.7	-	-	0.1	-	87%
Alpes NW	242	+	++	-	++	-	+	+	+	
(dykes)	247	-	++	+	++	-	+	+	+	
	118	-	-	++	+	++	-	+	+	

compositions élevées en MgO, Mg/Mg+Fe et par des teneurs faibles en alcalins (Na+K) et TiO₂ (0.70%). Elles s'apparentent aussi aux "biotite spessartites" du cortège lamprophyrique calco-alcalin de Kasuga-Mura (Japon, Suzuki & al., 1980).

C - Comparaison des lamprophyres et des quartz-monzodiorites du MEP avec les lamprophyres calco-alcalins des Alpes du N-W et du Mexique

A l'image du MEP, les cortèges volcaniques ou subvolcaniques du graben de Colima (Mexique) et des Alpes du N-W (zone du Canavèse, Vallée d'Aoste) sont constitués par plusieurs séries lamprophyriques plus ou moins potassiques (figures 51 a,b,c) :

- les "hornblende lamprophyres" et les "phlogopite lamprophyres" du Mexique (Allan & Carmichael, 1984) ont un chimisme et une composition minéralogique respectivement comparables à ceux des vogésites et des kersantites du MEP (cf. analyses et minéralogie Tab. 16 et composition des minéraux chap. II),

- dans les Alpes du N-W, Venturelli & al. (1984) distinguent trois séries : calco-alcaline, shoshonitique et magnésio-potassique (groupe I-non type de Foley). La figure 52 témoigne d'étroites analogies de composition et de comportement des éléments incompatibles avec les lamprophyres du MEP.

Dans chacun des 3 cortèges les spectres des différents termes restent constamment parallèles et le degré d'enrichissement en éléments incompatibles est indépendant des teneurs en SiO₂ et de FeO_t/MgO. Les termes riches en alcalins conservent, par conséquent, les rapports de concentration des termes calco-alcalins s.s. (anomalies de Ti, Ta, Nb, en particulier).

En définitive, l'analogie entre ces cortèges s'établit à différents niveaux : minéralogique, pétrographique et chimique; ainsi que par l'association de séries plus ou moins potassiques (leur cogénéisme au Mexique a été montré par Luhr & al., 1981, Allan & al., 1984; Luhr & Al., 1989; en Italie, par Dal Piaz & al., 1977, Venturelli & al., 1984)

VI - CONCLUSION

L'étude chimique des lamprophyres peu altérés montre que ces roches conservent leurs caractères chimiques originels, à l'exception d'une perte en CaO (1 à 6% en valeur absolue) probablement contemporaine de la séricitisation alpine. Une partie des lamprophyres micacés du MEP (principalement des minettes) sont des roches magnésio-potassiques au sens défini par

Foley & al.(1987), comparables aux roches de ce type des domaines orogéniques ou post-orogéniques (i.e. : lamprophyres hercyniens d'Europe, lamprophyres oligocènes des Alpes du N.W.). Les kersantites et les vogésites présentent des caractères chimiques sensiblement calco-alcalins potassiques (shoshonites).

Ces roches forment un cortège magmatique homogène, montré par le parallélisme des spectres d'éléments incompatibles et par les corrélations étroites de leurs éléments très incompatibles inertes (cf chap. suivant).

CHAPITRE IV

COMPARAISON DES LAMPROPHYRES ET DES MAGMAS BASIQUES A AMPHIBOLE-BIOTITE DU HAUT-DAUPHINÉ; ORIGINE ET GENESE DES LAMPROPHYRES

I - COMPARAISONS

Outre les lamprophyres, d'autres roches à amphibole/biotite affleurent dans le socle du MEP et à la périphérie du massif : on connaît en particulier, (i) les dolérites à amphibole du cortège dolérito-spilitique (Aumaître & al., 1973; Buffet, 1984; 1^o partie), (ii) les enclaves basiques des granites hercyniens et (iii) les laves stéphaniennes des Grandes Rousses.

A - Les dolérites à amphibole du cortège triasique (Tab.18)

On sait avec certitude que ces filons basaltiques dolérito-spilitiques du MEP représentent les magmas nourriciers des épanchements spilitiques anté-héttangiens (Aumaître & al.; 1984; Adline, 1981; Buffet, 1984; ce travail 1^o partie). Cette lignée comprend en particulier, des dolérites à amphibole brune avec lesquelles furent confondues les vogésites (cf.éch. PN62, OJ11, NA75 in Aumaître & al., 1973; Buffet, 1984).

Les dolérites à amphibole seule et les vogésites présentent des textures parfois extrêmement semblables, mais les premières montrent les caractères chimiques des autres filons de la lignée dolérito-spilitique (Aumaître & al. 1973; 1^o partie) et diffèrent pétrographiquement des vogésites:

- grande richesse en ilménite (4%, Buffet, 1984)
- absence de xénoctaux (quartz, feldspaths, allanite) et de rutilé,
- amphibole brune de type kaersutite formant une seule génération de cristaux très fins (30-100 μ) et ne présentant pas l'aspect fusiforme caractéristique de celle des vogésites.
- présence de reliques d'augite titanifère (éch.A3, Sirac).

Chimiquement, les dolérites sont sensiblement, plus basiques que les vogésites ($SiO_2 = 43-50\%$ pour $49-56\%$), plus ferrifères ($Fe_2O_3t > 11.5\%$ pour $Fe_2O_3t < 9\%$), plus titanées ($TiO_2 = 2 \text{ à } 2.5\%$ pour 1%) et sont sodiques plutôt que potassiques ($K_2O/Na_2O = 0.3$ pour $1 \text{ à } 2$).

Les vogésites sont plus riches en Th, La, Ce, ce qui peut être un indice d'une contribution continentale plus importante bien que les processus d'enrichissement des éléments incompatibles soit fondamentalement différents entre les deux types de magmas. (cf chap. suiv. et 2° partie).

A teneur égale en SiO₂ (SiO₂=50%), les rapports FeO_t/MgO des dolérites sont plus élevés (ex.éch.PN94e=2.47 pour 0.82 dans OJ11).

De plus, ces deux types de filons n'affleurent pas dans les mêmes secteurs du MEP : les dolérites à amphibole sont concentrées dans le S-E (Sirac, Selle de Vallouise). Les vogésites sont plus largement réparties (chap.I) et nous n'en avons pas observé dans le S-E avec les dolérites sauf à l'W de ce secteur (vallon de Clapouse, éch.PN62, P.Le Fort).

B - Les enclaves des granitoïdes hercyniens du M.E.P. (vaugnérîtes, syénites), (fig. 54, 55)

Selon Banzet (1987) et Vittoz (1987), ces roches seraient d'origine mantellique et cogenétiques des granitoïdes de la ceinture subcalcaire potassique du MEP.

Il s'agit de faciès basiques et intermédiaires (SiO₂:48-58%) à caractères magnésio-potassiques (groupe I atypique de la classification de Foley & al., 1987, in Banzet, 1987). Ils ont des compositions de syénites, de monzonites, de quartz-monzonites et de quartz-monzodiorites, et forment des enclaves ou des lentilles métriques à pluri-hectométriques. Des structures d'écoulement attestent de leur cogenétisme avec les granitoïdes encaissants (Banzet, 1987).

Les enclaves basiques sont classiquement, groupées en deux types pétrochimiques (fle.La Mure; Banzet, 1987): (1) les vaugnérîtes s.l. (stavrites) sont holomélanocrates, à Hb actinolitique, biotite-phlogopite, plagioclase acide et feldspath potassique. Des teneurs en MgO atteignant 20% et des concentrations en Cr et Ni élevées, témoignent de leur nature cumulative, (2) Les durbachites sont plus potassiques (K₂O=8%, FK) et plus titanées (TiO₂:1.4 à 2.5%, sphène).

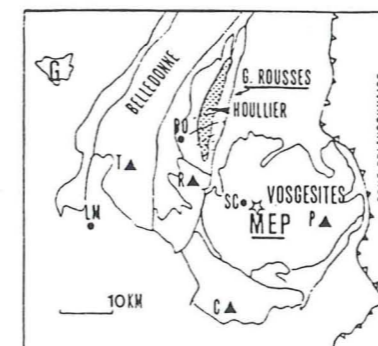
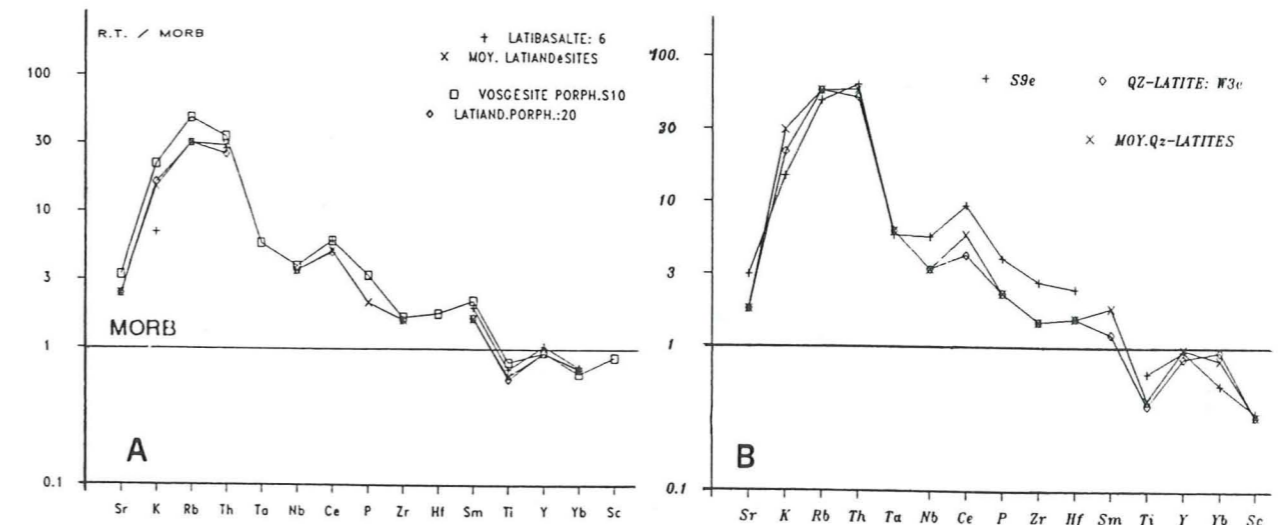
A l'image des minettes du MEP, la nature magnésienne de ces plutonites se double de fortes concentrations en Sr, Th, U, La et Ce. Ces éléments sont mobilisés par des minéraux semblables à ceux des minettes : phlogopite, apatite, zircon, sphène, allanite mais aussi uranothorite (Banzet, 1987).

Les compositions chimiques comparées, des vaugnérîtes et des minettes (fig. 55) montrent de fortes similitudes chimiques entre ces deux groupes de roches. Les spectres des T.R. sont très redressés, légèrement incurvés (fig. 54 a, b) avec des teneurs en La atteignant 300

TABEAU 17 VOSGÉSITES ET LAVES BASIQUES DES GRANDES ROUSSES

Éch.	(1) VOSGÉSITES				(2) LATIBASALTE	(3) LATIANDÉSITES	
	mooyenne n=1	OJ11	S11a	S10	6	mooyenne n=4	20
SiO ₂	54.07 (1.78)	49.40	51.56	52.95	49.43	54.86 (0.65)	53.90
Al ₂ O ₃	15.92 (0.52)	14.90	16.00	15.25	18.51	16.43 (0.15)	16.21
Fe ₂ O _{3t}	7.88 (0.86)	8.73	9.64	8.55	8.47	7.00 (0.43)	7.45
MnO	0.17 (0.07)	0.14	0.16	0.15	0.15	0.15 (0.01)	0.16
MgO	6.68 (0.98)	9.59	7.13	7.08	8.34	6.52 (0.46)	7.30
CaO	5.78 (1.30)	7.48	6.63	7.20	4.78	2.83 (0.28)	2.72
Na ₂ O	2.63 (0.44)	2.92	2.15	2.11	3.84	4.42 (0.51)	3.90
K ₂ O	2.73 (0.75)	1.06	3.10	3.36	1.06	2.29 (0.29)	2.48
P ₂ O ₅	0.37 (0.12)	-	0.52	0.41	-	0.26 (0.01)	-
TiO ₂	0.94 (0.10)	0.91	1.08	1.19	1.05	0.94 (0.04)	0.89
PF	2.80 (0.63)	4.09	2.33	2.02	4.43	4.16 (0.60)	4.09
Tot.	99.87 (0.80)	99.2		100.27	100.06	99.61	99.10
Sr	360 (61)	-	466	413	-	302 (53)	-
Rb	107 (26)	-	112	98	-	64 (16)	-
Y	26 (1.48)	-	25	28	31.40	28 (2)	28
Zr	149 (22)	-	199	152	-	146 (13)	-
Nb	13 (4.52)	-	23	14	-	13 (2)	-
La			53.76	28.14	28.61	23.42 (2.24)	23.48
Ce			97.04	61.49	62.00	51.89 (3.80)	50.74
Nd			42.30	33.40	29.94	24.55 (1.01)	24.08
Sm			7.12	7.41	6.60	5.48 (0.18)	5.51
Eu			1.99	1.26	2.00	1.43 (0.12)	1.63
Yb			2.54	2.21	2.48	2.37 (0.09)	2.42
Lu			0.40	0.39	0.38	0.37 (0.02)	0.38
Th			12.01	7.17	5.83	6.23 (1.48)	5.33
U			1.14		1.20	2.00 (0.49)	2.04

(1) analyses ce travail, cf chap.III et annexe I.
(2) et (3) analyses Banzet, 1985, 1986 moy. n°20,21,11,69



Figures 53 - Compositions des laves stéphaniennes des Grandes Rousses comparées à la vogésite S10 (A) et la quartz-monzodiorite S9e (B). Normalisation aux MORB, Pearce, (1982).

fois les chondrites et en T.R. lourdes 10 fois les chondrites. Les minettes se distinguent toutefois par la présence d'une anomalie négative en Eu.

Enfin, les vaugnérites, les stavrites et les minettes affleurent dans les mêmes secteurs : bordure occidentale avec les granites monzonitiques du MEP, en particulier, les plutons de Moutières et de Colle Blanche (Le Fort, 1973; Banzet, 1987).

C - Les volcanites stéphaniennes du massif des Grandes Rousses

Ces volcanites affleurent en trois bandes, se succédant selon N.NE-S.SE, entre le barrage du Chambon au S et le col du Chaput au N (fig. 53). Ce sont des laves, des tufs et des cinérites interstratifiés dans une séquence sédimentaire détritique à flore stéphanienne jalonnant des accidents anciens ("synclinaux houillers"; Termier, 1893; Bordet et al., 1951).

Banzet (1985), Banzet & al., (1986) ont montré l'existence d'une série magmatique continue d'affinité subcalcaire potassique, formée de latibasaltes, de latianésites (SiO₂:49-57%), de quartz latianésites (SiO₂=60%) et de quartz latites (SiO₂=64%).

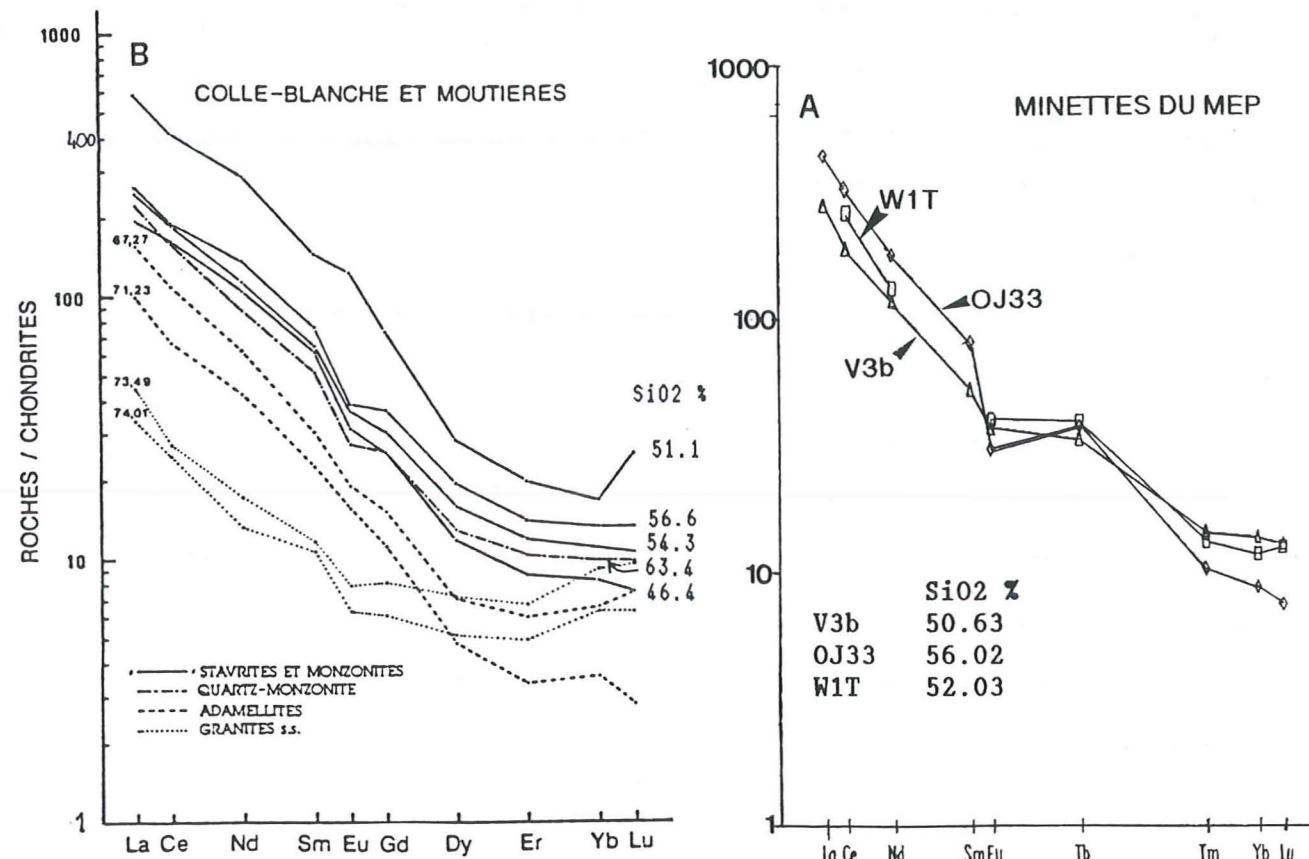
À la Croix de Cassini (arête orientale, Z=2200m), des coulées de quartz-latites (ce travail) interstratifiées dans les conglomérats houillers sont redressées verticalement et couvertes en discordance par le trias gréseux.

La minéralogie primaire de ce cortège est toujours altérée, à l'exception de l'apatite, du quartz et du zircon (Banzet & al., 1986).

* Les latibasaltes (SiO₂=49.5%) présentent une texture microlitique fluidale à phénocristaux de plagioclase épigénisés et à anciens pyroxènes. La mésostase est entièrement recristallisée : sphène, quartz, chlorite, épidote, séricite.

* Les latianésites forment des faciès "amygdalaires" et "porphyriques" (52 <SiO₂%< 57). Les premiers, microlitiques, contiennent deux générations de plagioclase (0.3-1 mm) et une mésostase à chlorite, séricite, actinote, leucoxène, apatite. Les seconds contiennent une plus grande proportion de plagioclase et de quartz ainsi que d'anciens cristaux d'amphibole semi-centimétriques et de pyroxène.

* Les quartz-latianésites (59 <SiO₂%<61) se distinguent des termes intermédiaires par un caractère plus porphyrique et une proportion plus importante de phénocristaux de quartz (2-3% vol.; Banzet, 1984). Leur texture est microlitique porphyrique fluidale à tendance trachytique. Les phénocristaux (30%) sont des plagioclases adularisés et bordés de sanidine (glomérophyres et textures sinésis). Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, l'hématite et la pyrite.



Figures 54A-B - Terres Rares des minettes (A) et des plutons (B, Banzet, 1987) de Moutières et de Colle-Blanche (MEP). Normalisation aux chondrites d'après Evensen & al., 1978, sauf pour Tb (0.047ppm) Askin 1968 in Hanson, 1980.

Tableau 18

TABLEAU COMPARATIF DES VOSGESITES ET DES DOLÉRITES À AMPHIBOLE SEULE

Ech.	VOSGESITES		DOLÉRITES à AMPHIBOLE SEULE	
	n=13	OJ11	n=6	#3
SiO ₂	53.80 (1.75)	49.40	45.62 (2.88)	48.20
Al ₂ O ₃	15.93 (0.54)	14.90	15.30 (1.17)	14.85
Fe ₂ O _{3t}	7.82 (0.90)	8.73	12.49 (0.52)	12.46
MnO	0.17 (0.07)	0.14	0.18 (0.02)	0.20
MgO	6.80 (0.99)	9.59	8.16 (1.92)	8.40
CaO	6.09 (0.74)	7.48	7.39 (1.43)	5.25
Na ₂ O	2.65 (0.47)	2.92	4.20 (1.89)	3.70
K ₂ O	2.61 (0.69)	1.06	1.34 (0.42)	1.85
P ₂ O ₅	0.44 (0.25)	-	0.47 (0.00)	-
TiO ₂	0.94 (0.11)	0.91	2.10 (0.28)	1.75
PF	2.71 (0.64)	4.09	3.82 (1.49)	3.65
Total	99.89 (0.70)	99.22	100.76 (1.54)	100.31
FeO*/MgO	1.03	0.82	1.38	1.34
K ₂ O/Na ₂ O	0.99	0.36	0.32	0.50
Rb	111 (22)	-	97 (54)	144
Sr	369 (62)	-	330 (97)	186
Y	26 (1)	-	23 (0.4)	23
Zr	158 (23)	-	185 (17)	162
Nb	15 (5)	-	29 (4)	25
Th	n=2	-	A3	-
Ta	9.59	-	3.42	-
La	1.09	-	1.98	-
Ce	40.95	-	22.79	-
Yb	79.26	-	48.24	-
Lu	2.38	-	1.86	-
Lu	0.39	-	0.27	-
Ta/Th	0.11	-	0.58	-

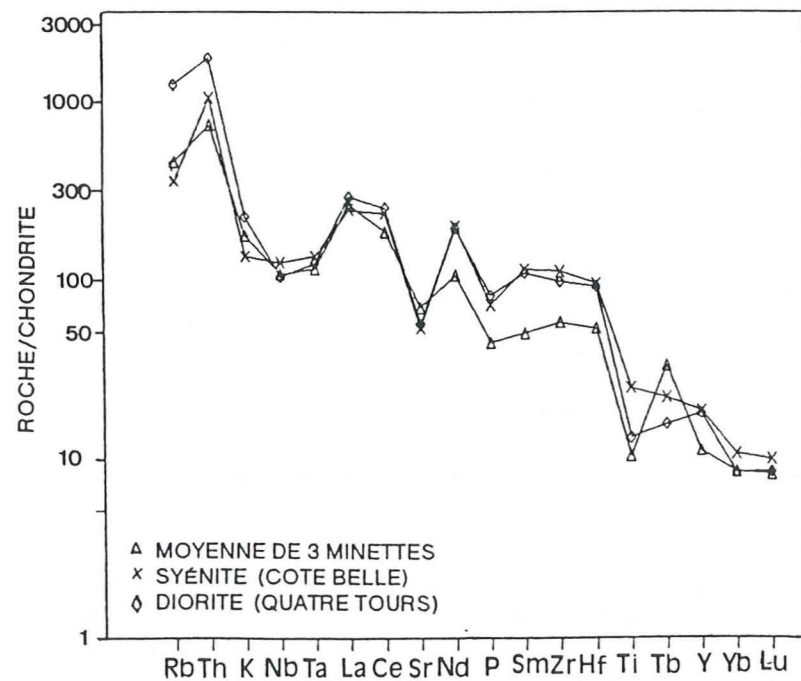


Figure 55 Compositions des minettes (éch. OJ33, V3b, W1T) comparées aux syénites en enclaves du granite du Rochail et d'une diorite en enclaves du granite des Quatre Tours (cf carte dans l'introduction générale). Ech. RO308 et RO514: comm. person.R. Oliver, Institut L.Langevin, CEN Grenoble)

* Les quartz-latites ($\text{SiO}_2 = 63\%$) du Col de la Croix de Fer sont très porphyriques (50% de plagioclase zoné, 3 mm). Leur mésostase dévitrifiée (texture "hyalo-porphyrique", Banzet & al., 1986) contient des aiguilles d'amphibole, de la biotite, du leucoxène, du zircon et de l'apatite. Les quartz-latites de la Croix de Cassini sont moins porphyriques mais, présentent un chimisme comparables à celui des précédentes (éch.W3e, fig. 53b).

* Comparaisons avec les lamprophyres

Le tableau 17 présente une comparaison des compositions chimiques des laves basiques des Grandes Rousses et des filons de vogésites. Le latibasalte et les latiandésites présentent des compositions en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 assez similaires à celles des vogésites.

En revanche, les teneurs en P_2O_5 , CaO et K_2O des laves sont sensiblement inférieures, et les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ plus faibles. Les comportements et les compositions des éléments en traces et T.R. révèlent d'étroites similitudes (Y, Zr, Nb, U, La, Ce, Nd, Yb, Lu); notamment, entre le latibasalte n°6 et la vogésite S10, outre les concentrations plus élevées en Rb, Sr et Th du filon (fig. 53a).

Toutefois, à SiO_2 constant, les vogésites sont toujours légèrement plus enrichies en éléments incompatibles. Parmi les termes différenciés on observe également des similitudes de comportement, mais, pour des écarts importants de teneurs SiO_2 : notamment entre la quartz-latites W3e ($\text{SiO}_2\% = 65.4$) et la quartz-monzodiorites ($\text{SiO}_2\% = 57.7$) du filon bréchiq de la Lavey (éch.W3e et S9e, fig. 53b).

Discussion : Une comparaison des vogésites et des laves, à SiO_2 constant, doit prendre en compte les profondes transformations chimiques subies par les laves. Selon Banzet & al. (1986), les latibasaltes et les latiandésites ont perdu un poids de CaO estimé à 5 à 6% du poids de la roche, notamment lors de la séricitisation alpine. Ils se seraient légèrement enrichis en alumine par effet de bilan (corindon normatif). Par conséquent, à l'instar de celles des éléments en traces, les compositions originelles en éléments majeurs des latiandésites étaient très proches de celles des vogésites.

En définitive les âges des filons de vogésites pouvant correspondre à l'âge stéphanien des laves, de même que leurs compositions minéralogiques (amphibole, plagioclase, apatite, magnétite) et chimiques (majeurs et traces), on est tenté d'envisager le cogénéisme des filons et des coulées. Toutefois nous discuterons plus avant de cet éventuel cogénéisme à la lumière des données concernant le *comportement* des éléments en traces dans les deux types de matériaux.

II - ORIGINE ET GENESE DES LAMPROPHYRES ET DES QUARTZ-MONZODIORITES

A - INTRODUCTION

L'étude présentée dans les chapitres précédents montre que les deux principaux groupes de lamprophyres (minettes et vogésites) présentent des compositions semblables en SiO_2 , FeO , MnO , TiO_2 , CaO , Na_2O ; ainsi que toutes les transitions entre des termes alumineux, calco-alcalins potassiques (vogésites) et des termes métalumineux, à caractères magnésio-potassiques (minettes).

Le principe d'hétéromorphisme (cf chapitre III) qui régit la transition entre faciès à amphibole et faciès micacés alumineux (vogésites/kersantites), montre que ces deux types de faciès peuvent présenter des compositions chimiques quasi-semblables à l'exception des concentrations en fluides et éléments lithophiles (K, Th, Rb, P, P.F.,...). Dès lors, des écarts presque insignifiants de composition du magma peuvent engendrer soit, un lamprophyre micacé soit, un lamprophyre à amphibole (chapitre III).

Si l'on fait abstraction des différents degrés de différenciation des lamprophyres, nous pensons que l'une des questions essentielles que pose ce cortège, réside dans les causes de sa diversité pétrographique et chimique à SiO_2 constant. En d'autres termes, il faut tenter d'élucider les processus génétiques qui induisent cet éventail de compositions en éléments incompatibles; de même que la cause des écarts de composition en Al_2O_3 et FeO/MgO entre les deux principaux groupes.

En fait, il semble que l'ensemble de ces variations résulte de processus communs relatifs aux transferts chimiques dans le manteau sous continental. La ou les réponse(s) possibles à ces questions peuvent nous informer sur la composition du manteau à la fin de la période orogénique hercynienne et permettre ainsi de mieux cerner son contexte géodynamique.

B - Comportements des constituants chimiques

Dans les diagrammes opposant les éléments majeurs et les éléments en traces à SiO₂ et à FeOt/MgO (figures 56 à 64) on peut distinguer deux groupes d'éléments en fonction de leurs comportements géochimiques. Ces comportements nous apparaissent symptomatiques de processus distincts d'enrichissement.

On distingue :

- a - les éléments tels que Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, TiO₂, voir même probablement CaO et Na₂O (mobiles) dont les variations continues s'établissent entre les faciès basiques et les faciès différenciés de chacun des principaux groupes de lamprophyres. On observe en particulier, une baisse de MgO, de Fe₂O_{3t}, de CaO et de TiO₂ en fonction de SiO₂. A l'inverse, Al₂O₃ et Na₂O s'accroissent en fonction de ces indices.
- b - les éléments dits incompatibles tels que K, P, Th, Rb, Ta, La, Zr, Ce (spectre fig. 44) dont la distribution est caractérisée par l'absence de corrélation avec les indices de fractionnement (Tab. 12).

C - Interprétation : hypothèses concernant les modes d'enrichissement en éléments majeurs et en incompatibles

Nous pensons que chacun de ces deux types de comportements résulte de processus pétrogénétiques distincts.

1 - Relations possibles entre lamprophyres basiques et lamprophyres différenciés

Les comportements de Al, Mg, Fe, Ti, et probablement de Na et Ca (plus mobiles) qui se calquent soit, sur des droites soit, sur des courbes, peuvent peut-être rattachés à des processus de fractionnement silicaté. Mais, puisque les variations chimiques de chaque groupe de lamprophyres se superposent (i.e.: Fe ou Mg ou Ti en fonction de SiO₂), ou sont parallèles (i.e.: Al₂O₃ versus SiO₂), une telle relation par fractionnement, si elle existe, est propre à chaque groupe et l'un des groupes ne peut dériver de l'autre par fractionnement.

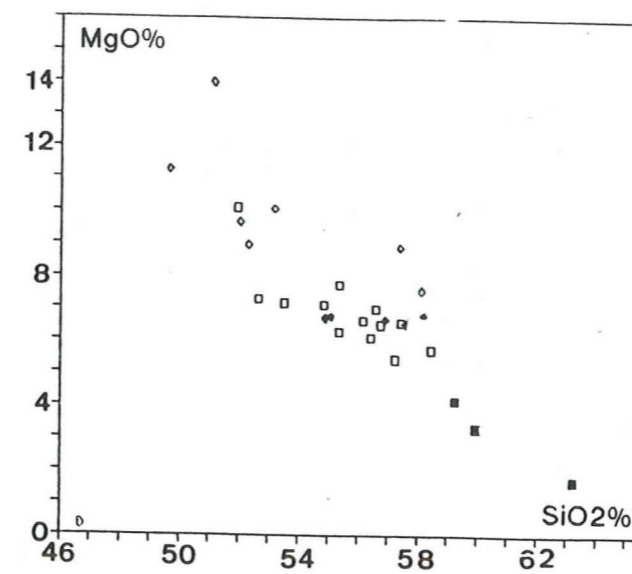


Figure 56

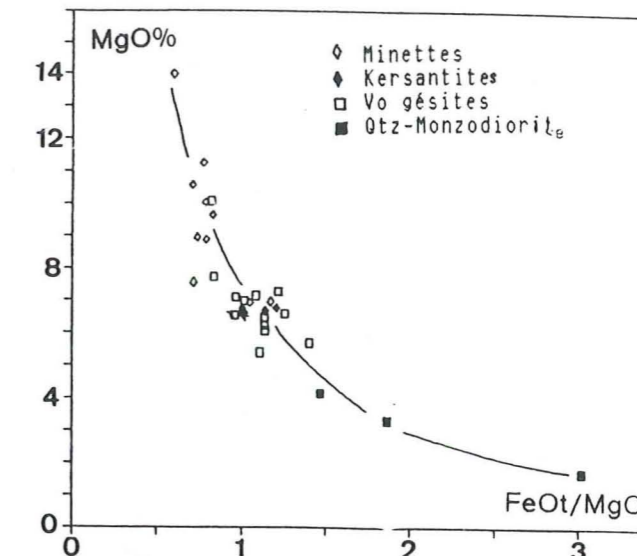


Figure 57

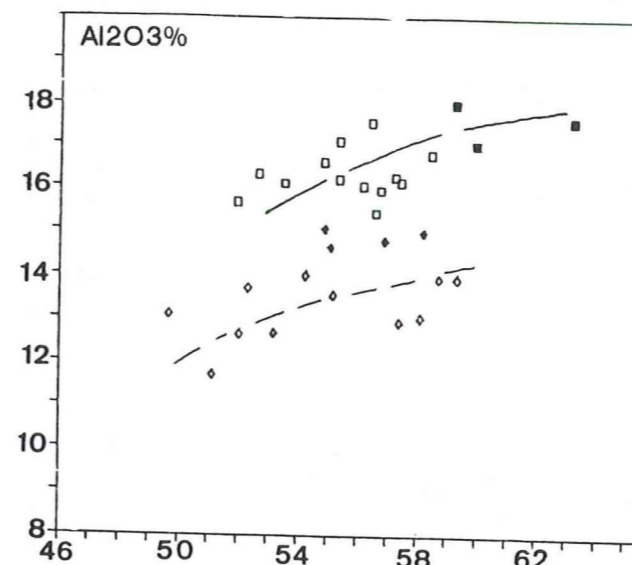


Figure 58

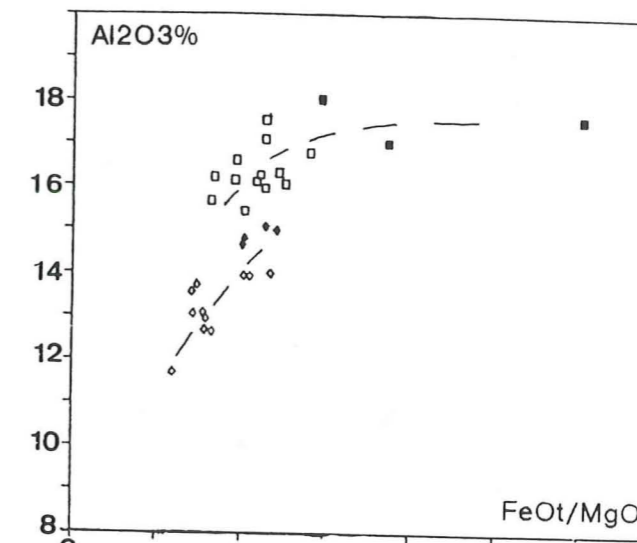


Figure 59

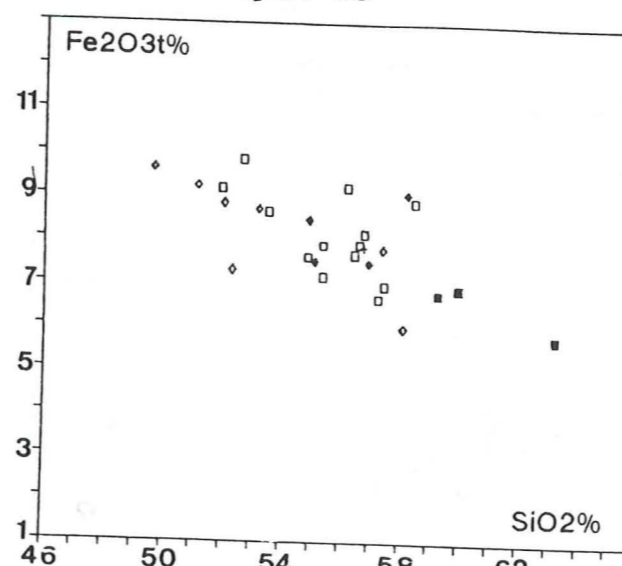


Figure 60

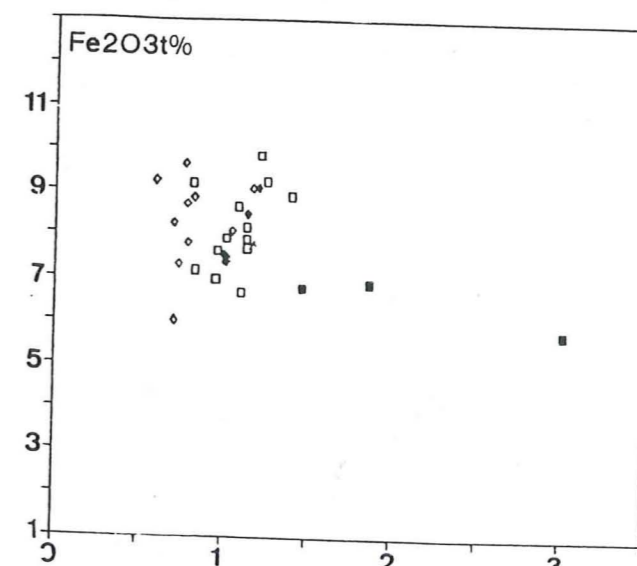


Figure 61

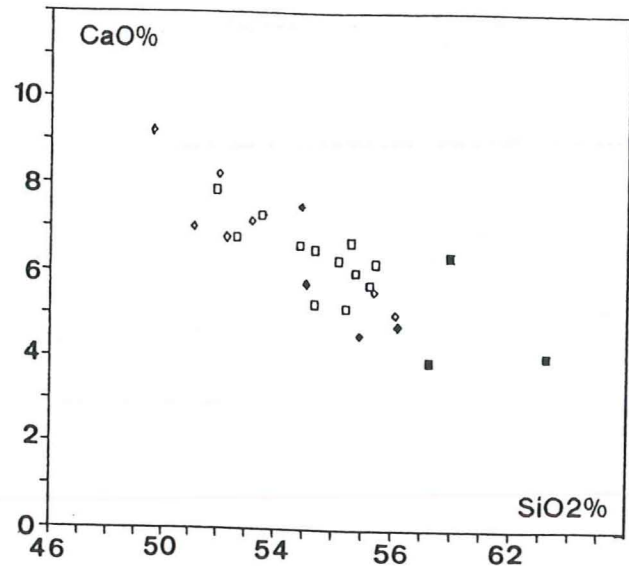


Figure 62

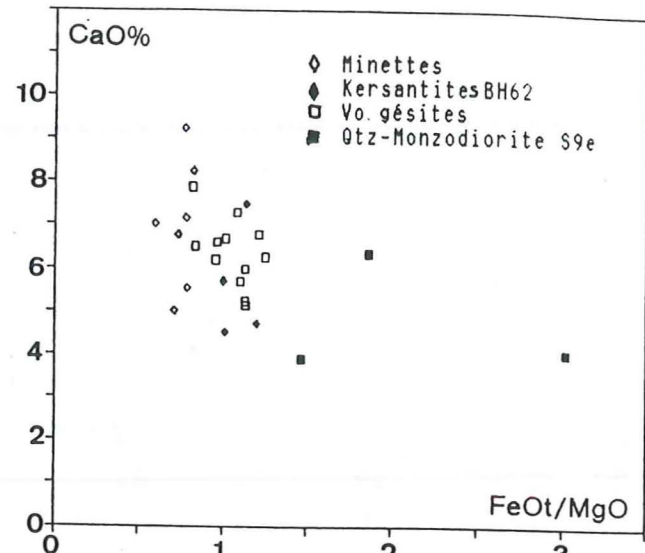


Figure 63

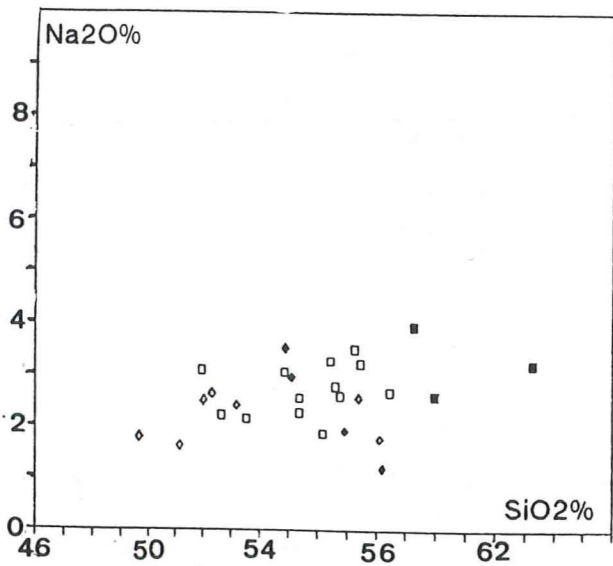


Figure 64

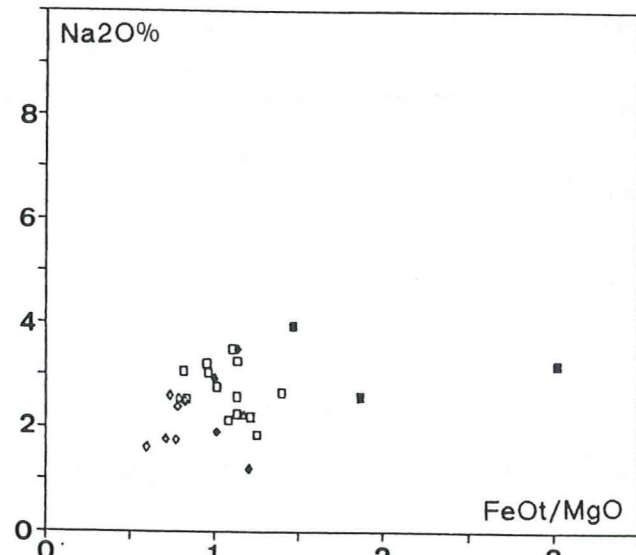


Figure 65

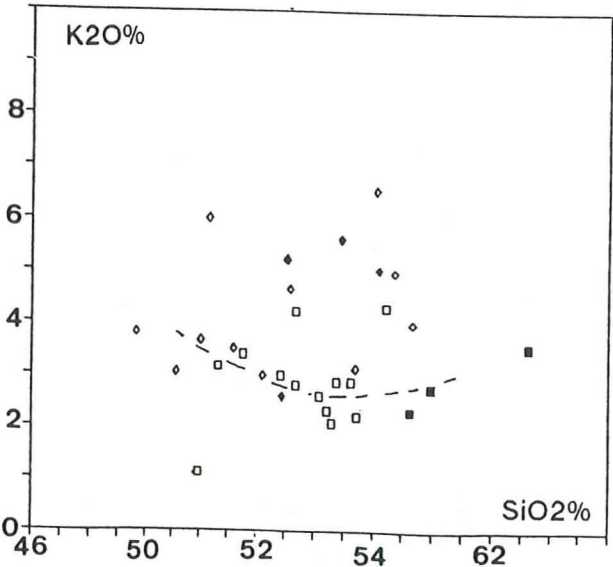


Figure 66

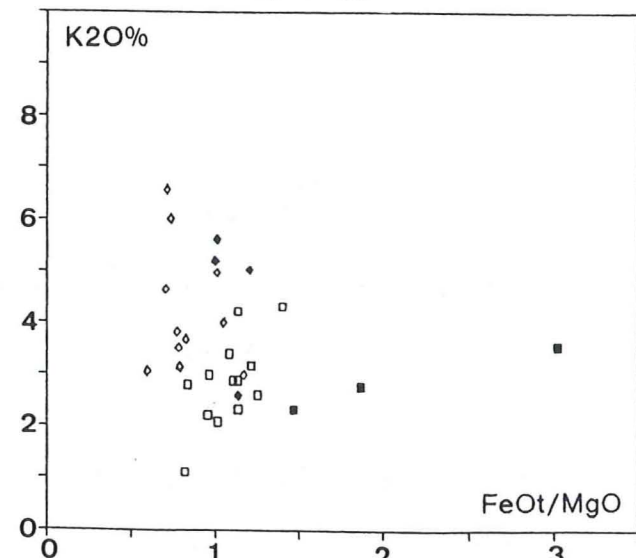


Figure 67

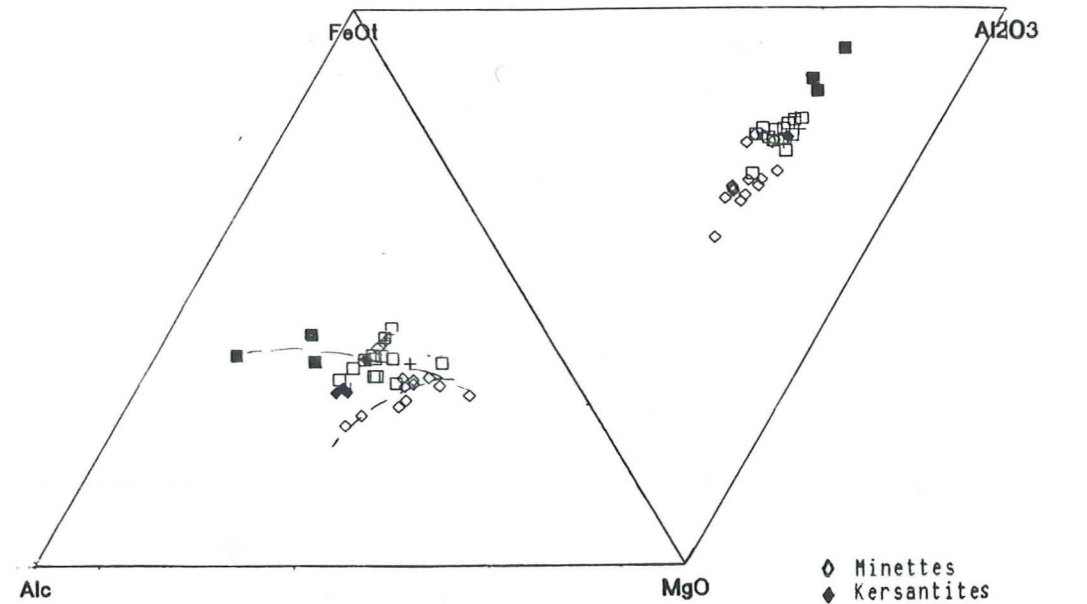


Figure 68

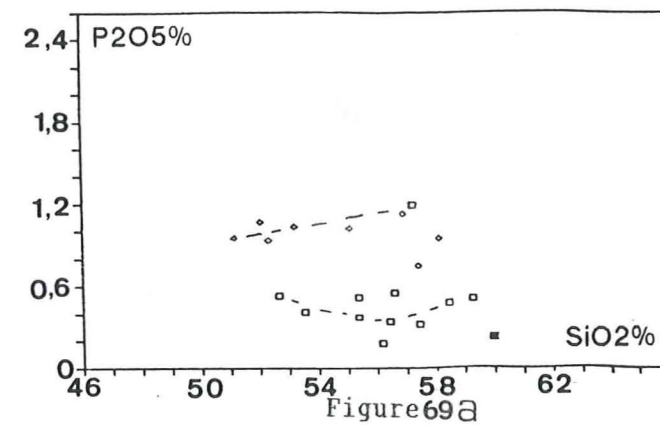


Figure 69a

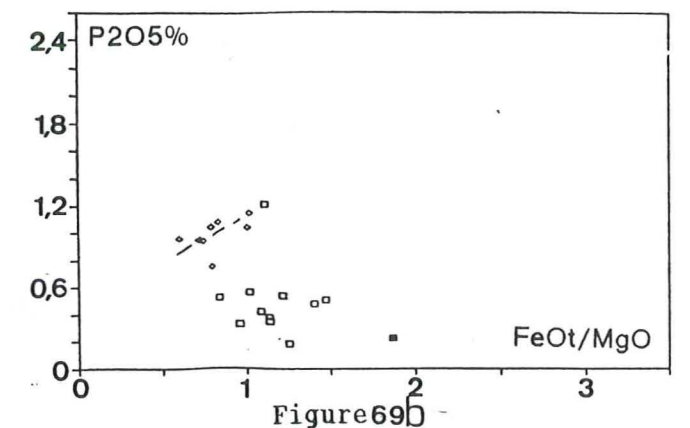


Figure 69b

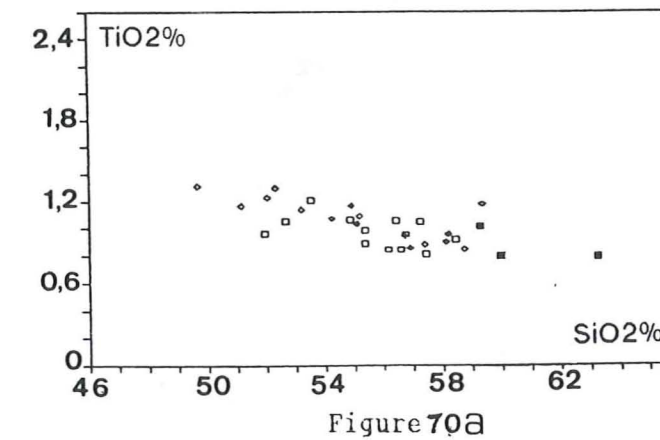


Figure 70a

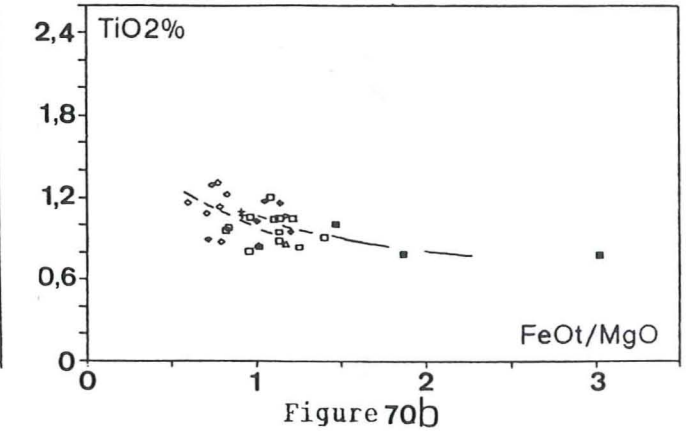


Figure 70b

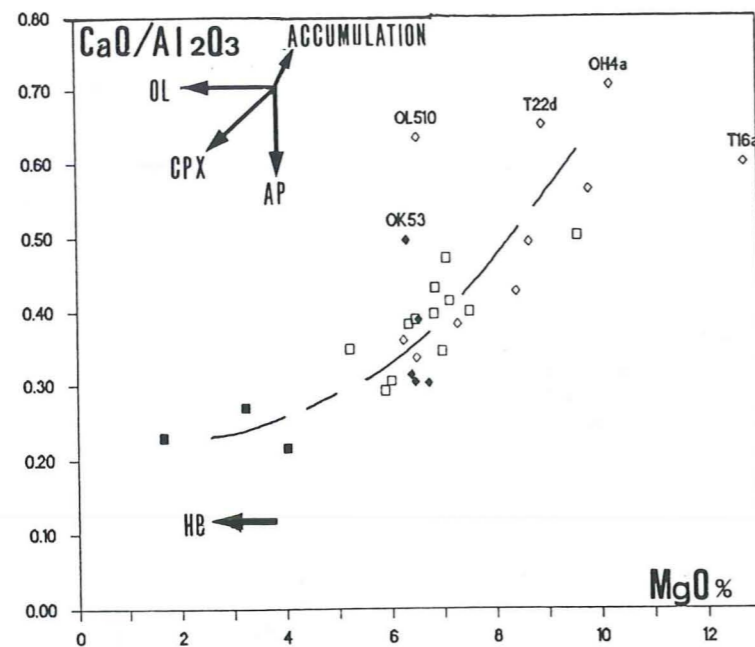


Figure 71

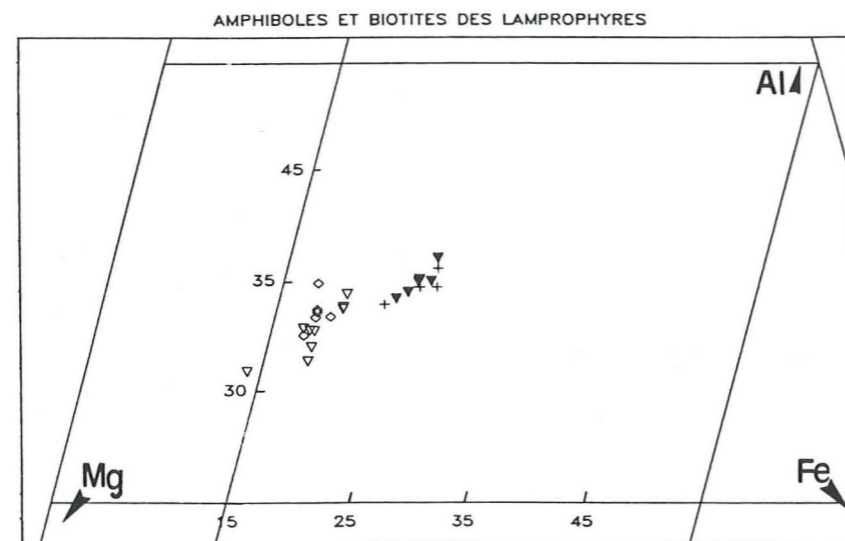


Figure 72

+ M2 AMPHIBOLES ◊ S10 AMPHIBOLES
 ▼ BH62 ▼ OJ33 BIOTITES

Figure 71 - Diagramme CaO/Al₂O₃ versus MgO% pour les lamprophyres et les quartz-monzodiorites. Les vecteurs indiquent le sens de déplacement de la composition du liquide selon la phase minérale qui fractionne. Le diopside (Al₂O₃=1.3%, CaO=22%, MgO=17%) apparaît comme une phase dominante du fractionnement des lamprophyres. L'amphibole (Al₂O₃/CaO=1.1, MgO=9-14%) joue probablement un rôle dominant dans la genèse des quartz-monzodiorites à partir des vogésites.

Figure 72 Composition en (Al-Mg-Fe)/100 (diag. ternaire) des amphiboles des vogésites (M2, S10) et des micas des kersantites (BH62) et des minettes (OJ33). On observe des variations superposées de ces minéraux appartenant aux deux principaux groupes de lamprophyres. Elles témoignent des variations de composition de leur liquide magmatique propre, à l'équilibre (Bachinski & al., 1984).

Les arguments en faveur de processus de fractionnement sont les suivants :

- La baisse de MgO par rapport à SiO₂ (fig. 56) est plus rapide que celle de Fe₂O₃t, et entraîne la hausse du rapport FeO_t/MgO vis à vis de SiO₂.

Cette évolution peut être considérée comme significative du fractionnement de silicates magnésiens.

- De même le comportement décroissant de TiO₂ en fonction de SiO₂, ainsi que les variations observées dans les diagrammes A-F-M et Al-F-M (fig. 62) sont comparables à ceux observés dans les séries calco-alcalines et attribués au fractionnement (Myiashiro, 1974; Joplin, 1969; Besson & al., 1976).

- Le fractionnement du clinopyroxène apparaît susceptible d'engendrer simultanément la décroissance de CaO et de MgO et l'accroissement de Al₂O₃ (CaO= 23%, Al₂O₃= 3%, Mg/Mg+Fe= 0.89 pour le diopside de la minette W1T). En revanche, la hausse de Al₂O₃ suggère que le plagioclase aluminocalcique ne participe pas à ce processus.

Le rôle prépondérant du diopside est, par ailleurs, souligné par la tendance évolutive des lamprophyres dans le diagramme CaO/Al₂O₃ versus MgO (fig. 71).

De plus, la corrélation inverse de CaO avec SiO₂ s'observe aussi parmi les lignées magnésio-potassiques des domaines orogéniques et post-orogéniques (type I-III et III de Foley & al., 1987, Esperança & al., 1987) et résulterait, selon ces auteurs, d'un processus de fractionnement dominé par le clinopyroxène.

- On observe également la décroissance rapide des rapports Mg/Mg+Fe_t (0.75 à 0.59, cf. annexe I-D), toujours sensiblement inférieurs à 0.80, valeur envisagée par Frey & al. (1978) pour les magmas primaires issus du manteau.

- Enfin, dans le diagramme ternaire (Al/Fe/Mg)/100 des minéraux magmatiques (fig. 72), les compositions de l'amphibole des vogésites évoluent parallèlement à celles du mica des minettes et des kersantites. Ces deux types de minéraux s'enrichissent communément en Al par rapport à Fe et Mg, suggérant une cristallisation à l'équilibre avec des liquides progressivement plus alumineux, moins magnésiens et moins ferrifères (Bachinski, 1984).

2 - relations vogésites/quartz-monzodiorites

Ces deux types de roches s'observent sur le terrain en association géographique mais aussi structurale, dans la brèche magmatique S9. Leur relation mutuelle envisagée peuvent être une relation par fractionnement.

Dans les diagrammes opposant Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3t , TiO_2 , P_2O_5 à SiO_2 et à $FeOt/MgO$ (Fig. 56 à 61), les quartz-monzodiorites se placent à la suite des tendances formées par les vogésites suggérant, également, une évolution par fractionnement à partir des vogésites. Toutefois cette évolution semble davantage s'accorder avec le fractionnement de l'amphibole pargasitique (pauvre en Si et Fe) et du plagioclase, qu'avec celui du pyroxène étant donné (i) l'accroissement rapide de $FeOt/MgO$ et de SiO_2 , (ii) le plafonnement des teneurs en alumine ($Al_2O_3 = 16.5\% - 17\%$) et la baisse de Fe_2O_3t , MgO et TiO_2 .

L'accroissement rapide de SiO_2 , en particulier, est considéré comme un effet significatif du fractionnement de l'amphibole dans les magmas andésitiques (Bowen, 1928; Allen & al., 1975, Suzuki, 1981; Banzet & al., 1986 pour laves des Grandes Rousses).

En résumé,

- (i) les lamprophyres différenciés dérivent probablement des lamprophyres basiques par fractionnement. On aurait ainsi une association alumineuse (vogésites basiques ---- vogésites différenciées ---- quartz-monzodiorites) ($SiO_2 = 49$ à 63%) parallèle et indépendante de la lignée formée par le groupe métalumineux micacé (minettes mafiques ---- minettes felsiques : $SiO_2 = 46$ à 57%). L'origine du groupe intermédiaire (kersantites) n'est pas clairement établie. Il s'agit : soit d'une lignée intermédiaire et indépendante des deux autres; soit de roches dérivant par fractionnement des minettes. Mais l'on ne dispose pas de suffisamment de données chimiques pour résoudre cette question.
- (ii) Toutefois il apparaît clairement, que les groupes de magmas alumineux (vogésites et quartz-monzodiorites) et métalumineux (minettes) sont indépendants. En particulier, du fait de leurs compositions voisines en SiO_2 et en $FeOt/MgO$, les vogésites ne peuvent dériver des minettes; et vice - versa.
- (iii) les conditions P et T du fractionnement sont probablement assez élevées, si l'on s'en tient, aux expérimentations - uniques pour ce type de roches - de Espérança & al. (1987). Néanmoins, les expérimentations concernant le comportement du titane (Ryerson &

Watson, 1987) suggèrent que des pressions très élevées ($>$ à 15 Kb) sont nécessaires pour cristalliser du sphène ou du rutilé dans des magmas basiques (cf pétrographie de l'échantillon V3b; $SiO_2 = 50\%$)).

- (iv) enfin, on peut penser, que le degré de richesse en éléments incompatibles des magmas lamprophyriques et les écarts observés entre ces roches à SiO_2 constant (cf spectres étendus normalisés aux chondrites, chap. III) ne sont pas contrôlés par le fractionnement (comme dans les séries classiques, cf. Pearce & Norry, 1978) mais par d'autres processus d'enrichissement, que nous abordons ci-après.

D - Hypothèses concernant les écarts de compositions en éléments incompatibles, en Al et Fe/Mg entre minettes, kersantites et vogésites. à SiO_2 constant.

1 - hypothèses A : contamination de magmas basaltiques par la croûte traversée et mélanges de magmas basiques et différenciés

L'assimilation de matériel crustal par des magmas basaltiques ou picritiques (Eichelberger, 1979; Mitchell & al., 1987) entraîne un enrichissement en SiO_2 des magmas très contaminés par rapport aux magmas peu contaminés, ce qui n'est pas le cas des lamprophyres du MEP, les minettes étant bien souvent très enrichies et néanmoins basiques (cf. éch. V3b).

De même, on conçoit difficilement, que différents taux de mélange d'un magma basaltique (par définition pauvre en incompatibles) avec un magma différencié (riche en incompatibles), puisse produire d'une part, un magma à la fois enrichi en composante mantellique et crustale (Mg, Cr, K, incompatibles) tel que les minettes et, d'autre part, un magma moins riche en ces composants tel que les vogésites, si l'on suppose un volume fini pour les deux magmas primaires.

Dans le M.E.P., Banzet (1987) met en évidence des échanges chimiques entre enclaves vaugnéritiques encore visqueuses et granitoïdes. Néanmoins, l'auteur insiste sur le fait que les vaugnérites proviennent d'une source mantellique enrichie. Dès lors, les échanges observés ne semblent pas constituer la cause essentielle de la richesse des vaugnérites en incompatibles (fig. 55).

La contamination des magmas lamprophyriques par la croûte n'est probablement pas à exclure totalement, notamment en raison des xénocristaux de quartz et d'allanite qu'on y trouve; ces derniers étant abondants dans les granites du MEP (P. Le Fort, com. pers.; R. Oliver, com. pers.). Mais il ne s'agit semble-t-il pas d'un processus dominant de l'enrichissement en K et en éléments incompatibles, puisque les magmas les plus contaminés contiennent également la plus importante composante mantellique (riches en Mg et Cr).

De plus, le cristal d'amphibole brune corrodé de la minette V3b est probablement un xénocristal (chap.II, photo n°5) suggérant le mélange des magmas alumineux (vogésites) et métalumineux (minettes).

2 - Hypothèses B : fusion partielle d'un manteau métasomaté, fusion et contamination multistage du manteau

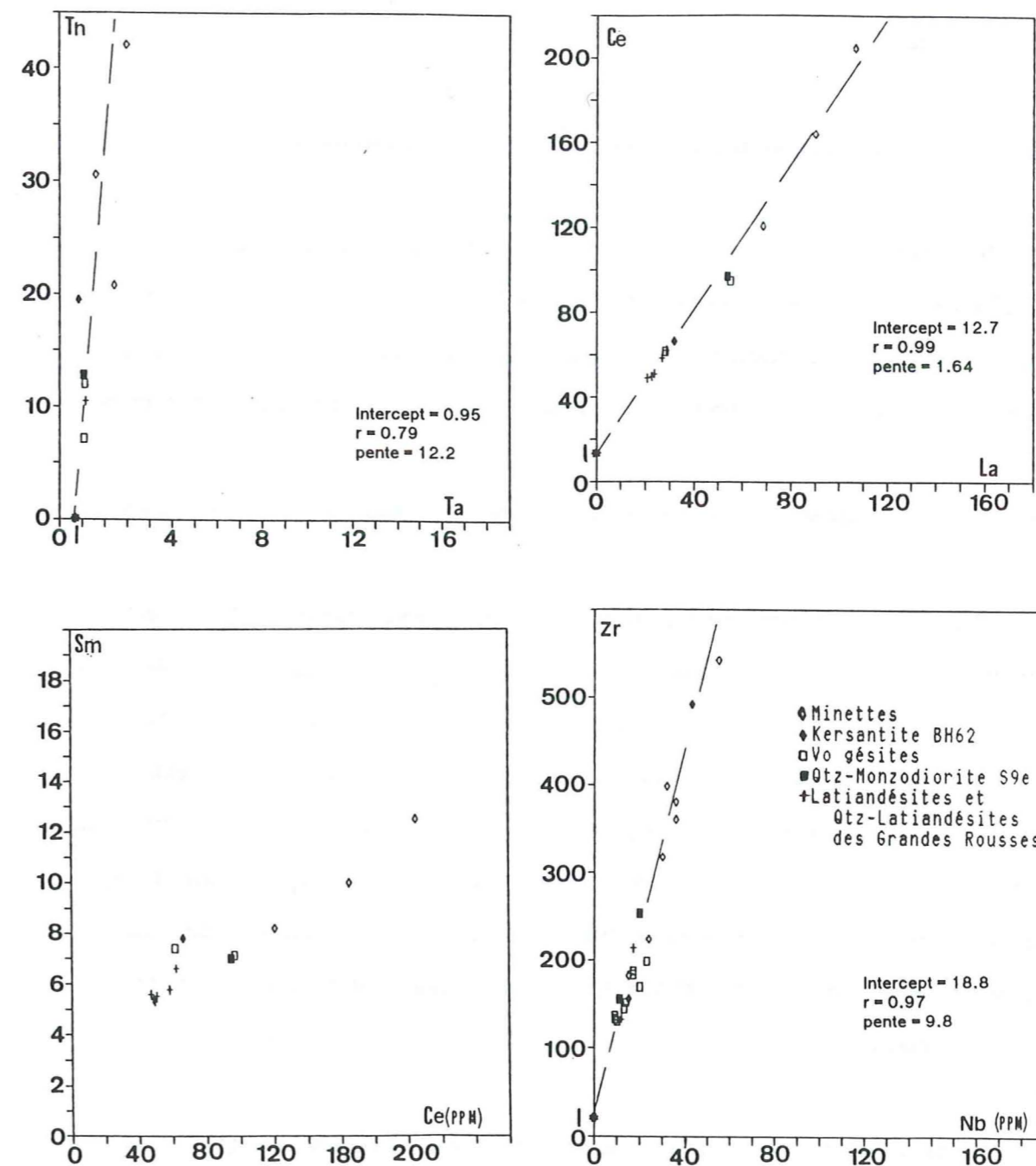
Si les éléments incompatibles n'apparaissent pas corrélés aux indices de fractionnement, ils sont en revanche très fortement corrélés entre-eux. Ces fortes corrélations concernent en particulier : Th versus Ta, La versus Ce, Nb versus Zr; (fig. 73).

A l'image du parallélisme étroit entre les spectres d'éléments incompatibles (chap. III), ces variations confirment que les deux groupes de magmas dérivent de la même source solide.

Mais rappelons que ces diagrammes ne peuvent en aucun cas être interprétés comme représentatifs d'une relation par fractionnement entre les groupes de magmas (vogésites, minettes, kersantites) puisque tous présentent des teneurs analogues en SiO₂, ainsi qu'en Fe et Ti, à SiO₂ constant.

Un manteau métasomaté est le matériau source des roches magnésio-potassiques le plus couramment admis (Peccerillo, & al.; 1984; Foley & al, 1987; Esperança & al., 1987; Bailey, 1987) mais aussi celui généralement préconisé pour les roches shoshonitiques (Thompson & al., 1986).

Selon Bailey (1987), le manteau supérieur peut-être considéré comme un système ouvert s'enrichissant en H, C, F, Na, Al, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Fe, Rb, Y, Zr, Ba, Nb et en T.R.. Le phlogopite, l'amphibole et l'apatite seraient des produits du métasomatisme du manteau péridotitique qui retiennent des volumes importants de fluides mobilisés ensuite dans le



Figures 73 A, B, C, D - Diagrammes Th versus Ta (A); Ce versus La (B); Sm versus Ce (C); Zr versus Nb (D) pour les lamprophyres du M.E.P. (vogésites, minettes, kersantites), la quartz-monzodiorite S9e et les laves stéphanienues des Grandes Rousses (données analytiques des laves : Banzet & al.; 1986 et échantillon W3e, ce travail). Les corrélations très fortes entre éléments incompatibles, montrées par l'ensemble des diagrammes, attestent des similitudes de source mantellique des magmas représentés. A la différence de la plupart des éléments majeurs (cf. plus avant), l'enrichissement en ces éléments ne peut résulter d'un processus de fractionnement silicaté, étant donné que ces différentes roches ont des compositions analogues en SiO₂ et FeO/MgO. L'enrichissement se rattache plus probablement au métasomatisme plus ou moins développé de la source. (cf. texte).

magmatisme lamprophyrique.

Dans le cas du M.E.P., la présence de diopside chromifère et de phlogopite chromifère dans les minettes constitue un indice significatif de leur origine mantellique.

Nous pensons en revanche que les écarts d'enrichissement entre les différents groupes de magmas (minettes, vogésites auxquelles il faut probablement associer les laves des Grandes Rousses, cf infra) sont à rechercher dans la composition particulière du manteau source, voir dans l'évolution chimique temporelle de ce manteau en réponse à des transferts de matières.

*** hétérogénéité du manteau source et épisodes de fusion successifs à l'origine des deux lignées de fractionnement (minettes, vogésites)**

Compte tenu des similitudes de distribution des éléments incompatibles au sein des lamprophyres du MEP, on est tenté d'associer ces divers degrés d'enrichissement à des variations de contamination de la zone source ("métasomatisme"). C'est en particulier, l'hypothèse retenue par Luhr & al. (1989) pour expliquer l'association des lamprophyres effusifs du Mexique (cf. données pétrographiques et chimiques, chap. II & III): dans ce cortège, les similitudes des rapports $208\text{Pb}/204\text{Pb}$ en fonction de $206\text{Pb}/204\text{Pb}$ des faciès à phlogopite et des faciès à amphibole témoignent d'une source commune hétérogène : " *We consider it likely that phlogopite is present in the veined asthenospheric source region of most western Mexican Volcanic Belt magmas* ".

De plus, les étroites corrélations entre éléments incompatibles (**fig. 73**) correspondent à des modèles d'enrichissement par contamination ou par mélange de magmas.

N.B.: Ce type de droite peut en effet correspondre à la régression entre deux fonctions de mélange portées l'une en abscisse et l'autre en ordonnée. Ce modèle montre que l'introduction d'un contaminant porteur de K, Th, Ba, La, ... dans le manteau péridotitique très pauvre en ces éléments fait croître les concentrations du contaminant dans le manteau sans modifier les rapports de concentration initiaux du contaminant (i.e. rapports Th/La).

En définitive, les écarts de composition en K_2O , éléments incompatibles et fluides paraissent imputables aux variations de composition du manteau et semblent acquis lors de la genèse des magmas primaires.

Nous avons vu (chap. III, **fig. 42**), (**fig. 72**) que les écarts de composition en Al et Fe/Mg à SiO_2 constant des vogésites, kersantites et minettes étaient probablement des caractères propres de leur "liquides" magmatiques (corrélations entre les compositions en Al, Fe, Mg des minéraux magmatiques et des roches totales). Les variations de composition du manteau semblent aussi susceptibles d'expliquer ces écarts de composition.

Les variations de composition en éléments incompatibles, en Al_2O_3 et en Fe/Mg sont fréquentes dans les lamprophyres (elles distinguent en particulier, les types I et III de Foley & al., 1987, cf Chap. III). Selon ces auteurs toutes ces variations peuvent être interprétées au sein d'un processus commun de fusion fractionnée d'une source mantellique soumise à des réenrichissements successifs en fluides et éléments incompatibles provenant de matériel subducté :

- la fusion d'un volume substantiel de basalte à partir d'un manteau lherzolitique primaire laisserait un résidu harzburgitique ou dunitique enrichi en NiO, $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ et appauvri en éléments incompatibles et T.R. légères (Green & al., 1963; Green, 1973; Jacques & Green, 1979).

- cette fusion favorise le départ de Al contenu dans le grenat ou le spinelle mais aussi celui de Ca et Na contenus dans le clinopyroxène. A l'issue d'un premier stade de fusion, le manteau se trouve appauvri en Al, Ca, Na et également en Sc fractionné par le grenat et le Cpx (les minettes sont moins riches en Sc que les vogésites, chap. III).

- un second épisode de fusion du manteau appauvri ("remelting"; Green, 1973) engendre des magmas appauvris en Al, Ca avec des compositions en Cr, Ni, Mg# plus élevées.

D'après Foley & al. (1987), un nouvel épisode d'enrichissement d'un manteau appauvri n'oblitére pas ses caractéristiques chimiques engendrées par un épisode de fusion antérieur. Selon eux, une source appauvrie est la principale cause du déficit en Al, Ca, Sc des roches magnésio-potassiques du groupe I et I-non type (groupe auquel se rattachent les minettes du M.E.P. et les vagnérites).

La présence de xénolites de harzburgite dans les minettes effusives de Leucite Hills ("wyominigites", Barton & al., 1981) s'accorde aussi avec cette hypothèse.

On peut envisager que les écarts de compositions en Al, Fe/Mg, Sc, Cr?, des deux groupes de lamprophyres soient imputables à deux épisodes (schématiquement) de fusion de la même région du manteau. La chronologie des types de magmas associée à cette hypothèse apparaît conforme aux données de terrain montrant l'antériorité des lamprophyres alumineux sur les minettes (G. Banzet, et G. Buffet com. pers. : filon à intra-épentes à coeur de vogésites - très

probablement; cf chap.I - et bordures de minettes).

E - Relations entre lamprophyres et laves des Grandes Rousses

Plusieurs éléments permettent de penser que les laves subalcalines des Grandes Rousses (Banzet & al., 1986) sont "cogénétiques" des lamprophyres du M.E.P. :

(i) les similitudes de composition chimique observées entre vogésites et laves basiques (latibasaltes, latiandésites, cf début de ce chapitre).

(ii) les comportements covariants des éléments inertes (Th, Ta, Zr, Nb, mais également Ti, Fe peu mobiles)

(iii) Une bonne adéquation entre l'âge stéphanien des laves et l'âge radiométrique de 312 +/- 15 M.a. obtenu sur les vogésites qui s'accorde pour sa part, avec ceux obtenus sur les minettes (320 +/- 10, cf introduction 1° partie).

Toutefois, il faut préciser ce que l'on entend ici par "cogénéisme" entre lamprophyres alumineux et laves, car les laves un peu moins riches en incompatibles et peut être un peu plus alumineuses, à SiO₂ constant; ne représentent probablement pas les équivalents effusifs des vogésites. Toutefois, les spectres étendus d'éléments incompatibles, de même que les comportements covariants dans les diagrammes Th/Ta, Zr/Nb, La/Ce, suggèrent qu'elles sont engendrées dans une région semblable du manteau, soumise à une moindre contamination.

Les laves dans leur ensemble forment une autre lignée de fractionnement (Banzet & al., 1986), qui représente très probablement le pôle calco-alcalin potassique le plus alumineux et le moins magnésien du cortège subalcalin du Haut-Dauphiné.

F - CONCLUSIONS

1 - Les comportements de Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti en fonction de SiO₂ et FeO/MgO peuvent suggérer une relation par fractionnement d'une part des minettes mafiques et des minettes felsiques, et d'autre part des vogésites et des quartz-monzodiorites.

Néanmoins on distingue clairement une association alumineuse et une association métalumineuse indépendantes. Leurs processus d'enrichissement en éléments majeurs (hormis K, P) restent hypothétiques.

2 - Les similitudes de distributions et de comportements des éléments incompatibles entre les termes basiques des deux lignées montrent qu'elles sont engendrées dans la même région source, qui contrôle principalement leur enrichissement en fluides et éléments lithophiles.

(iii) Cette source est vraisemblablement le manteau sous continental métasomatisé. Il serait (i) soit contaminé de façon inhomogène ("manteau veiné" ?); (cette hétérogénéité étant à l'origine des écarts d'enrichissement entre les termes basiques de chaque groupe); (ii) soit soumis à des épisodes successifs de fusion/contamination en liaison avec l'introduction de matériel crustal en provenance d'une ancienne croûte subductée.

3 - Les laves des Grandes Rousses sont engendrées dans la même région source, moins contaminée, que les lamprophyres. De ce point de vue, elles apparaissent cogénétiques du cortège lamprophyrique et tendent à confirmer un âge Stéphanien pour ce cortège.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

Contexte de mise en place du cortège lamprophyrique et relations avec les granitoïdes tardi-hercyniens

1 - Conclusions de la première partie

- a - Les lamprophyres à amphibole (vogésites) et les lamprophyres micacés (minettes, kersantites) présentent les caractères minéralogiques et chimiques des lamprophyres dits calco-alcalins (Streckeisen, 1979; Rock, 1984; 1987).
- b - Les deux groupes pétrographiques présentent des compositions semblables en Si, Fe, Ti, Mn, Ca, mais toutes les transitions existent entre les faciès alumineux moyennement potassiques, à caractères subcalcalins potassiques (vogésites) et les faciès magnésio-potassiques métalumineux et riches en éléments incompatibles. Les faciès de transition sont des kersantites, dont la composition chimique est parfois quasi-semblable à celle de certaines vogésites (hétéromorphisme).
- c - Les lamprophyres présentent des spectres étendus d'éléments incompatibles toujours parallèles et des corrélations très fortes entre leurs éléments incompatibles montrant qu'ils dérivent d'une source commune. Ce cortège peut être associé au groupe IV (transitionnel) de la classification des roches magnésio-potassiques de Foley & al. (1987) qui rassemble principalement des gisements hercyniens.
- La présence de diopside et de phlogopite chromifère dans les minettes et leurs rapports élevés T.R. légères / T.R. lourdes (La/Yb:30 à 93) montrent que ces magmas sont engendrés dans une région métagénérée du manteau (i.e. : à phlogopite, Roden, 1981; Bailey, 1987). Les écarts de composition en Al, Fe/Mg, K et éléments incompatibles proviendraient de l'hétérogénéité de cette source (Foley & al.; 1987; Lhur & al.; 1989).
- d - Les comportements des éléments majeurs peuvent suggérer que les plus différenciés de chaque groupe, dérivent de leurs termes basiques par fractionnement, mais cela reste une hypothèse.
- e - Les similitudes d'âges et de chimisme entre lamprophyres et laves stéphaniennes des Grandes

Rousses montrent que laves et filons sont engendrés dans la même région du manteau. Cette relation génétique vient confirmer les âges radiométriques fini-carbonifères obtenus sur les lamprophyres.

2 - Contexte de mise en place

Les âges du Carbonifère supérieur pour le cortège lamprophyrique et volcanique (Grandes Rousses) ainsi que la bonne conservation des textures magmatiques de la plupart des filons, montrent clairement que ce magmatisme fissural et effusif intervient après les épisodes métamorphiques majeurs de l'orogénèse hercynienne.

L'intrusion par les minettes des formations du Taillefer dont la structuration interviendrait à 324 ± 12 M.a. (Ménot & al., 1987) montre que ce cortège est typiquement post-orogénique. A ce titre, sa signification est tout à fait comparable à celle du cortège oligocène des Alpes du N-W (Venturelli & al., 1984). En recoupant une croûte épaisse fortement écaillée, (cf Introduction générale) ces filons viennent, en quelque sorte, sceller la structuration métamorphique hercynienne (ce qui est bien visible dans le cortex et dans le Taillefer).

L'association des lignées magnésio-potassiques (minettes); subcalcalines (vogésites) et calco-alcalines potassiques (laves des Grandes Rousses, Banzet & al., 1986) montre aussi que le manteau sous-continentale est hétérogène et très probablement contaminé au cours de l'orogénèse hercynienne. Il semble difficile de rattacher cette contamination au processus de subduction qui dans les zones internes de la chaîne hercynienne (Belledonne N-E et noyau du M.E.P.) intervient très tôt, vers 400 M.a. (Paquette & al.; 1988, Vivier & al.; 1987). En revanche, les écaillages profonds lors du processus de collision lithosphériques, pourraient produire des effets semblables (R.P. Ménot, comm. pers.). Dans ce cas le magmatisme lamprophyrique pourrait résulter du phénomène de relaxation thermique consécutif à la collision. Toutefois, l'enfouissement de matériel subducté, est peut-être aussi susceptible de produire des effets de contamination à long terme. (Venturelli & al.; 1984)

Le recoupement des filons par des cisaillements mylonitiques associé à un aplatissement sensible (minettes dans le Taillefer, Qz-monzodiorites dans le noyau) montre clairement que la tectonique en décrochement tardi-hercynienne (Arthaud & al., 1977; Matte, 1986; Vivier & al., 1987) intervient après le Stéphaniens.

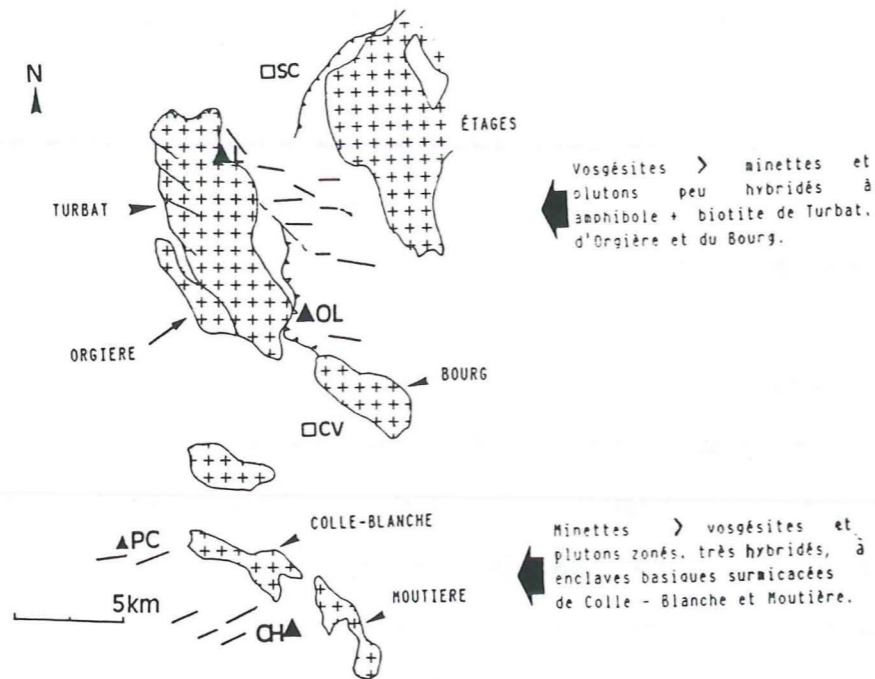


Figure 74 Répartition des filons lamprophyriques par rapport aux granites tardi-hercyniens de la lignée monzonitique (P. Le Fort, file St-Christophe/O.). On observe que les lamprophyres peu enrichis en potassium et éléments incompatibles (vogésites) affleurent à la périphérie des plutons plus différenciés et homogènes (Turbat, Orgièrre, Bourg). A l'inverse, les lamprophyres magnésio-potassiques (minettes) dominent dans l'encaissant du granite plus basique, très hétérogène et potassique (enclaves de vaugnérîtes) de Colle-Blanche.



Figure 75 — Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe matte, 1986
 1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : bassins dévono-carbonifères externes ; 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque ; 6 : sens de transport des nappes et déversement des grands pils couchés ; 7 : grands décrochements ductiles.

3 - Relations structurales et chronologiques avec les granites tardi-hercyniens.

Lorsqu'on regarde la répartition structurale d'ensemble des lamprophyres du MEP (chap. I et fig. 74), les données dont on dispose actuellement suggèrent que ces filons se répartissent concentriquement par rapport au pluton granitique de Turbat d'une part, et à celui de Colle-Blanche, d'autre part, sans probablement, recouper ces granites. Toutefois, ils recouper les granites du Gioberney. De ce point de vue, nos lamprophyres sont postérieurs à certains granites tardi-hercyniens et peut-être antérieurs à d'autres granites ou granitoïdes.

A la suite de la conclusion de Banzet (1987), il est intéressant de noter que les lamprophyres à caractères magnésio-potassiques (minettes, certaines kersantites) sont en nombre probablement supérieur aux vogésites dans les formations encaissantes des plutons très hybridés de Colle-Blanche et Moutières (Le Fort, 1971; Banzet, 1987; file. Orcières), alors que les filons de vogésites dominent, à l'E du pluton peu hybridé de Turbat (Le Fort, 1971; fig. 74).

Dès lors, ce rapprochement peut suggérer, en première analyse, une relation génétique des lamprophyres et de ces granites : (i) une composante mantellique semble impliquée de façon plus importante à la fois dans les plutons et dans les lamprophyres très contaminés. (ii) elle vient attester du rôle du manteau dans la genèse de ces plutons.

DEUXIEME PARTIE :

**L'EPISODE THOLEITIQUE ASSOCIE A LA DISTENSION
MESOZOIQUE : DONNEES STRUCTURALES, PETROLOGIQUES ET
GEOCHIMIQUES**

CHAPITRE I

PRÉSENTATION ET RÉSUMÉ DES TRAVAUX CONCERNANT LE CORTEGE BASALTIQUE
ALCALIN (CORTEGE "DOLÉRITO-SPILITIQUE")I - Présentation

Le magmatisme basaltique dit "dolérito-spilitique" du M.E.P. a été défini jusqu'à présent, comme un cortège intrusif (filons, corps circonscrits) et effusif homogène d'affinité alcaline (Aumaître & al., 1973; Vatin-Pérignon & al., 1974, Buffet, 1984) mis en place à la fin du Trias (Lemoine & al., 1987).

Filons et corps intrusifs ont été principalement étudiés dans les secteurs S-E et S-W du MEP correspondant aux feuilles Orcières et St-Bonnet (Sirac, Morges, Champsaur). Quelques analyses seulement proviennent de la feuille St-Christophe/O. (Aumaître & al., 1973; Buffet, 1984) où, cependant ont été cartographiés des filons plurikilométriques. Certains ont été rattachés au cortège dolérito-spilitique (filons du Glacier Noir : éch. 1" à 7", de Fond-Turbat : éch. NE71, du Pas de L'Olan: NG87; Aumaître & Buffet; 1973) mais la plupart demeuraient non étudiés (filons des Étages, du Petit Roux, du Col de Turbat, du Travers de Chamois.).

Dans cette première partie, nous montrerons que les filons doléritiques du M.E.P. se rattachent à deux lignées magmatiques d'affinités distinctes. La première, alcaline, correspond à la lignée "dolérito-spilitique" proprement dite et la seconde, que nous décrirons plus largement, présente les caractères des basaltes tholéitiques.

II - Résumé des travaux concernant le cortège "dolérito-spilitique" alcalin

Les roches basaltiques du cortège dolérito-spilitique se divisent schématiquement en dolérites et en "spilités" (Aumaître & al., 1973) : - les dolérites conservent leur texture primaire et la plupart de leurs minéraux magmatiques (cpx, amphibole brune, ilménite, apatite, +/-

biotite). Le plagioclase et l'orthose sont généralement altérés ou épigénisés (albite).

- les spilités (filons et coulées anté-Héttangiens) contiennent une minéralogie de basse température (chlorite, actinote, albite, sphène, calcite, et rares reliques de clinopyroxène; Aumaître & al., 1973; Buffet, 1984).

A - Gisements

Les filons et intrusions de dolérites et de spilités sont nombreux dans le S-E du MEP (massif du Sirac, Selle de Vallouise, Haut Drac de Champoléon) et sur la bordure S du synclinal liasique de Morges (Clapouse).

Dans le S-W (Champsaur), il s'agit principalement de dolérites à cpx seul auxquelles seraient associées des dolérites à amphibole seule (Vatin-Pérignon & al., 1972; Buffet & al., 1979). Toutefois nous pensons que les faciès à amphibole seule de ce secteur doivent être associés au cortège hercynien (cf. première partie, "vogésites").

Les spilités forment généralement des filons étroits (0.2 à 1 m), exceptionnellement des cheminées superficielles (Michel & al., 1956; Aumaître & al., 1973) alimentant directement les coulées (Adline, 1982)

Les coulées affleurent surtout sur la bordure occidentale du MEP (files. Vizille, La Mure, St-Bonnet, Orcières) mais également dans les synclinaux pincés et isolés du socle (Morges, file. Orcières).

B - Pétrographie, minéralogie

Les dolérites se subdivisent en 3 grands types pétrographiques (Aumaître & al., 1973, Vatin-Pérignon & al., 1974) :

- les dolérites à clinopyroxène seul ont des textures intergranulaires ou ophitiques,
- les dolérites à cpx + amphibole à textures ophitiques, porphyriques et doléritiques s.s..
- des dolérites à amphibole seule.

Le pyroxène est une augite calcique (Wo₄₆En_{40.5}) et titanifère (TiO₂= 1.8%) de même composition dans les filons et les coulées (Buffet, 1984), (**Tab. 19**).

L'amphibole brune est une kaersutite (TiO₂=1.8 à 4.4%, Tab.1) plus sodique que potassique (K₂O/Na₂O= 0.31; **Tab. 19**).

L'olivine saine (Fo₆₁ à Fo₇₇) a été observée pour la première fois, dans le filon de La

TABLEAU 19 COMPOSITIONS DES MINÉRAUX MAGMATIQUES DE LA LIGNÉE DOLÉRITO-SPLITITIQUE MOYENNES ET DONNÉES COMPLÉMENTAIRES

	1		2		3		4		
	AUGITES						AMPHIBOLE BRUNE		
	filon ophitique La Chaup n=10		filons & amas Sirac n=9		coulées "spilites" n=7		Kaersutite (Leake, 1978) La Chaup (an. ined.) n=7		
SiO ₂	50.49	(1.622)	49.23	(1.207)	50.30	(0.863)	42.11	(0.937)	
TiO ₂	1.13	(0.595)	1.76	(0.381)	1.69	(0.318)	3.49	(0.770)	
Al ₂ O ₃	3.58	(1.352)	4.61	(1.037)	2.67	(0.993)	11.68	(0.639)	
Cr ₂ O ₃	0.31	(0.244)	0.00	0.000	0.00	0.000	0.08	(0.060)	
NiO	0.02	(0.013)	0.00	0.000	0.00	0.000	-		
FeO	7.60	(1.064)	7.40	(0.644)	8.03	(0.625)	12.95	(0.591)	
MnO	0.16	(0.044)	0.12	(0.047)	0.20	(0.083)	0.23	(0.102)	
MgO	14.63	(1.093)	13.94	(0.403)	13.85	(0.597)	12.21	(0.521)	
CaO	20.93	(1.090)	22.46	(0.407)	22.82	(0.390)	11.07	(0.256)	
Na ₂ O	0.52	(0.168)	0.45	(0.062)	0.53	(0.082)	2.92	(0.099)	
K ₂ O	0.01	(0.007)	0.00	(0.009)	0.04	(0.041)	0.92	(0.073)	
TOT.	99.375	(0.345)	99.99	(0.847)	100.14	(0.693)	97.63	(0.641)	
Fe+Mn/Fe+Mn+Mg	0.230	(0.032)	0.231	(0.015)	0.248	(0.018)	0.377	(0.444)	
WO	44.203	(2.565)	46.949	(1.037)	46.948	(0.825)			
EN	42.984	(2.879)	40.818	(0.987)	39.883	(1.123)			
FS	12.814	(1.793)	12.233	(0.904)	13.169	(0.961)			
	5		6		7	8	9	10	11
	OLIVINES		BIOTITES				OXYDES	Fe-Ti	
Nbre/N°anal.	n=7		59	14	15		n=2	7	22
SiO ₂	37.77	(0.499)	34.17	38.92	38.56		0	0.00	0.08
TiO ₂	0.03	(0.017)	2.52	0.23	1.18		47.9	51.53	3.36
Al ₂ O ₃	0.04	(0.042)	14.48	13.41	13.89		0.06	0.04	18.41
Cr ₂ O ₃	0.02	(0.016)	-	0.03	0.00		-	0.02	23.37
NiO	0.12	(0.085)	-	0.01	0.02		-	0.04	0.05
FeO	23.72	(4.702)	24.44	14.02	16.54		46.57	43.50	29.15
MnO	0.33	(0.109)	0.06	0.04	0.13		3.52	2.87	16.68
MgO	35.73	(2.693)	8.66	18.50	15.51		0.18	1.03	4.55
CaO	0.27	(0.065)	0	0.06	0.01		0	1.02	0.02
Na ₂ O	0.02	(0.014)	0	0.37	0.17		0	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	(0.005)	8.11	8.42	8.89		0	0.00	0
H ₂ O			-	4.01	3.99				
total	98.06			98.02	98.89		98.23	100.05	95.68
Mg/Mg+Fe(*)	0.730	(0.044)							
Fe+Mn/Fe+Mn+Mg			0.6122	0.2989	0.3761		0.9628	0.8456	

1, 4, 5, 7, 8, 10, 11: Éch. dolér. ophit. CH81; fil. de La Chaup (anal. B. Azambre, inédites)
 2 : moy. 2 éch. R.T.: dol. cpx+Hb PN94g et dol. porph. SN68: massif du Sirac (Buffet, 1984)
 3 : pyroxènes des coulées, in Buffet, 1984
 6: anal. éch. PN94g, dol. cpx+Hb, amas du Sirac, (Buffet, 1984)
 9 : ilménites, dol. porphyriques sect. Sirac, éch. SO630 & SN68, (Buffet, 1984)
 PLAGIOCLASE ET ANALYSES COMPLÉMENTAIRES DÉTAILLÉES EN ANNEXE II.-A1

Chaup en 1981 par B. Azambre et G. Buffet. Les cristaux analysés en - Tab.19 - proviennent de l'échantillon CH81 (analysé en collaboration avec B. Azambre) et comparable aux échantillons H14, H8 (ce travail, annexes II- A-2 et II-B).

Le plagioclase primaire n'est conservé que dans de rares cas; dans une dolérite porphyrique du Sirac (An66 +/- 6 Or0.8; éch. SN68; Buffet, 1984) et dans la dolérite ophitique de La Chaup (An69-Or0 à An57-Or1.4) (cf. annexe II-A1).

La biotite est rare et très ferrifère: FeOt%= 24.44%, TiO2%= 2.52%,

Les oxydes ferro-titanés, abondants (3%), sont principalement la titanomagnétite et l'ilménite (Tab.19).

C - Compositions chimiques et affinité magmatique

Ces roches ont des compositions de basaltes alcalins, d'hawaïites et de mugéarites (Buffet, 1984). L'affinité alcaline est également déterminée par la composition calcique et titanée du clinopyroxène (Buffet, 1984) et par la présence d'enclaves ultrabasiques à spinelle préservé (Aumaitre & Buffet, 1973).

Les teneurs en SiO₂ de ce cortège s'échelonnent entre 41 et 51% (Buffet, 1984) sans corrélation entre les teneurs en SiO₂ et la pétrographie, en particulier, avec la proportion de minéraux de basse température tardi- magmatiques (Tab. 20).

La spilitisation se développe par saturation progressive des magmas en fluides, du bas vers le haut de l'édifice structural ("autopneumatolyse" Buffet, 1984) et lors de l'épanchement en milieu marin. Elle se traduit par le remplacement du pyroxène par l'amphibole puis, par une résorption totale de la minéralogie de haute température (spilites s.s.) et son remplacement par l'assemblage: chlorite + calcite + albite et/ou F.K + sphène. Elle résulterait de l'assimilation par le magma, d'eau marine infiltrée en profondeur (Aumaitre & al., 1973).

D - Directions des filons et contexte géodynamique de mise en place

La direction dominante des filons se situe entre N0 et N30. Toutefois, localement les directions sont hétérogènes et associées aux mouvements alpins du socle (Buffet & Aumaitre, 1979). Le cortège est mis en place à la limite des stades pré-rift et rift de la distension mésozoïque et la direction dominante des filons N0 à N30 résulterait du régime tectonique en transtension qui prévaut à la fin du Trias et au début du Lias, avant le passage au régime distensif syn-rift (Lemoine & al., 1986; Grand & al. 1987; Dumont & al., 1987; cf. chap. III).

TABLEAU 20 ANALYSES REPRÉSENTATIVES DES FILONS DOLÉRITO-SPILITTIQUES
SECTEURS S - E du MEP (secteurs types)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Dol. oph. à cpx + amph.		Dolérite s.s. à cpx + amph.				Dolér. à cpx seule	Dolérites à amph.seule		Spilites (filons)	
N°éch.	S0645b	B1c	C1c	E11	SN68	PN94e	SN71	E	F6	PO56	PO51c
S102	48.37	44.80	48.04	45.52	46.10	51.30	46.27	45.90	45.89	47.82	47.06
Al2O3	13.42	13.21	14.69	14.55	15.30	16.30	13.85	15.35	16.05	14.25	13.98
Fe2O3t	11.67	14.44	10.94	11.72	12.10	12.34	15.15	12.36	13.09	12.61	12.36
MnO	0.16	0.16	0.17	0.17	0.20	0.15	0.17	0.15	0.18	0.09	0.20
MgO	9.10	10.74	7.75	8.47	8.05	4.50	6.78	8.30	6.25	7.16	5.09
CaO	8.85	8.25	8.42	7.52	8.20	5.35	6.73	7.30	7.55	3.96	5.78
Na2O	2.64	1.73	2.81	2.28	3.15	4.20	1.97	3.40	4.45	1.88	0.81
K2O	1.17	1.06	0.73	1.30	2.30	1.40	1.22	1.80	0.82	3.40	4.44
P2O5	0.40	0.33	0.42	0.51	-	-	0.36	0.47	0.65	0.53	
TiO2	1.75	1.96	1.64	2.35	2.20	2.05	2.45	1.90	2.55	2.13	2.02
PF	2.78	3.05	3.59	4.78	2.75	1.95	3.78	3.65	3.12	6.21	7.45
Total	100.3	99.7	99.2	99.2	100.75	99.54	98.7	100.6	100.6	100.0	99.2
Mg/Mg+Fe	0.607	0.596	0.584	0.589			0.470	0.571	0.486	0.529	0.449
Sr	301	335	335	42	350	531	353	413	468	215	51
Rb	49	46	39	58	143	77	95	119	47	125	154
Y	21	21		25	-	25	20	23	31	21	20
Zr	131	132	153	175	-	221	151	186	260	250	165
Nb	14	18	24	30	-	33	19	28	15	36	23

- 1 : amas grenu du Vallon de La Selle de Vallouise (éch. Aumaitre & al., 1973)
 2 : filon décamétrique du glacier de Chabournéou, Sirac. ce travail.
 3 : filon décamétrique N0 du glacier de Vallompierre, Sirac (ce travail)
 4 : filon de dolérite porphyrique du vallon de La Selle de Vallouise, Sirac, (ce travail)
 5, 6 : filon du sirac éch. Aumaitre & Buffet, 1973
 7 : amas circonscrit du Gouiran (Massif du Sirac). Aumaitre & Buffet, 1973
 8 : filon de "dolérite microcristalline", vallon de la Selle, Sirac (éch. Aumaitre & al., 1973)
 9 : amas de dolérite ophitique à amphibole seule, Vallon de La Pierre, sirac, (ce travail)
 10 et 11 : dyke de Crupillouse, Aiguille Fourchée, éch. Aumaitre & al., 1973
 Tous les dosages en Y, Zr, Nb : ce travail

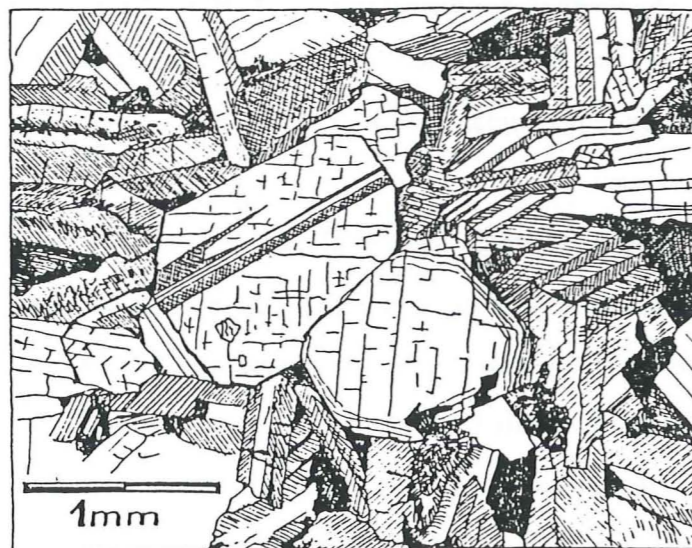


Figure 75B - Dolérite à pyroxène et amphibole du cortège dolérito-spilitique. D'après Buffet, 1984, éch. SN68, cf. anal. Tab. I, II.

CHAPITRE II

DONNÉES NOUVELLES SUR LES FILONS DOLÉRITO-SPILITTIQUES DE L'OUEST DU M.E.P. ET DÉFINITIONS DES FILONS DE LA LIGNÉE THOLEITIQUE : GISEMENTS, PÉTROGRAPHIE, MINÉRALOGIE

I - Gisements des filons dolérito-spilitiques du centre-ouest du M.E.P., entre le Vieux Chaillol et la Tête de Lauranoure (fig. 77)

Les filons du Champsaur que nous associons à cette lignée (S-W du MEP, fle. Orcières; Buffet & al., 1979) sont principalement des dolérites à cpx seul du type décrit par Vatin-Pérignon & al. (1972), présentant des directions méridiennes (N175 à N20. (cf fig. 7, première partie, Vallon du Sellon: fil.T19, Col de Fontfroide :fil.H30, Le Brusq, Molines : fil.H20, filon de La Chaup : éch.H1-H14).

Ceux de la feuille St-Christophe/O. affleurent au N du secteur précédent, entre L'Olan et le Village de St-Christophe/O (fig. 77 et carte annexe II-C). Ce sont principalement des dolérites à cpx et amphibole (filons T11, T12, T9), ainsi que des dolérites à cpx et des spilites (fil.T3). Il s'agit également de filons d'orientation méridienne (N175-N10) que l'on suit du S au N, entre le Col de Turbat et le versant N de la Tête de Lauranoure (Gl. du Pierroux).

Au Col de Turbat, ce sont des dolérites à cpx + biotite, en veines étroites (0.30 à 1.5 m) recoupant le granite de Turbat (T11, T12). Des filons de spilites et de dolérites à cpx +/- biotite affleurent en face N du col, puis en continuité vers le N, dans le Petit Vallon, le Grand Vallon (fil.T7, T8, T9), au glacier de La Mariande (recoupement du contact granite/gneiss, fil.V1, fig. 78), puis dans la marge proglaciaire de la branche centrale du glacier du Pierroux (Tête de Lauranoure) où ils forment également un réseau important (filons U1, Z=2510 à 2590).

Tous ces filons affleurent à l'avant du chevauchement Olan-Maximin: à l'exception du filon dans la face S de la Pointe Maximin (fig. 77; éch.ND72 in Vatin-Pérignon & al., 1972).

En résumé, les filons de cette lignée s'alignent du Vieux Chaillol à la vallée du Vénéon selon des directions constamment méridiennes : N20 au S, puis N175 à 0 au N de La

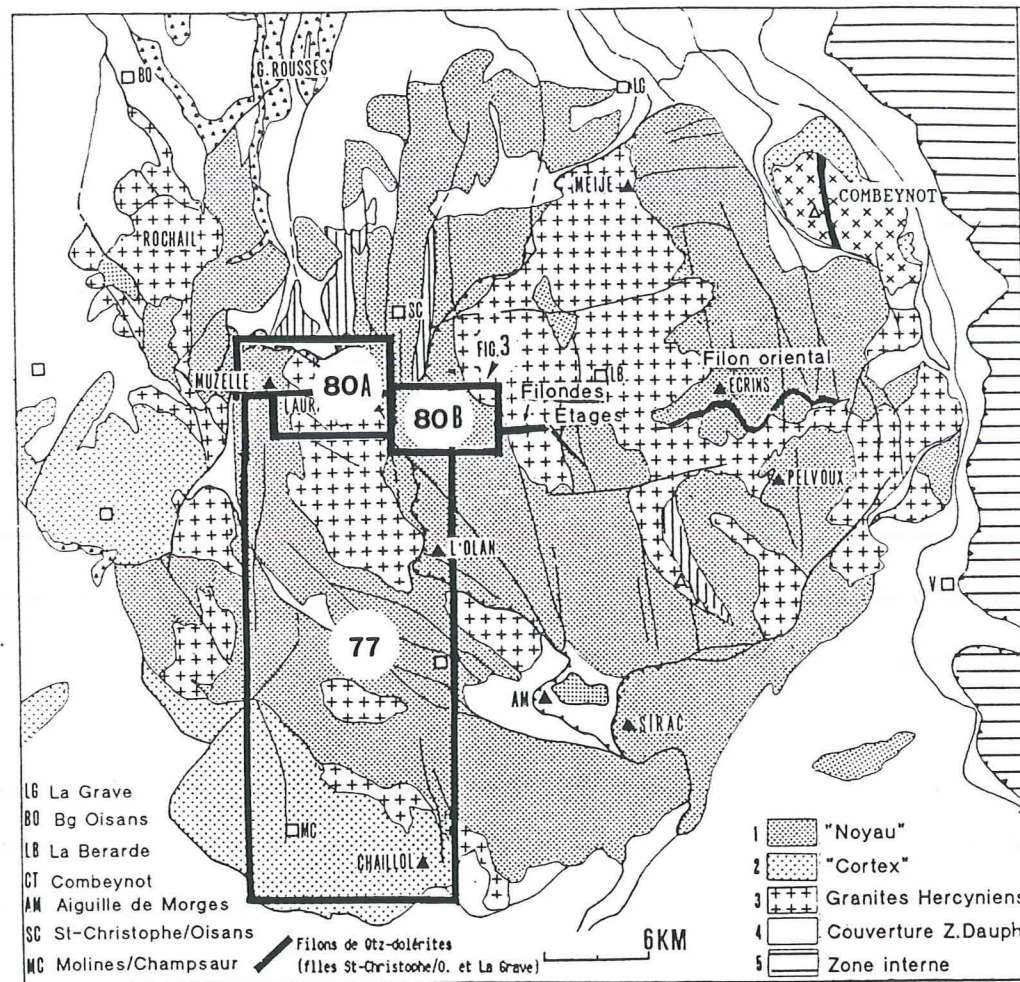


FIGURE 76 Localisation des figures 77, 80A et 80B au sein d'un schéma structural du massif des Ecrins-Pelvoux. (d'après Barfety & Pâcher, file. St-Christ./O., 1984). Sont également reportés les grands filons des Étages, du Combeynot et du Fivre (filon oriental) d'après les données publiées (files. St-Christophe/O. et La Grave).

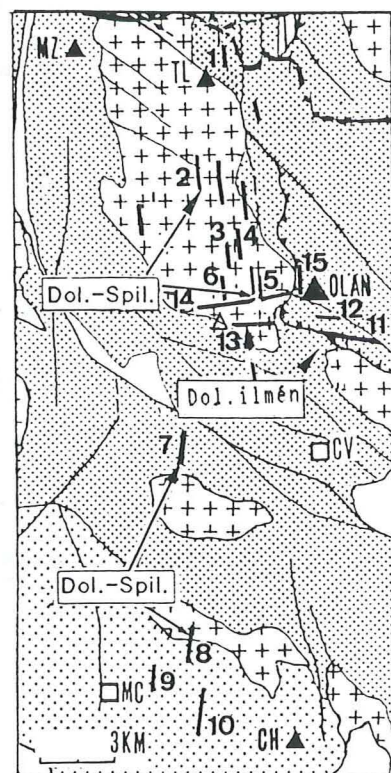


Figure 77 - Localisation des filons de dolérites à cpx, cpx + Hb, de spilites (filons N-S) et de dolérites à ilménite (filons E-W de l'Olan) dans la partie occidentale du MEP (cf. localisation de la figure sur la fig. 76). MC: Molines en Champsaur; CV: La Chapelle en Valgodemard; TL: Tête de Lauranoure.

Filons de dolérites à cpx seul, cpx+hb et de spilites: 1: U1, groupe vst N Tête de Lauranoure; 2: V1, groupe glac. Mariande; 3: T7, Grand Vallon; 4: T8, Petit Vallon; 5: T9, Vallonnet; 6: T3, Mt Gardi; 7: H1, La Chaud; 8: H20, Col Fondfroide; 9: H30, Le Brusca; 10: T19, Val Sellon; 15: Pointe Maxima, ND72
Dolérites à ilménite: 11: M3, La Rouye; 12: M1, L'Olan; 13: T10, col de Turbat; 14: T1, T4, T5, gd. filon de Fond-Turbat.

Séveraise; en accord avec la direction dominante N0-N30 observée dans l'ensemble des secteurs S (Buffet & al., 1979).

II - Cartographie des filons de la lignée tholéitique (dolérites à ilménite et quartz-dolérites)

Ces filons sont en revanche, principalement orientés E-W à WNW-ESE (N90 à N110) à l'exception des segments déformés et/ou schistosés, alors orientés selon N115 à N170. Ce sont principalement de puissants filons (5 à 30-40m sur plusieurs km) de dolérite massive, ou partiellement à totalement schistosée.

Nous subdivisons les dolérites tholéitiques en termes basiques nommés dolérites à ilménite ($\text{SiO}_2 < 49.5\%$) et en termes plus différenciés, les quartz-dolérites ($\text{SiO}_2 : 49.5 \text{ à } 53.3\%$), (cf. chap. suiv.). Chacun des deux types de filons affleure dans des secteurs spécifiques de la feuille St-Christophe/O.: les dolérites à ilménite dans le secteur de L'Olan; les quartz-dolérites au centre du MEP, entre le Glacier Blanc (Gl. de La Momie, file St-Christophe/O.) et La Muzelle (file. La Mure).

A - Gisements des dolérites à ilménite

Ces filons ont été observés uniquement, dans le secteur de L'Olan et de Fond-Turbat. Ils affleurent de part et d'autre du chevauchement de L'Olan selon des directions sensiblement E-W (N85-N110).

Les filons situés à l'avant du chevauchement, affleurent à l'W et à l'E du cirque de Fond-Turbat (fig. 77) ainsi qu'au Col de Turbat: - le filon T1 (fig. 79) affleure sur plusieurs km à l'W du cirque de Fond-Turbat dans la face N du Mont Gardi et à l'E du cirque, sous l'accident de L'Olan (lieu dit "Cros de La Vache") en deux segments fracturés de 11 et 8 m de puissance, recoupés quelques centaines de mètres plus à l'E par le chevauchement de L'Olan (J.L. Mugnier com. pers.); (éch. coupes T4a-e et T5a-d et éch. NE71 in Vatin-Pérignon & al., 1972).

- le filon du Col de Turbat est long de 1.5 Km (T10, 3 à 4 m de puissance) orienté N90, penté S85.

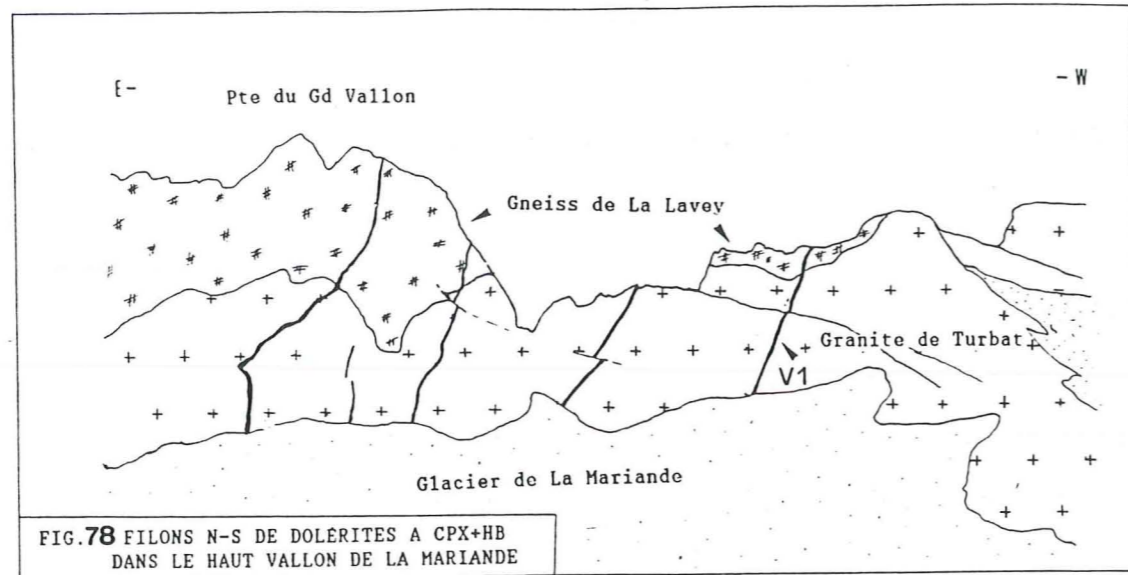


FIG.78 FILONS N-S DE DOLERITES A CPX+HB
DANS LE HAUT VALLON DE LA MARIANDE

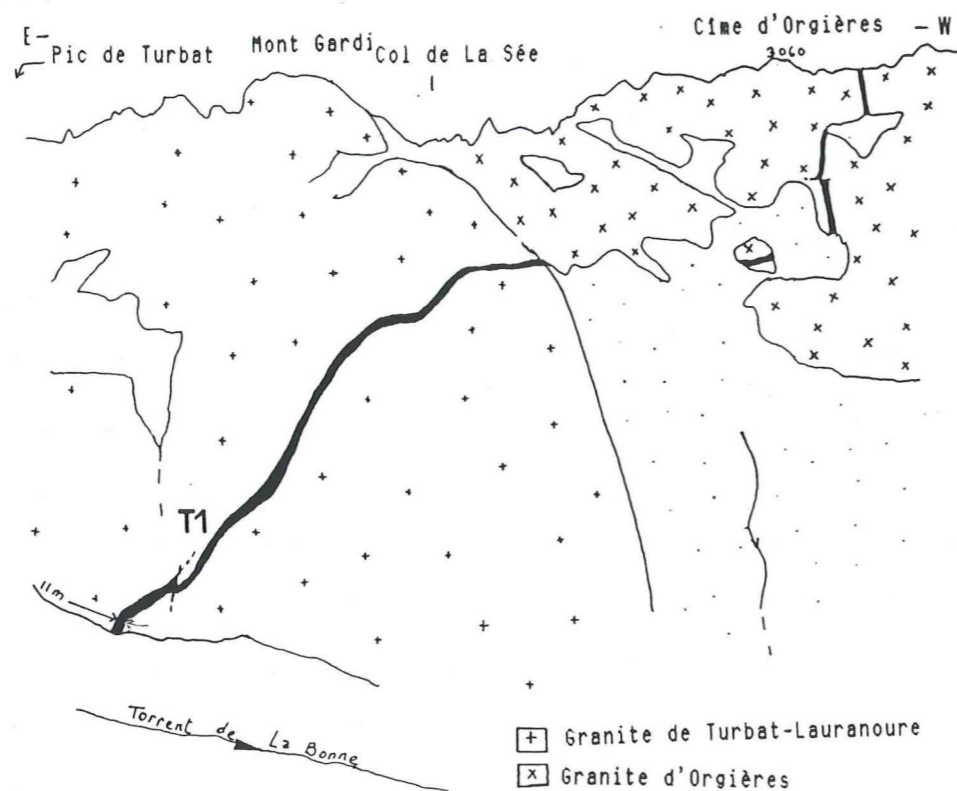


Figure 79 - Grand filon de Fond - Turbat (dolerite à ilménite), partie occidentale

A l'arrière du chevauchement de l'Olan; on connaît également le filon M1 (80 cm) très recristallisé et le filon M3 très massif (3 à 6 m, vésicules de chlorite) dans la paroi de La Rouye, à l'E du cirque, tous deux sont orientés N90V à N110V.

- à ces filons, il faut également associer le grand filon recoupant le granite du Bourg selon N110, et situé immédiatement au S du chevauchement Olan - Rif du Sap (éch.NGS7, Le Fort, 1971, p.209).

B - Gisements des quartz-dolerites

1 - Filons représentés sur les feuilles St-Christophe/O., La Mure, La Grave

La feuille St-Christophe/O. met en évidence trois importants filons E-W référencés en dolérites, dans le socle du M.E.P. (fig. 76, 80) :

- à l'E, le plus long (env.9 km), nommé filon du Fifre (Pécher, 1984), affleure du refuge de Temple-Écrins à l'W, au glacier de La Momie à l'E, en passant notamment au col du Fifre et sous la branche S du Glacier Noir. La roche, entièrement recristallisée, avait été rattachée au type dolérite à chlorite de la lignée dolérito-spilitique (coupe du Glacier Noir : éch.1" à 7", in Aumaître & al., 1973).

Le filon est formé de plusieurs segments, globalement orientés E-W, faiblement pentés vers le S. Dans le versant W du Fifre, on observe un segment ramifié très déformé et recristallisé (10-15 m de puissance) à l'aval du glacier du Vallon de La Pilatte (éch.R2a,b), puis un segment très puissant et continu dans tout le cirque glaciaire (50m, éch.R1a, b; X:916.83, Y:297.65, Z:3060).

- au centre du MEP, le filon des "Étages" recoupe tout le Vallon des Étages selon N150 en r.d. puis N95 en r.g., entre la Pointe de Clot-Châtel et la Pointe Lemerrier (Pécher, 1984).

Le segment oriental, en rive droite, est déformé et basculé (éch.N2a,b; pend.E80, bordures schistosées sur quelques m). En rive gauche, il s'agit de deux puissantes veines parallèles de 20 et 36 m, massives et saines, orientées N95 verticales (coupe filon N, éch. N1a-f sur 36 m).

- à l'W, le filon du Petit Roux, affleure en r.g. du Vallon de Lanchâtra, puis dans le Petit Roux et jusqu'à l'accident de la Muzelle contreforts occidentaux du Rocher de La Muzelle, (Pécher, 1989, ce travail).

Il est puissant de 20 à 35m et se suit en continuité depuis le torrent de La Pisse (coupe

U7a-e; X:899.5, Y:300.13, Z:2310) jusqu'à l'accident WNW-ESE formant le contact avec la couverture.

A ce niveau il est probablement décroché vers le S le long d'un grand accident mylonitique N135 (éch.U19a).

Le segment S passe au S du sommet du Petit Roux, puis sous le glacier de La Muzelle d'où il émerge à deux reprises, notamment en formant l'ossature morphologique de "l'Oeil" de la Muzelle (X=897.73, Y:300.23, Z:2740; N95 vertical, puiss.15m, éch.U11a, b). Il vient probablement buter 1 km à l'W (éboulis), sur l'accident majeur du Lac de La Muzelle.

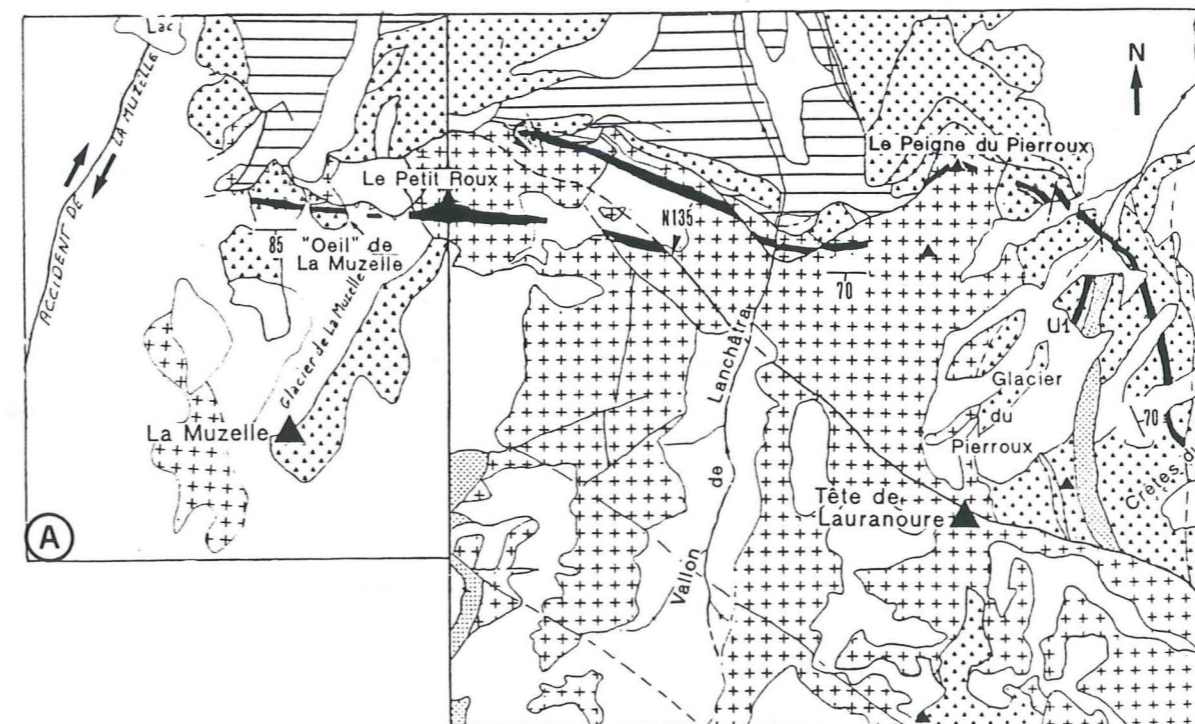
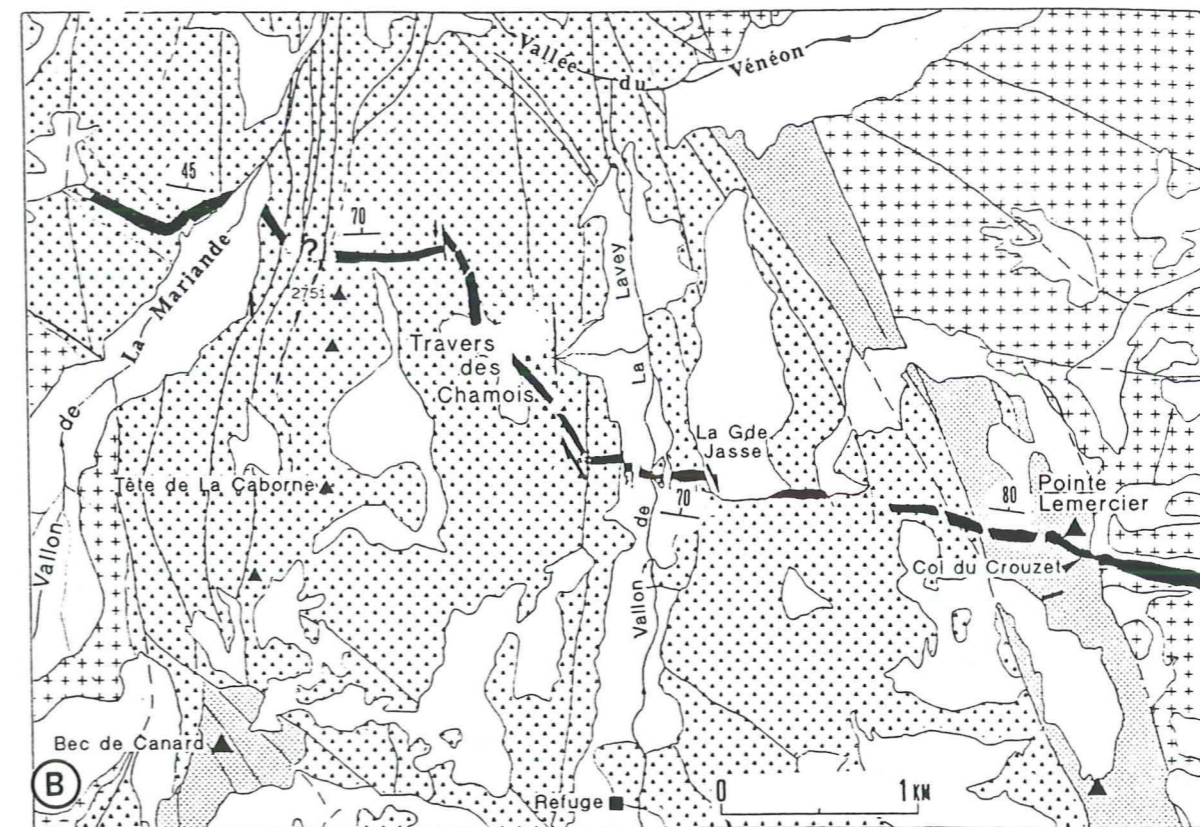
Au N-E du MEP, le filon qui recoupe de part en part le pluton granitique du Combeynot (fig. 77), est également formé d'une quartz-dolérite comparable à la roche du Fifre-Momie selon une direction sensiblement méridienne. Nous l'avons observé au dessus du Col du Lautaret, où sa puissance atteint 25 m. La roche très fracturée et légèrement foliée, est tout à fait semblable à celle du grand filon du Fifre ("filon oriental", fig.76).

2 - Cartographie des quartz-dolérites entre le Vallon des Étages et le filon du Petit Roux (carte annexe II-D)

Les figures 80 a & b et la carte détaillée au #1/30000 en annexe II-D présentent la cartographie des filons de quartz-dolérites effectuée entre l'extrémité occidentale du filon des Étages et le filon du Petit Roux. Il apparaît que ces filons sont alignés, affleurant en quasi continuité entre les deux filons cartographiés du centre et de l'ouest du MEP (cf paragraphe précédent), et semblent ne former qu'un seul grand filon.

* secteur du Vallon de La Lavey

Le filon des Étages ne s'interrompt pas vers la Pointe Lemercier, mais se poursuit en r.d. du Vallon de La Lavey, en formant un coude au Col du Crouzet (N125-80N; X:907.80; Y:296.85; Z:3120). Il se prolonge dans le versant selon N110 vertical, par segments alternativement N95-N100 peu déformés, puis N115-125 schistosés; jusqu'au pied du versant, où on peut l'observer 500 m en aval du pont sur la Muande (p.coté 1705). On y observe une bordure figée de 20cm d'épaisseur (N105-75N; coupe S13 a, b, c).



Figures 80A, B - Filon de quartz-dolérite affleurant entre le Vallon des Étages (figure A, Pointe Lemercier) et l'accident du Lac de La Muzelle (fig. B), Fond géologique d'après la feuille St-Christophe en Oisans (1984). Croix : granites hercyniens; Triangles : gneiss La Lavey; Points : amphibolites; blanc : glacier et formations quaternaires. Voir également carte sur fond topographique au 1/35000° en annexe II - D

U7a-e; X:899.5, Y:300.13, Z:2310) jusqu'à l'accident WNW-ESE formant le contact avec la couverture.

A ce niveau il est probablement décroché vers le S le long d'un grand accident mylonitique N135 (éch.U19a).

Le segment S passe au S du sommet du Petit Roux, puis sous le glacier de La Muzelle d'où il émerge à deux reprises, notamment en formant l'ossature morphologique de "l'Oeil" de la Muzelle (X=897.73, Y:300.23, Z:2740; N95 vertical, puiss.15m, éch.U11a, b). Il vient probablement buter 1 km à l'W (éboulis), sur l'accident majeur du Lac de La Muzelle.

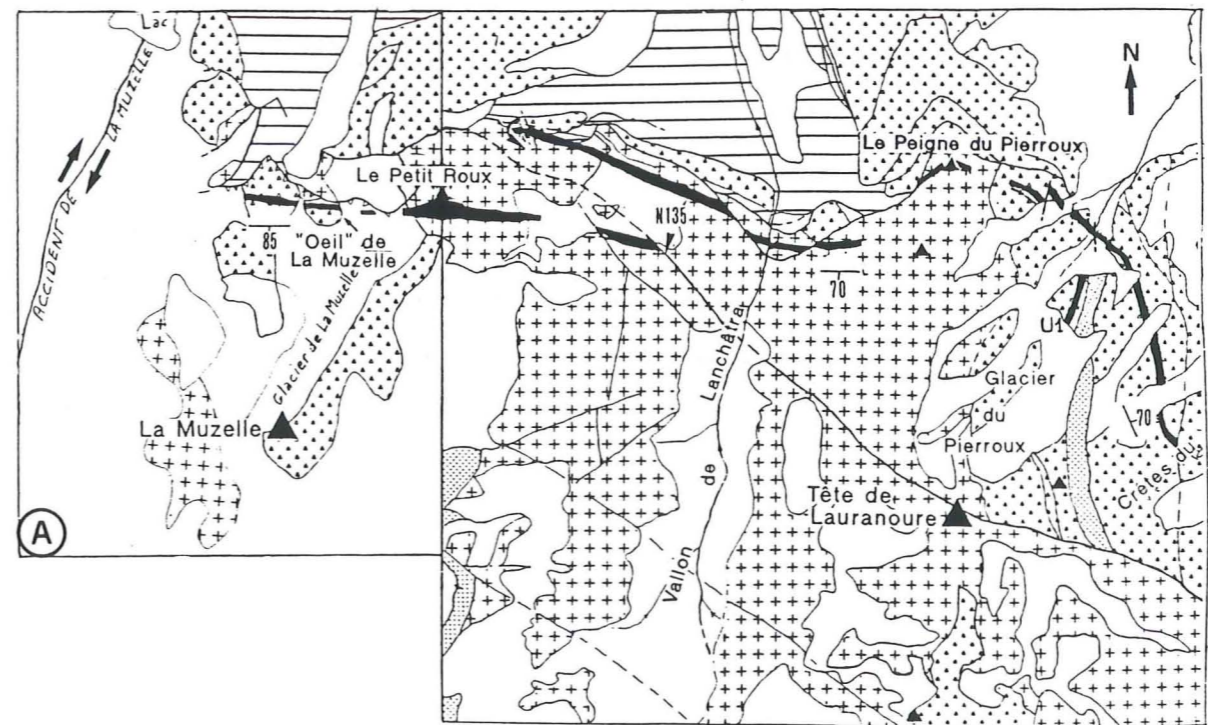
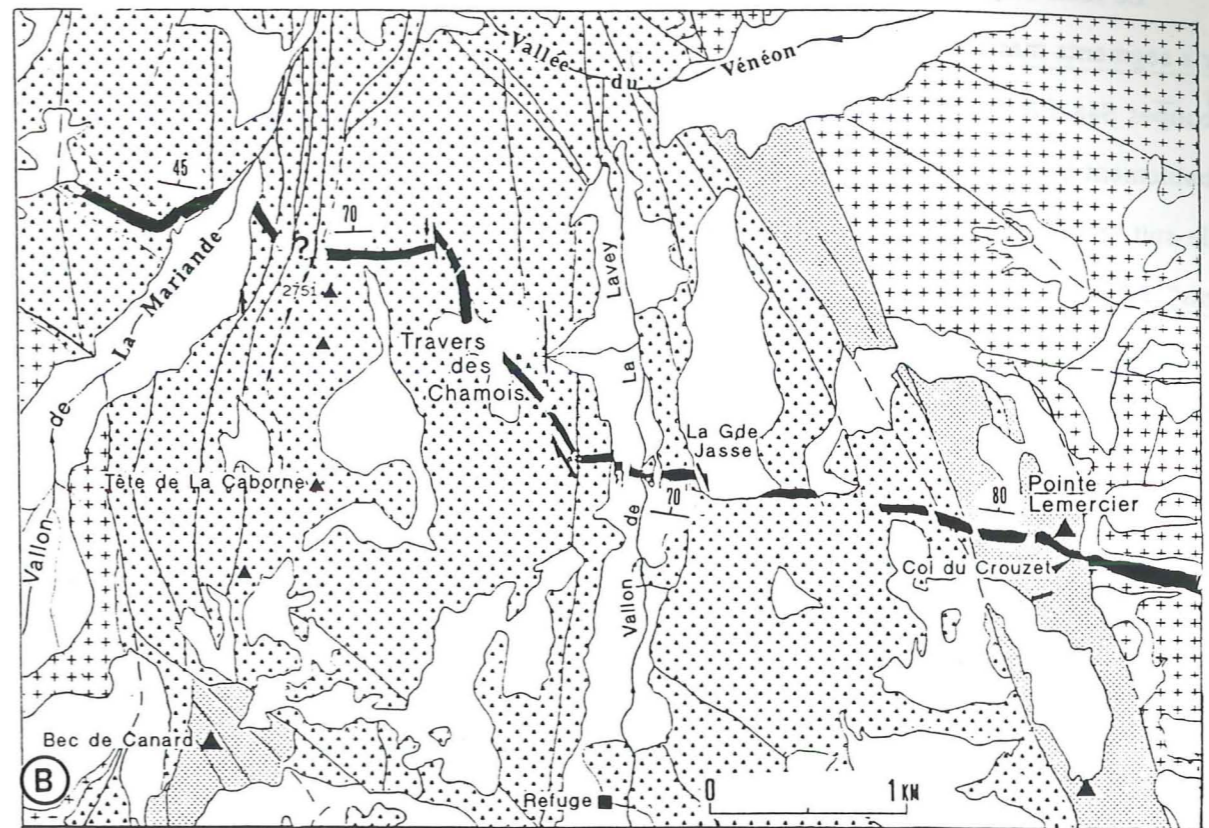
Au N-E du MEP, le filon qui recoupe de part en part le pluton granitique du Combeynot (fig. 77), est également formé d'une quartz-dolérite comparable à la roche du Fivre-Momie selon une direction sensiblement méridienne. Nous l'avons observé au dessus du Col du Lautaret, où sa puissance atteint 25 m. La roche très fracturée et légèrement foliée, est tout à fait semblable à celle du grand filon du Fivre ("filon oriental", fig.76).

2 - Cartographie des quartz-dolérites entre le Vallon des Étages et le filon du Petit Roux (carte annexe II-D)

Les figures 80 a & b et la carte détaillée au #1/30000 en annexe II-D présentent la cartographie des filons de quartz-dolérites effectuée entre l'extrémité occidentale du filon des Étages et le filon du Petit Roux. Il apparaît que ces filons sont alignés, affleurant en quasi continuité entre les deux filons cartographiés du centre et de l'ouest du MEP (cf paragraphe précédent), et semblent ne former qu'un seul grand filon.

* secteur du Vallon de La Lavey

Le filon des Étages ne s'interrompt pas vers la Pointe Lemercier, mais se poursuit en r.d. du Vallon de La Lavey, en formant un coude au Col du Crouzet (N125-80N; X:907.80; Y:296.85; Z:3120). Il se prolonge dans le versant selon N110 vertical, par segments alternativement N95-N100 peu déformés, puis N115-125 schistosés; jusqu'au pied du versant, où on peut l'observer 500 m en aval du pont sur la Muande (p.coté 1705). On y observe une bordure figée de 20cm d'épaisseur (N105-75N; coupe S13 a, b, c).



Figures 80A, B - Filon de quartz-dolérite affleurant entre le Vallon des Étages (figure A, Pointe Lemercier) et l'accident du Lac de La Muzelle (fig. B), Fond géologique d'après la feuille St-Christophe en Oisans (1984). Croix : granites hercyniens; Triangles : gneiss La Lavey; Points : amphibolites; blanc : glacier et formations quaternaires. Voir également carte sur fond topographique au 1/35000° en annexe II - D

Le filon se poursuit à la base du versant occidental, jusqu'à 1850 m environ, en trois courts segments massifs E-W d'une quinzaine de m d'épaisseur et décrochés dextres de quelques m (coupes S4a-f & S5a-f). Au delà, on l'observe profondément déformé et cisailé (sénestre) et probablement un peu aminci (fentes pluridécimétriques à actinote-quartz), orienté selon N140. On le suit en direction, par intermittence dans ce versant r.g., jusqu'au gradin du "Travers des Ouras". ("Travers des Chamois" sur les anciennes feuilles topographiques).

Au N-W de ce gradin, il s'oriente vers le N (N170 vertical) puis progressivement jusqu'à N135 vertical par segments successifs. Il est décroché vers le S (rejeu 100 m) et affleure selon NS0 vertical (Z=2480) puis N90V (Z=2540), sans interruption jusqu'à la crête séparant les vallons de La Lavey et de La Mariande (Z=2650, sous le p.coté 2751). On le suit dans le haut versant oriental de La Mariande avec la même orientation (N95-75N). Tous les segments N135 à N170 sont profondément schistosés (découpe en panneaux verticaux).

* secteur du Vallon de La Mariande

Nous n'avons pas suivi ce filon dans tout le versant oriental de La Mariande, extrêmement raide et dangereux (inclin.moy. 55°). Mais il affleure à la base (éch. V7a,b) et au sommet de ce versant, où la roche n'est pas déformée (cf fig. annexe IID). Cependant des mylonites de directions méridiennes y affleurent et sont rattachées aux chevauchement Meije-Olan (Pécher, 1984). En effet, selon cet auteur, ce sont probablement, les mêmes mylonites, qui plus au N, embalent des sédiments du Lias inférieur. Par conséquent, il est possible que le grand filon de quartz-dolérite soit, dans ce secteur, affecté par la tectonique alpine.

Plus à l'ouest, le même filon affleure à la base du versant r.g. de la Mariande où il forme un puissant affleurement de dolérite saine faiblement penté au N (N45 à N50; verrou de La Mariande. Z=1760 m) et se poursuit en continuité dans le versant r.g. selon la même direction (N100), où il se redresse à mi-versant (localement pendage S85, Z=2520, éch.V12a).

* secteur versant N de Lauranoure et Lanchâtra r.d.

Le filon de quartz-dolérite recoupe les crêtes du Pierroux, dans l'axe du segment r.g. de La Mariande. On l'observe en remontant la branche orientale du glacier du Pierroux (Z=2680), où il est mince (5-6 m), schistosé et à nouveau penté vers le N (N70). Le chimisme et la pétrographie de ce segment sont semblables à ceux des zones schistosées de ce filon, décrites précédemment (éch. U12a, cf.chap.suiv.).

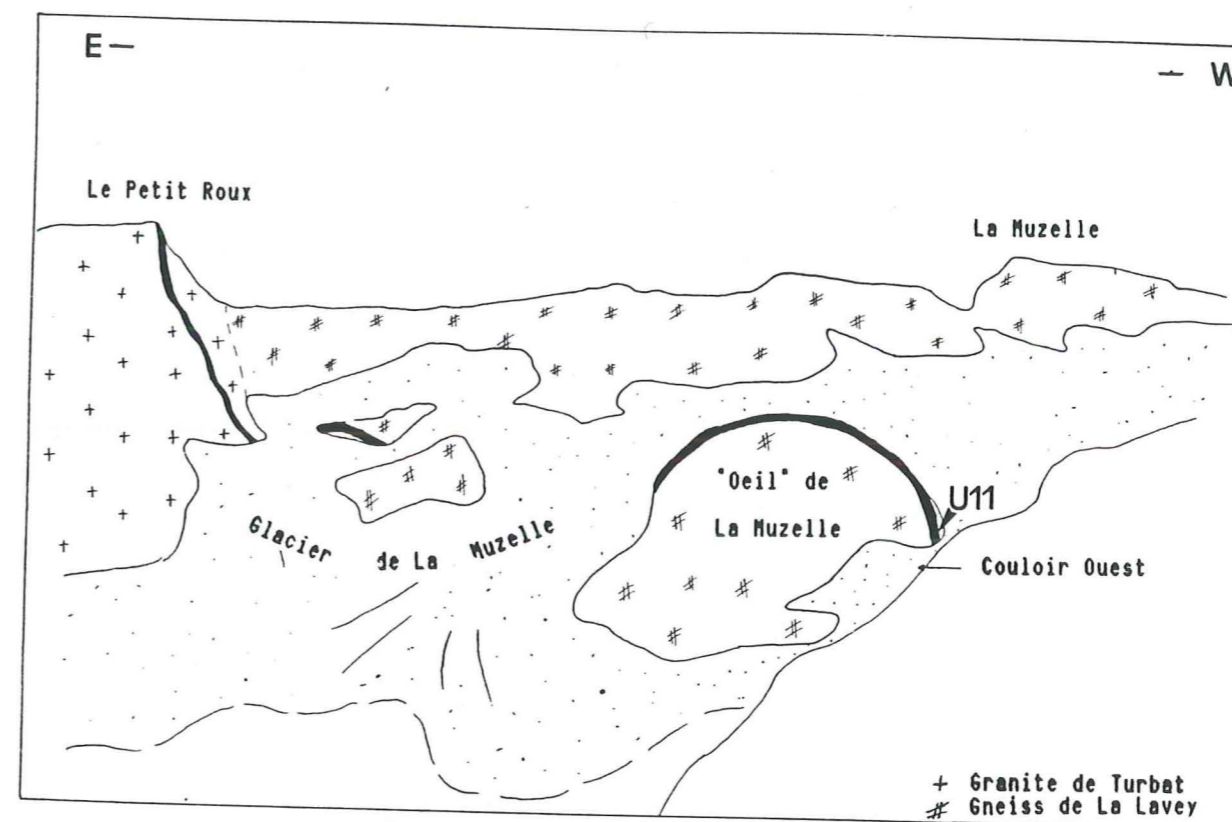


Figure 81 - Grand filon de quartz-dolérite "Étages - Muzelle" entre le Petit Roux et le versant occidental de La Muzelle. L'affleurement du versant occidental est présenté sur la carte annexe I-D échantillonnage (U11a, U11b).

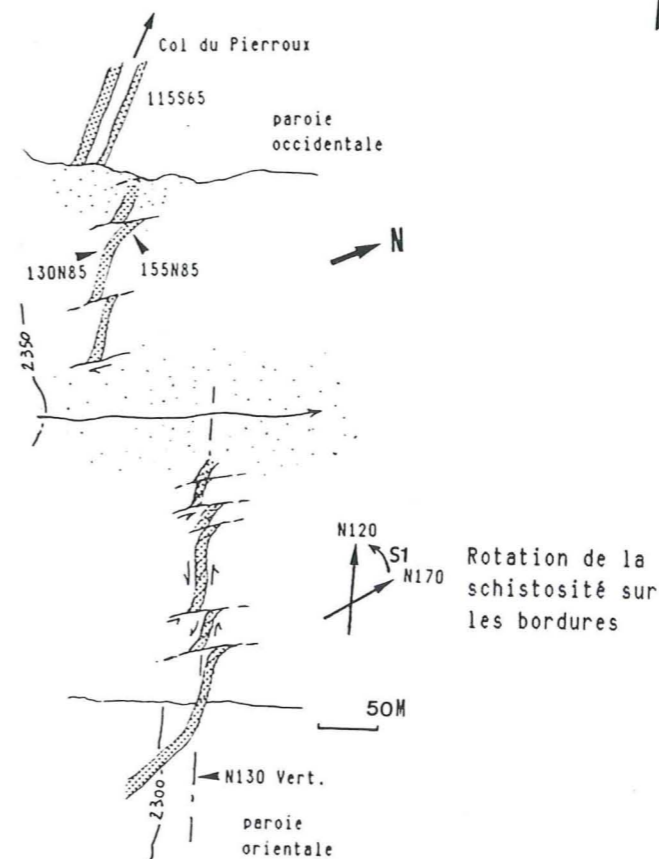


FIGURE 82 - ASPECT DU FILON DE QUARTZ-DOLÉRITE DANS LA MARGE PROGLACIAIRE DU GLACIER DU PIERROUX (VERSANT N de LA TÊTE DE LAURANOURE)
(DESSIN EN PLAN, localisation précise carte à 1/30000 en annexe I -D)

On le suit :

- dans les crêtes N-S séparant les branches orientales du glacier du Pierroux, - puis, dans la paroi orientale de la vallée principale (Z=2300) et au travers de la marge proglaciaire, en segments minces, cisailés et décrochés, globalement N130 (éch.U16a, U17a) jusqu'au versant occidental du cirque, sous le Pierroux, dans lequel il se dédouble en deux veines de quelques mètres et s'incline vers le S au niveau du Col du Pierroux (N115-60S, éch.U10 a,b,c; annexe II-D).

- ce filon se poursuit probablement au sommet du versant oriental de Lanchâtra, puisqu'on le retrouve à l'arrière de l'accident chevauchant en segments laminés pentés vers le S (éch.U8a,b). On l'observe ensuite, dans les gorges du torrent de La Pisse (pendage S) où il devient le filon du Petit Roux.

3 - Aspects des quartz-dolérites à l'affleurement

Les roches de ces grands filons alignés, recoupant de part en part le socle du MEP, sont initialement de même nature (cf.infra pétrographie, minéralogie, géochimie) mais présentent des aspects différents, selon leur degré d'altération :

- les segments de roche saine et massive (Étages : r.g.; Lavey : r.d.; Lavey : base et sommet du versant r.g.; Mariande : base des versants et r.g.; Lanchâtra, r.g. et Petit-Roux) présentent une patine gris-verte à verte claire (au dessous de 2500 m) : la roche, finement grenue, laisse voir des cristaux inframillimétriques d'ilménite et d'augite +/- chloritisée dans un fond feldspathique grisâtre. Au dessus de 2400-2500 m la patine est rousse à rouille.

- dans les filons fracturés et ou schistosés (filon oriental, Combeynot, Étages r.d., Lavey r.g, glacier du Pierroux) la roche est chloriteuse, verte sombre, pigmentée de taches noires (oxydes, sphène) et de cristaux de quartz (Fifre, Pierroux). Le puissant segment schistosé de la Lavey (r.g.:2100 à 2300 m) présente une patine claire, blanchâtre.

Les segments massifs sont affectés de fractures courbes, perpendiculaires aux épontes, formant un réseau lâche venant se raccorder à la schistosité des bordures. Cette fracturation permet de distinguer les filons dans le paysage, à basse et moyenne altitude (1700 à 2500 m).

C - Conclusions

1 - A l'W de la feuille St-Christophe/O., les filons alcalins de dolérites à pyroxène et amphibole et de spilites (cortège dolérito-spilitique) affleurent en un réseau sensiblement N-S (N175-N0, 50 à 300 m), du Col de Turbat à St-Christophe en Oisans et dans l'alignement des filons de même nature situés plus au S et orientés N20 (fig. 77).

2 a - Les dolérites à ilménite *tholéitiques* affleurent dans le secteur de l'Olan, en filons E-W (N90-N110) avec une extension latérale importante (1 à 5 km). Ces filons E-W sont affectés et probablement décrochés (dextre) par l'accident de L'Olan - Pointe Maximin.

2 b - Les quartz-dolérites *tholéitiques* affleurent en trois principaux filons plurikilométriques (fig. 76, 80 a,b; et carte annexe II-D) :

1 - le filon N-S recoupant le massif du Combeynot, (fig. 76; Costarella, 1987)

2 - le grand filon oriental dit du Fifre : Temple-Écrins - Glacier de La Momie.

3 - le filon orienté globalement N120 dans l'axe du précédent, que l'on suit depuis la Cime de Clot Châtel (en r.d. des Étages) jusqu'à l'accident du Lac de La Muzelle. Les segments puissants et peu déformés de ce filon sont sensiblement E-W (N90-100). Ils sont affectés de décrochements à très faible rejeu ou reliés entre-eux par d'autres segments cisailés, toujours très déformés et recristallisés; orientés N120 à N170 (les principaux cisaillements sont dextres : Lavey r.g., Lauranoure).

III - PÉTROGRAPHIE DES FILONS DOLÉRITO-SPILITIQUES DU CENTRE-OUEST DU MEP (filons étudiés de l'ouest de la feuille St-Christophe/O.)

Les filons de dolérites à cpx, cpx+Hb et de spilite (série alcaline) que l'on suit du Col de Turbat au glacier de Lauranoure (annexe II-A; éch.T11a; T12a, T7a; T9a; T8a; T3; V1a; U1a,b,c) sont semblables aux faciès types du Sirac (Aumaître & al., 1973) toutefois ces filons se caractérisent par l'absence (semble-t-il) de faciès à amphibole seule, du type "dolérite microcristalline" des auteurs. Du fait qu'ils n'affleurent probablement pas non plus dans le S-W du M.E.P. (cf. 1^o partie), ces dernières semblent, par conséquent, se concentrer exclusivement dans le S-E (Sirac, Selle de Vallouise, Crupillouse).

Au S du Valgaudemar, dans le Champsaur, on ne connaît que des dolérites à cpx seul bien conservées (Pl, augite, Ti-magnétite, apatite +/- biotite, éch.T20, H30, H20, de même que OF35 décrit par Vatin-Pérignon & al., 1972).

Par ailleurs, G.Banzet (1987 & comm. pers.) signale dans les granites de Colle-Blanche des corps doléritiques grenus à augite titanifère, ilménite abondante, plagioclase calcique et biotite titanifère qui se caractérisent par un "fort caractère ferrifère" opposé à la nature magnésio-potassique des granitoïdes qu'ils recourent. Ces corps rappellent en particulier, les corps grenus du Sirac (éch.série SO645a-f : Aumaître & al., 1973; éch.E10, ce travail). Mais, là encore, ils s'en distinguent par l'absence d'amphibole brune; qui semble être une caractéristique des filons dolérito-spilitiques du S-W du MEP (Champsaur, Haut Drac de Champoléon).

(N.B.: On trouvera en annexes II-A1, A2, les données pétrographiques et minéralogiques du filon de dolérite ophitique de La Chaup, dont la minéralogie est exceptionnellement bien conservée : notamment les compositions inédites de l'olivine et du plagioclase primaire).

IV - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES DOLÉRITES A ILMÉNITE ET DES QUARTZ-DOLÉRITES

Ces deux types de dolérites de la lignée tholéiitique se distinguent des roches de la lignée dolérito-spilitique par, l'absence d'amphibole brune et leur nature non spilitique (au sens de "l'altération primaire" de Aumaître & al., 1973; Vatin-Pérignon & al, 1974). Les dolérites à ilménite ressemblent toutefois aux dolérites à cpx seul du cortège dolérito-spilitique et dans ce cas, seules l'analyse chimique ou les données minéralogiques (microsonde) s'avèrent discriminantes.

A - Pétrographie des dolérites à ilménite (Fig. 84, 85; photo n°13)

La majeure partie des grands filons de L'Olan est formée par une roche saine à texture ophitique (fil T1, M3; photo n°13) ou intergranulaire (fil.T10), tandis que les segments fracturés, recoupés par l'accident de l'Olan contiennent uniquement des minéraux de B.T. mais, peuvent conserver l'ancienne texture ophitique (fil.T4, T5). A l'image des filons ophitiques de la lignée dolérito-spilitique (La Chaup, Chabournéou: coupes H1-H14; B1a-e: ce travail; Aumaître & al., 1987), la coupe des filons décimétriques fait apparaître un accroissement sensible de la taille du grain entre les bordures et le coeur (+30% environ).

Le plagioclase forme des lattes enchevêtrées et altérées (épidote, micas), autour desquelles se moulent des sections maclées d'augite (25%) s'altérant en épidote ferrifère (pistachite) puis chlorite. L'ilménite (cristaux allongés < 300 μ) est assez abondante (3%). On trouve aussi de rares vésicules sphériques à chlorite (Fil.T1, M3).

Dans les faciès altérés situés sous le chevauchement de l'Olan (éch.T4a-e; T5a-d, ce travail; éch.NE71, coll. Le Fort), le plagioclase n'est plus simplement altéré mais est remplacé par de l'albite, saine ou séricitique et des plages de calcite. L'augite est chloritisée et l'ilménite transformée en sphène. On trouve aussi des imprégnations de pyrite. Le faciès fin du filon M1 de l'Olan est totalement schistosé et recristallisé : albite B.T. (R.X.), séricite, chlorite, sphène, calcite, quartz néoformé.



Figure 83 - Qtz-dolérite, éch. U11a, "Oeil" de La Muzelle (filles La Mure). Plagioclase altéré, augite, ilménite, symplectite qtz-orthose, apatite.

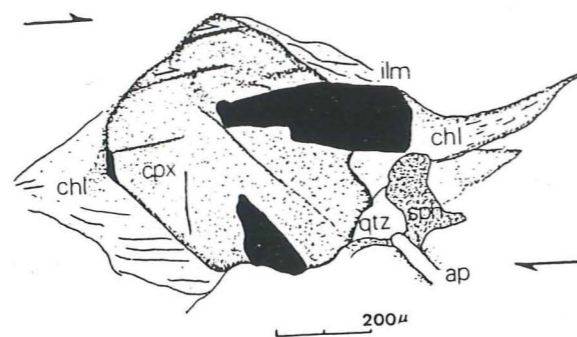
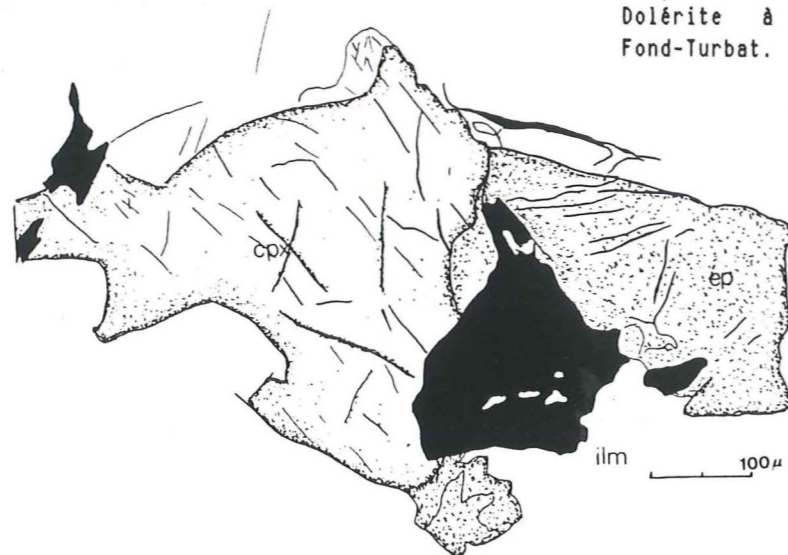


Figure 84 - Cristal d'augite roté. Qtz-dolérite N2a, Val. Étages, r.d.
Figure 85 - Cristal d'augite partiellement épigénisé en épidote. Dolérite à ilménite, éch. T1b, Fond-Turbat.



B - Pétrographie des quartz-dolérites (fig. 83 ; photos n° 12, 14, 15, 16)

Pétrographiquement on peut distinguer (1) des faciès à texture doléritique et augite saine; (2) des faciès très recristallisés (filon oriental, Lavey r.g., Pierroux) ou simplement schistosés à reliques d'augite (Lavey : haut versant r.g.). Le filon du Combeynot est très recristallisé, mais le pyroxène est parfois préservé (éch.C2-82: Costarella, 1987).

Les faciès relativement sains s'observent dans les segments E-W de dolérite massive du centre du MEP (Étages r.g. - Lavey r.d., Mariande) et du Petit-Roux. Mais on doit noter qu'en dépit de la forte puissance de ces filons, la roche reste finement cristallisée sur toute l'épaisseur des filons (jusqu'à 36 m en r.g. des Étages: coupe N1a-N1f).

Le plagioclase forme des lattes enchevêtrées isolant les cristaux d'augite (20%). L'abondance de l'ilménite explique la richesse exceptionnelle de ces roches en titane ($TiO_2 = 3.7\%$ en moy.). Le volume d'ilménite est estimé à 4.40% à partir de sa teneur en TiO_2 (52%, Tab.4) et de celle de la R.T., pour des densités respectives de 4.8 et 2.9.

Le feldspath alcalin (albite, adulaire), le quartz et l'apatite sont interstitiels. Le quartz et l'orthose forment en particulier, des microtextures granophyriques (photos n° 15, 16) bien conservées dans les faciès du centre du MEP et du Petit Roux - Muzelle (éch.N1d, éch.S16a, anal. N°29 et 33, éch.U10c; U7d, U11a). Ces textures, caractéristiques des magmas tholeiitiques (Carmichael, 1974; Bertrand & al., 1989), résultent de la cristallisation du liquide résiduel à composition eutectique et sursaturé en silice et alcalins.

Par ailleurs, la bordure figée du segment r.d. de La Lavey (éch.S13c) présente une texture microlitique à phénocristaux d'augite et de plagioclase (> 0.3 mm) parfois en glomérophyres. La matrice dévitrifiée est composée de sphène (4%), d'aiguilles d'ilménite, d'épidote, de feldspath alcalin et de quartz (2%). A ce faciès microlitique de bordure, on peut probablement associer les faciès des filons V2 et V4 (éch.V2a, V4b : Mariande), dont l'appartenance au groupe tholeiitique n'est pas certaine (absence de données analytiques).

* Déformations et recristallisations des quartz-dolérites

Les recristallisations s'opèrent en épidote, actinote, sphène, chlorite, albite et probablement l'adulaire. L'épidote et le sphène cristallisent en remplacement de l'assemblage cpx-ilménite des faciès peu altérés. la chlorite et l'actinote correspondent à un stade d'évolution plus avancé et remplacent l'association précédente. L'albite, peut-être l'adulaire épigénisent les anciens plagioclases, en sections limpides, à macles floues.

PHOTOS N° 11, 12, 13, 14, 15, 16

Photo N° 11 - Dolérite à cpx + amphibole (lignée dolérito-splittique) du secteur de L'Olan (Col de Turbat, éch. T11a). Kr : amphibole brune (Kaersutite), Ti-Mt : titano-magnétite, Aug : augite, Pl : plagioclase altéré

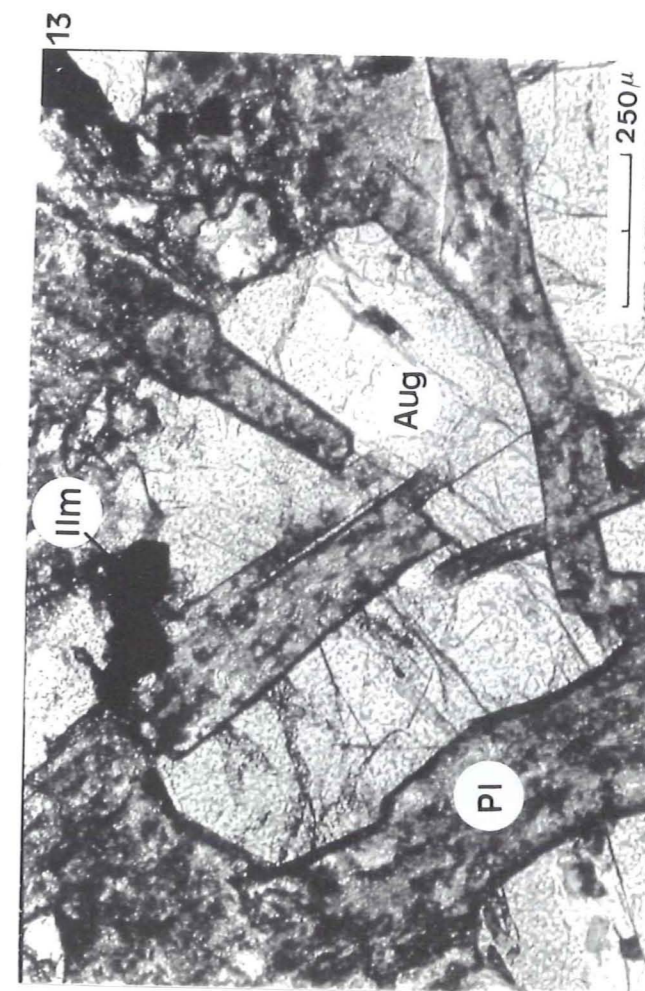
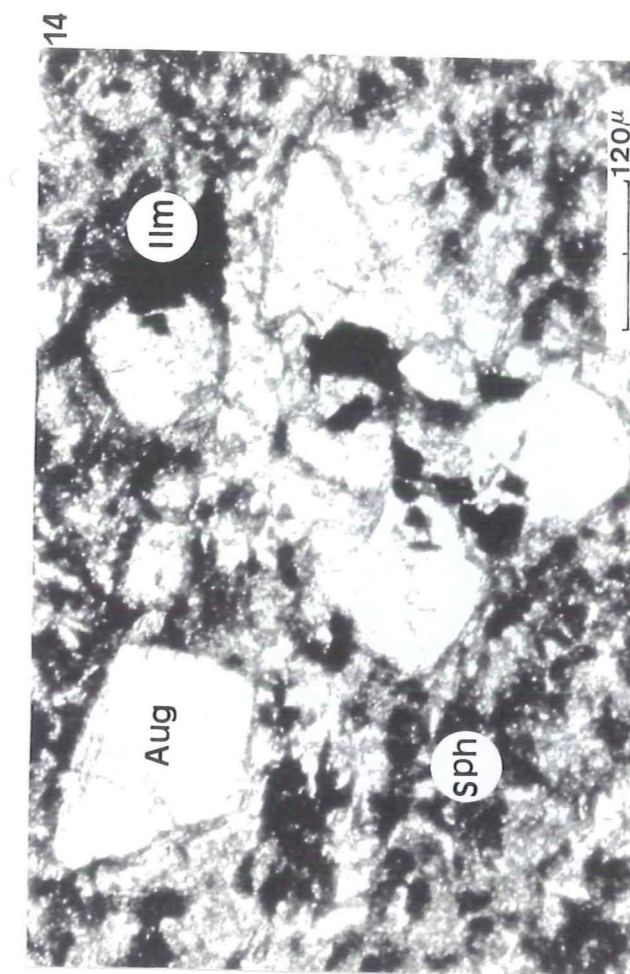
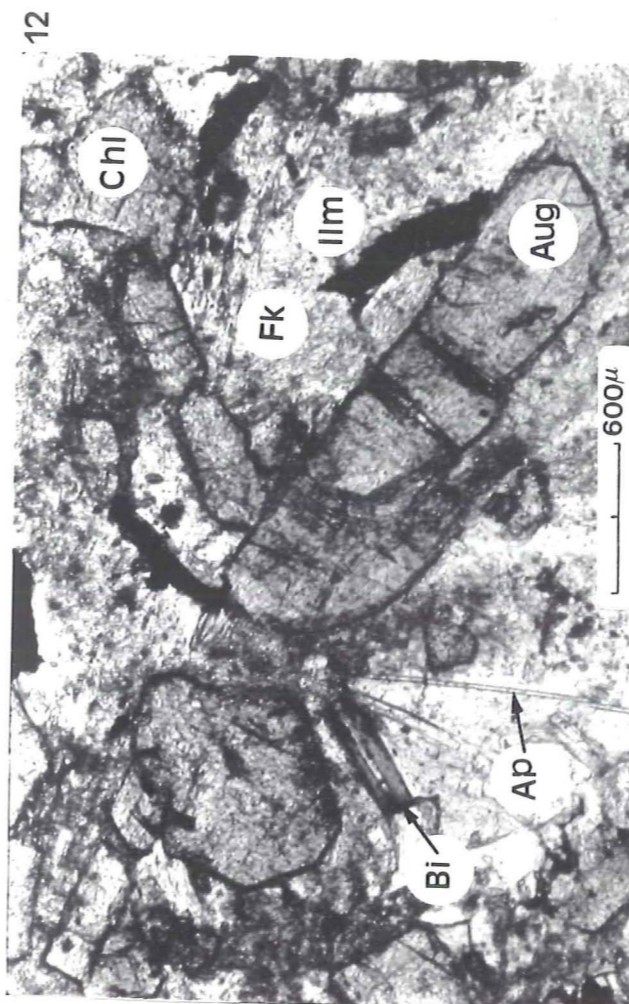
Photo N° 12 - Quartz-dolérite (lignée tholéitique; grand filon éch. S16a, Lavey, cf carte annexe II-D) Ilm : ilménite; Aug : augite subcalciue (cristaux corrodés); Ap : apatite; Chl : chlorite.

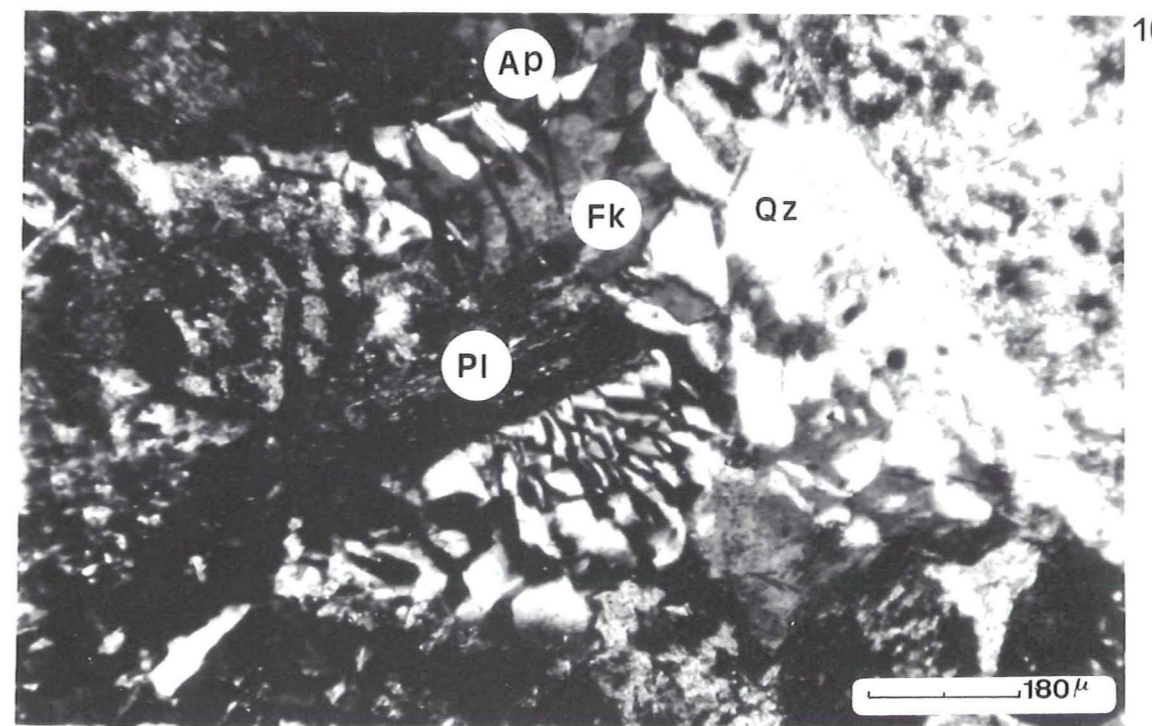
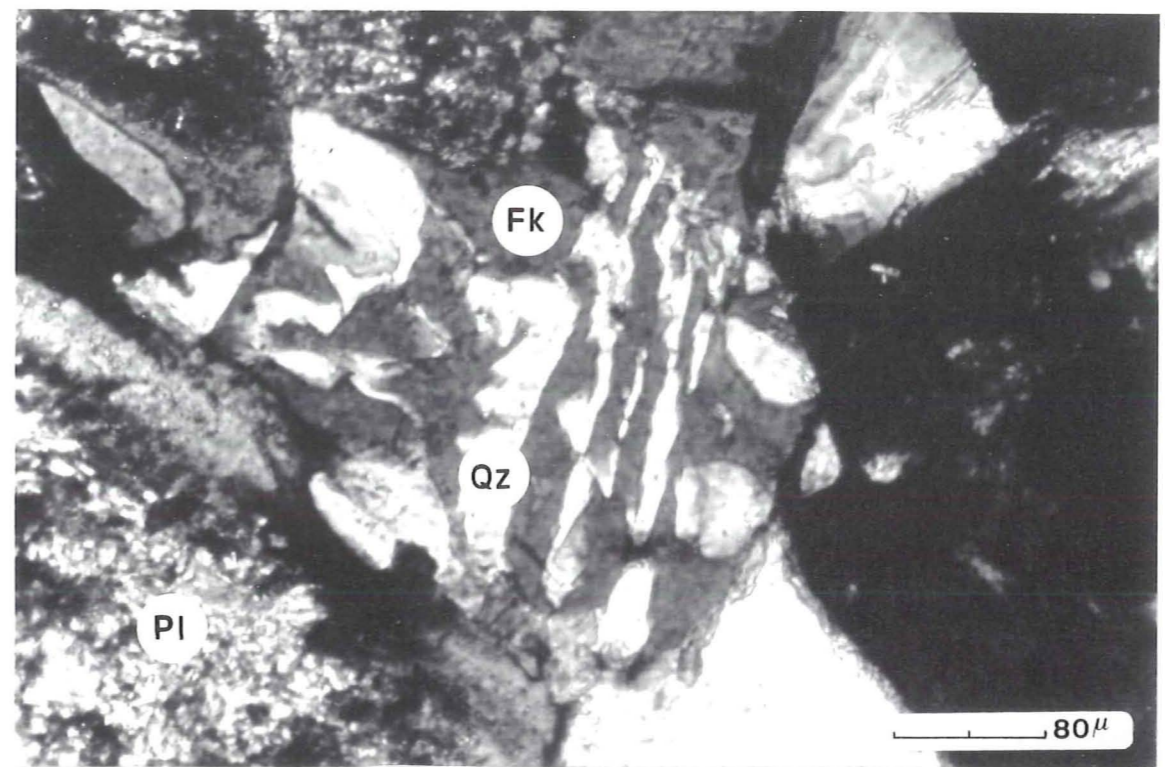
Photo N° 13 - Dolérite à ilménite, éch. T1c; grand filon de Fond Turbat. Aug : augite; Ilm : ilménite; Pl : plagioclase altéré

Photo N° 14 - Bordure figée du grand filon de quartz-dolérite (éch. S13c, Vallon de La Lavey, cf carte annexe II-D), cristaux corrodés d'augite; grains d'ilménite; matrice recristallisée très riche en sphène et séricite.

Photo N° 15 - Association symplectitique ("micropegmatite") de quartz et de feldspath alcalin (probablement orthose), témoin de la sursaturation en silice du magma basaltique. Quartz-dolérite, éch.S16a, Lavey, r.d.).

Photo N° 16 - Même type de microstructure que photo précédente, mais on distingue plus nettement son caractère interstitiel, autour d'une latte de plagioclase. Quartz-dolérites, éch.U7a, secteur du Petit Roux, Lanchâtra).





Les faciès des segments schistosés N170 du Travers des Chamois et des Étages se caractérisent par une schistosité à chlorite, sphène, quartz, pyrite hématisée, englobant des augites entraînées en rotation (*fig. 85*).

Les faciès schisteux du Combeynot et du Fifre, témoignent d'un degré de recristallisation encore plus important : pyroxène et plagioclase sont remplacés par un assemblage orienté de B.T. : séricite, quartz, calcite, aiguilles d'ilménite, sphène, pyrite, rares grains d'épidote. Seule l'apatite primaire persiste (éch.R1a,b; X=916.88; Y=297.24; Z=3070).

Les échantillons du Glacier Noir sont entièrement transformés sans être foliés et conservent leur texture primaire (éch.coupe 1" à 7", X=918.5, Y=297.29, Z=3010; Aumaître & al, 1973 : type "dolérite à chlorite").

Conclusion

En définitive, l'altération des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites les plus saines concerne le plagioclase auquel s'ajoute un peu d'épidote et de chlorite (cpx). En revanche, la disparition du pyroxène dans les faciès recristallisés s'accompagne d'une chloritisation et probablement d'une albitisation (+/-calcite) généralisée et parfois d'une schistosité à séricite, albite et quartz secondaire.

C - Compositions des minéraux analysés

Les analyses des minéraux ont été effectuées avec la microsonde CAMEBAX de l'Université P & M.Curie (Paris VI) avec l'aimable collaboration de B. Azambre. Elles correspondent aux dolérites à ilménite de Fond-Turbat (éch.T1c) et aux quartz-dolérites de La Lavey (éch. S16a) et de La Muzelle (éch.U11a).

1 - Minéraux des dolérites à ilménite (Tab. 20, 21 et annexe II-E)

Le pyroxène, coloré dans les roses à jaune très pâle, est une augite titanifère ($TiO_2 = 0.78$ à 1.72) peu calcique ($CaO = 18.7\%$, Wo_{40}) s'enrichissant en fer sur les bordures. Le rapport $100Fe+Mn/Fe+Mn+Mg$ varie de 25.5 à 35.5 sur le même cristal et atteint 40.1 dans le même échantillon. FeOt passe de 7.55% à 14.6 % (cf diagramme chapitre suivant : "comportement de Ti, Fe, Mg, Ca dans le clinopyroxène").

TABLEAU 21

COMPOSITIONS DES PYROXENES
DES DOLÉRITES À ILMÉNITE ET DES QUARTZ-DOLÉRITES

Ech. R.T.	DOLÉRITES À ILMÉNITE			QUARTZ-DOLÉRITES			
	COUPES SUR DES CRISTAUX UNIQUES						
	T1b			U11a			S16a
	C	I	B	C	B	C	B
N° anal.	10	11	12	6	7	30	31
SiO ₂	51.82	49.37	48.79	51.08	50.11	50.73	50.38
TiO ₂	0.83	1.50	1.63	1.08	0.57	1.08	1.17
Al ₂ O ₃	1.87	3.65	3.17	2.07	1.38	2.19	2.26
Cr ₂ O ₃	0.26	0.20	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03
NiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
FeOt	8.03	8.08	12.43	11.65	17.50	12.60	14.41
MnO	0.20	0.27	0.39	0.28	0.47	0.38	0.41
MgO	16.90	15.01	13.27	14.33	10.44	13.49	14.37
CaO	18.63	19.81	18.18	18.41	18.21	18.55	15.69
Na ₂ O	0.37	0.45	0.48	0.22	0.23	0.24	0.23
K ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
Total	98.92	98.38	98.36	99.15	98.93	99.29	98.99
Si	1.9322	1.8661	1.8750	1.9300	1.9542	1.9257	1.9201
Ti	0.0232	0.0150	0.0163	0.0307	0.0167	0.0310	0.0334
Al _{IV}	0.0446	0.1189	0.1087	0.0393	0.0291	0.0433	0.0465
Al _{VI}	0.0377	0.0436	0.0351	0.0527	0.0341	0.0545	0.055
Cr	0.0077	0.0061	0.0003	0.0008	0.0000	0.0006	0.0010
Ni	0	0	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012
Fe	0.2503	0.2553	0.3996	0.3683	0.5708	0.4000	0.4592
Mn	0.0063	0.0086	0.0127	0.0091	0.0156	0.0122	0.0131
Mg	0.9395	0.8455	0.7600	0.8073	0.6068	0.7630	0.8163
Ca	0.7442	0.8021	0.7487	0.7456	0.7606	0.7544	0.6406
Na	0.0264	0.0329	0.0361	0.0179	0.0171	0.0179	0.0167
K	0.0006	0.0016	0.0005	0.0000	0.0011	0.0003	0.0000
Total	4.0127	4.0238	4.0237	4.0017	4.0061	4.0029	4.0031
FM	0.2145	0.2379	0.3517	0.3186	0.4914	0.3507	0.3665
WO	0.3835	0.4196	0.3898	0.3863	0.3893	0.3909	0.3320
EN	0.4842	0.4423	0.3956	0.4182	0.3106	0.3954	0.4231
FS	0.1322	0.1381	0.2146	0.1955	0.3001	0.2136	0.2448

MOYENNES (COEURS ET BORDURES)

Ech. R.T. :	T1b	U11a	S16a
Nbre d'anal.	n=16	n=12	n=10
SiO ₂	50.18 (0.976)	50.63 (0.245)	50.41 (0.410)
TiO ₂	1.29 (0.316)	0.83 (0.350)	1.19 (0.274)
Al ₂ O ₃	2.69 (0.741)	1.72 (0.520)	2.34 (0.410)
Cr ₂ O ₃	0.11 (0.102)	0.03 (0.020)	0.04 (0.013)
NiO ₂	0.01 (0.027)	0.00 (0.009)	0.01 (0.013)
FeOt	10.28 (2.334)	14.48 (2.546)	13.20 (1.524)
MnO	0.29 (0.082)	0.37 (0.061)	0.35 (0.055)
MgO	14.44 (1.416)	12.33 (1.646)	13.74 (0.704)
CaO	18.74 (0.647)	18.67 (0.449)	17.78 (1.234)
Na ₂ O	0.43 (0.047)	0.22 (0.018)	0.26 (0.034)
K ₂ O	0.01 (0.011)	0.01 (0.012)	0.01 (0.010)
Total	98.47 (0.609)	99.28 (0.534)	99.33 (0.400)
Fe+Mn/Mg+Fe+Mn	0.291 (0.064)	0.404 (0.074)	0.356 (0.032)
WO	0.40 (0.015)	0.39 (0.009)	0.37 (0.027)
EN	0.43 (0.037)	0.36 (0.047)	0.40 (0.020)
FS	0.18 (0.041)	0.24 (0.044)	0.22 (0.025)

Cette augite s'avère moins calcique (CaO=18.7 pour 22.5%) et moins titanée (TiO₂=1.3% pour 1.8%; sces. Buffet, 1984) que celles des roches dolérito-spilitiques, à l'exception, de la dolérite ophitique de La Chaupe toutefois plus riche en chrome (Cr₂O₃=0.4 et 0.11%; Tab. 19).

Les cristaux d'oxydes ferro-titanés inclus dans l'augite ont des compositions d'ilménite (TiO₂: 49.3 à 50.1%, FeOt:45.8-46.5%, Cr₂O₃=0.06%). En fait, ces cristaux sont formés de deux phases accolées selon [111];- en plus d'une auréole de sphène - : (i) brune très foncée et (ii) noire en L.N., correspondant probablement à de la Ti-magnétite et de l'ilménite (Duda & Rejl, 1986).

Une section relique de plagioclase a donné An₃₅-Or₀₂ (anal.N°6, Tab. 22). La diffractométrie X sur l'échantillon sain M3b (Olan) témoigne d'un important volume d'albite de B.T.

2 - Minéraux des quartz-dolérites (Tab. 21, 22 et annexe II-E)

Le pyroxène est également augitique mais se distingue de celui des dolérites à ilménite par une plus grande richesse, en fer (FeOt: 13.5 versus 10.3%, Tab. 21) et de moindres teneurs en TiO₂, MgO, Cr₂O₃. Les analyses montrent un enrichissement en fer du coeur vers la bordure (FeOt: 12 à 18%) accompagné d'une baisse sensible en TiO₂ (1.07 à 0.57%) et MgO (14.3 à 10.4%). Le rapport 100Fe+Mn/Fe+Mn+Mg varie entre 31.86 et 49.1 (éch.U11a; Tab. 22). (cf diagramme chapitre suivant : "comportement de Ti, Fe, Mg, Ca dans le clinopyroxène").

Les oxydes opaques sont des ilménites (anal.26, 28; éch.S16a) plus riches en TiO₂ que celles des dolérites à ilménite. L'ilménite se déstabilise en sphène comme l'indiquent les analyses des oxydes montrant un enrichissement en CaO, Al₂O₃ et SiO₂ (éch.U11a; anal.N°13, 14, 24).

Le feldspath, en association symplectitique avec le quartz est une orthose (Or₇₀), (S16a, anal.N°29, 33). Les quartz-dolérites de la Muzelle (éch.U11a) renferment des feldspaths de B.T. (adulaire et albite, anal. N°5,19) qui ne s'observent pas dans les faciès de La Lavey (éch. S16a) et sont probablement associés aux déformations entraînées par le chevauchement de la Muzelle.

TABLEAU 22 COMPOSITIONS DES OXYDES FERRO-TITANÉS ET DES FELDSPATHS DES DOLÉRITES A ILMÉNITE ET DES QUARTZ-DOLÉRITES

OXYDES FERRO - TITANÉS Ech. R.T. N° analyse	dolérites à ilménite				quartz-dolérites				
	T1b				U11a		S16a		
	14	15	16	18	13	14	24	26	28
SiO ₂	0.03	0	0	0	1.1	3.24	1.33	0.04	0.04
TiO ₂	49.79	49.79	49.29	50.07	50.98	50.85	51.18	52.66	51.96
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0.09	0.17	0.27	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.04	0.08	0.04	0.05
FeO _t	46.54	46.16	46.14	45.81	43.88	40.74	43.84	44.24	44.94
MnO	2.33	2.43	2.1	2.3	1.83	1.97	2.13	2.08	2.11
MgO	0.07	0.08	0.07	0.07	0.05	0.13	0.28	0.05	0.07
CaO	0.1	0.07	0.12	0.07	1.19	2.64	0.12	0.05	0.25
Na ₂ O	0.01	0	0.02	0.01	0	0.01	0.11	0	0.04
K ₂ O	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0	0.02
total	98.93	98.6	97.81	98.4	99.21	99.79	99.35	99.22	99.53
Fe+Mn/Fe+Mn+Mg	0.9975	0.9972	0.9976	0.9976	0.9979	0.9946	0.9891	0.9982	0.9973

FELDSPATHS Ech. R.T. N° analyse	T1b		S16a		U11a	
	6	29	33	5	19	
SiO ₂	58.59	65.03	65.30	64.09	65.76	
TiO ₂	0.08	0.04	0.03	0.00	0.01	
Al ₂ O ₃	25.76	18.74	18.94	18.37	21.37	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	
FeO _t	0.41	0.06	0.07	0.05	0.35	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
MgO	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	
CaO	7.64	0.18	0.21	0.03	2.00	
Na ₂ O	7.39	1.72	3.35	0.52	0.11	
K ₂ O	0.46	14.43	12.30	15.86	0.11	
total	100.37	100.22	100.25	98.95	89.74	
Si	2.6200	2.9822	2.9757	2.9914	2.8821	
Ti	0.0027	0.0014	0.0010	0.0001	0.0003	
Al	1.3575	1.0129	1.0171	1.0103	1.1039	
Cr	0.0000	0.0005	0.0016	0.0010	0.0000	
Fe _t	0.0153	0.0023	0.0026	0.0019	0.0128	
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	
Mg	0.0030	0.0006	0.0000	0.0002	0.0001	
Ca	0.3661	0.0091	0.0100	0.0017	0.0939	
Na	0.6406	0.1532	0.2961	0.0472	0.9349	
K	0.0261	0.8442	0.7150	0.9445	0.0062	
total	5.0313	5.0064	5.0191	4.9983	5.0354	
AB	0.6202	0.1522	0.2899	0.0475	0.9033	
OR	0.0253	0.8388	0.7002	0.9508	0.0060	
AN	0.3545	0.0090	0.0098	0.0017	0.0907	

Analyses microsonde. Université M. & P. Curie, Paris
en collaboration avec B. Azambre

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE DES DOLÉRITES A ILMÉNITE ET DES QUARTZ-DOLÉRITES : DÉFINITION DE LA LIGNÉE THOLÉITIQUE ET SIGNIFICATION STRUCTURALE

I - Acquisition et présentation des données

Les dosages des éléments majeurs, de Rb, Sr, Y, Zr, et Nb ont été effectués en fluorence X dans les laboratoires de l'Institut Dolomieu (Grenoble, Mme F.Keller) et de l'Université Claude Bernard (Villeurbanne, F.Capiez). Les dosages des Terres Rares ont été obtenus par activation neutronique à l'Institut L.Langevin (Grenoble) avec la collaboration de G. Vivier et R. Oliver.

Les compositions chimiques en éléments majeurs et Rb, Sr, Y, Zr, Nb ainsi que les dosages en T.R., Th, Ta, Hf, Sc sont présentés comme suit:

- **Tableau 23** : analyses des filons dolérito-spilitiques de l'W du MEP (fle.St-Christophe/O.) et dosages en Y, Zr et Nb des laves spilitiques.
- **Tableau 24** : analyses des dolérites à ilménite (majeurs, Sr, Rb, Y, Zr, Nb).
- **Tableau 25** : analyses des quartz-dolérites (majeurs, Sr, Rb, Y, Zr, Nb).
- **Tableau 26** : analyses complètes des échantillons dosés en T.R., Th, Ta, Sc, Hf de 5 roches de la lignée dolérito-spilitique, de 3 dolérites à ilménite et de 7 quartz-dolérites.

II - Comparaison des compositions des dolérites à cpx, cpx+hb de l'Ouest du MEP avec les faciès types des secteurs S-E (Sirac)

Une comparaison des **tableaux 20 (chap. II) et 23** montre que les compositions des filons N-S affleurant à l'ouest de la feuille St-Christophe/O. sont comparables à celles des faciès types du S-E du MEP. Les similitudes concernent en particulier, les éléments peu mobiles

TABLEAU 23 FILONS DOLÉRITO-SPILITIQUES DE L'OUEST DU MEP
ET DOSAGES EN Y, Zr, Nb, DES COULÉES SPILITIQUES

Échantillon	DOL.OPH. à cpx+/-ol+/-amph		DOLÉRITES à cpx seul, cpx + amph.			SPILITES					
	La Chaup		Col Turbat		Lauranoure	filons		Coulées			
	H8	H14	T11a	T7a	U1a, V1a n=2	T3	OL511(*)	G1	J23	L1	Morges K12
SiO ₂	44.30	47.57	44.61	46.19	46.20	-	41.90	47.40	-	-	-
Al ₂ O ₃	13.44	15.03	13.94	14.97	14.18	-	15.50	14.32	-	-	-
Fe ₂ O _{3t}	15.36	11.56	11.38	12.02	12.59	-	9.57	11.22	-	-	-
MnO	0.16	0.17	0.14	0.16	0.17	-	0.24	0.14	-	-	-
MgO	8.39	9.74	9.93	8.24	8.72	-	2.96	3.42	-	-	-
CaO	9.95	10.18	6.88	7.76	8.69	-	9.11	7.98	-	-	-
Na ₂ O	1.59	2.48	1.35	2.43	2.18	-	1.55	5.32	-	-	-
K ₂ O	0.73	0.54	1.32	2.08	1.23	-	6.38	1.25	-	-	-
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.57	0.37	0.23	-	-	0.24	-	-	0.30
TiO ₂	2.92	1.20	2.07	2.20	2.30	2.06	2.55	1.94	-	-	1.61
PF	2.14	1.56	6.93	3.92	3.12	-	8.85	6.32	-	-	-
Total	99.16	100.27	99.12	100.34	99.61	-	98.61	99.55	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.520	0.625	0.633	0.576	0.578		0.380	0.34			
Sr	338	345	268	493	395	145	152	324	700	1090	380
Rb	27	13	70	110	56	58	246	20	33	52	29
Y	16	17	25	21	25	24	-	24	25	23	23
Zr	87	85	170	215	180	177	246	168	169	160	132
Nb	8	8	24	32	27	23	36	18	23	22	15
olivine	++	+	-	-	-	-	altérée	altérée	-	-	+
augite	++	++	++	+++	++	++	-	-	+	+	-
plagioclase	+++	+++	++	++	++	++	-	+	++	+	+
Ti-Mte/ilm	+	+	++	++	++	++	-	-	-	-	-
hornblende	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
biotite	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-
épidote	-	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-
chl./act.	-	-	-	-	+	+	++	++	++	++	++
sphène	-	-	+	-	+	+	++	+	++	++	++
albite/adul.	-	-	-	-	-	+	++	+++	+++	+++	+++
calcite	-	-	-	-	-	-	++	++	+	+	++

minéralogie :

+++ abondant, ++ moyennement abondant, + peu abondant; -: très peu abt ou absent

(*) éch. & analyses des éléments majeurs P. Le Fort

(Si, Al, Fe, P, Ti, Nb, Zr, Y, Nb).

Nous verrons que les rapports toujours constant entre éléments inertes dans ces différents types de dolérites et de spilites traduisent, une bonne homogénéité chimique des magmas de cette lignée "dolérito-spilitique" à l'échelle du MEP.

III - Compositions chimiques des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites

a - Les dolérites à ilménite (Tab. 24 et 26) présentent des compositions homogènes en SiO₂, P₂O₅, Na₂O, Rb, Sr, Y, Nb, à l'exception de l'échantillon très recristallisé M1. Les compositions en CaO, MgO, Fe₂O_{3t}, Zr et P.F. apparaissent en revanche, assez variables :

- CaO: 4.68 à 9.34%
- MgO: 5.25 à 6.75%
- Fe₂O_{3t}: 11.97 à 15.36% (éch. M3a)
- P.F: 2.2 à 6.23%
- Zr=153 à 288 ppm

L'échantillon déformé et séricitisé M1 se distingue par des teneurs plus élevées en Al₂O₃, (16.8 pour 14%), MgO (7.58 pour 6.5%), K₂O (2.32 pour 1.3%), Rb (131 pour 70 pmm) et plus faibles en Sr (87 pour 250 ppm).

b - Les quartz-dolérites (Tab. 25, 26) présentent des variations modérées de SiO₂ (49.5 à 53.3%); TiO₂ (3.2 à 3.99% sauf R2a=4.47%); P₂O₅ (0.26 à 0.45%, sauf R1b : 0.10%); Y (46-52 ppm) et Zr (253-331 ppm).

Les compositions en Nb, Th, Ta, Hf, Sc et Terres Rares de ces roches se révèlent encore plus homogènes et quasi identiques pour la plupart des échantillons de ces filons alignés. En revanche, les compositions en CaO, MgO, K₂O, Na₂O, Rb des quartz-dolérites varient fortement. MgO et CaO varient en particulier, dans un rapport supérieur à 2 :

- CaO: 1.08 à 7.63%
- K₂O: 1.79 à 4.80%
- Rb: 80 à 160 ppm
- MgO: 6.68 à 3.19%
- Na₂O: 1 à 3.65%

Nous montrons, plus avant, les causes de ces variations.

TABLEAU 24 COMPOSITIONS DES DOLÉRITES A ILMÉNITE

Échantillon	Olan (vst Sud)				Col Turbat			Fond-Turbat		
	M1 (*)	M3a	M3b	NG87	T10a	T1c	NE71	1 hawaiites n=58	2 thol. à ol. alcalin	3 basalte
SiO ₂	48.97	46.59	47.74	47.20	47.86	48.39	47.40	47.48	49.16	46.53
Al ₂ O ₃	16.83	13.48	14.13	15.00	13.18	14.53	14.40	15.74	13.33	14.31
Fe ₂ O _{3t}	10.92	15.36	13.91	11.97	14.12	11.79	13.12	13.04	11.99	13.95
MnO	0.09	0.23	-	0.23	0.26	0.21	0.23	0.19	0.16	0.18
MgO	7.58	6.28	-	6.42	5.25	5.86	6.75	5.58	10.41	9.54
CaO	1.80	8.33	6.33	9.34	6.97	8.78	4.68	7.91	10.93	10.32
Na ₂ O	2.46	3.49	3.31	3.50	2.86	3.35	3.32	3.97	2.15	2.85
K ₂ O	2.32	1.60	1.35	1.02	1.08	1.26	1.03	1.53	0.51	0.84
P ₂ O ₅	0.33	0.49	0.41	-	0.57	0.50	-	0.74	0.16	0.28
TiO ₂	2.36	2.65	2.47	2.77	3.40	2.37	2.75	3.23	2.29	2.28
PF	6.21	2.19	-	2.65	3.64	2.53	6.23	1.38	0.09	0.08
Total	99.87	100.69	-	100.10	99.19	99.57	99.91	100.79	-	-
Mg/Mg+Fe	0.579	0.447	-	0.515	0.424	0.496	0.505	0.459	0.644	0.575
Sr	87	262	-	-	252	228	-	-	-	-
Rb	131	92	-	-	46	80	-	-	-	-
Y	-	39	42	-	57	42	-	-	-	-
Zr	153	217	201	-	288	203	-	-	-	-
Nb	8	8	9	-	12	10	-	-	-	-
augite	-	+++	+++	+	++	+++	-	-	-	-
plag.altéré	-	+	+	+	+	++(rel)	-	-	-	-
ilménite	-	++	++	++	++	++	+	+	+	+
épidote	-	+	+	++	+	+	++	-	-	-
chlorite	+++	+	-	+	+	-	+	-	-	-
sphène	++	-	-	+	+	-	+++	-	-	-
albite	-	+	+	+	+	-	++	-	-	-
calcite	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
qtz second.	+++	-	-	-	-	-	-	-	-	-

+++ abondant, ++ moyennement abondant, + peu abondant; rien très peu abondant

(*) : Éch. M1 très recristallisé: chl, qtz, séricite, sphène
 NG87 analyse & éch. Le Fort, filon E-W du cirque de L'Olan, prob. ident. à M3
 au dessus du refuge (Le Fort, 1971); s. anal. in Vatin-Pérignon & al., 1972
 NE71: éch. & anal. Le Fort, Filon du Cros de La Vache à Fond Turbat

- 1 moy. de 58 Hawaiites in Le Maître, 1976
- 2 Tholéiite à olivine Kilauea, Hawaï, Yodder & Tilley (1962)
- 3 Basalte alcalin, éch. 65992, Hualalalā, même source

Tableau 25 COMPOSITIONS DES QUARTZ-DOLÉRITES

Nbre/N° éch.	N-E		E -		- W		- W			
	1	2	3	4	5	6	7	8		
	Combeynot Fil. du Fivre Vall. Étages				Lavey Mariande Laurantoure Lanchâtra - Muzelle					
	GL. Noir		Fivre riv. d. riv. g.							
	C2-82	n=5	n=3	N2a	N1c	N1e	n=3	V7c	n=2	n=2
SiO ₂	53.30	50.74	51.65	51.55	49.51	50.41	53.10	53.18	-	52.94
Al ₂ O ₃	15.06	14.62	14.68	13.70	13.19	13.73	14.40	14.37	-	14.30
Fe ₂ O _{3t}	10.68	12.44	11.75	12.54	14.91	11.64	12.10	12.00	-	12.04
MnO	0.11	0.21	0.17	0.23	0.18	0.16	0.18	0.19	-	0.19
MgO	6.68	6.09	4.85	4.27	3.48	3.88	3.19	3.66	-	3.89
CaO	1.08	3.54	3.82	5.63	7.63	7.41	6.93	6.59	-	5.85
Na ₂ O	1.18	3.44	2.39	3.35	2.50	2.19	2.56	3.03	-	3.38
K ₂ O	4.80	3.14	3.08	2.51	2.01	2.01	2.26	2.35	-	2.44
P ₂ O ₅	0.32	-	0.27	0.35	0.36	0.45	-	0.29	-	0.27
TiO ₂	4.06	3.28	4.11	3.97	3.99	3.64	3.40	3.49	3.51	3.60
PF	4.41	2.96	3.21	2.01	2.88	3.99	1.58	1.36	-	1.77
TOTAL	101.68	100.46	99.99	100.11	100.6	99.5	99.5	100.51	-	100.64
Mg/Mg+Fe (*)	0.553	0.492	0.449	0.403	0.316	0.398	0.343	0.377	-	0.390

Sr	-	174.4	173.7	272	227	206	212.0	265.0	218.5	198.5
Rb	-	129.2	125.7	70	91	96	103.0	86.0	87.0	100.5
Y	-	49.0	49.7	45	46	45	51.5	51.0	49.0	50.5
Zr	-	290.0	305.3	280	323	275	279.5	286.0	274.0	280.5
Nb	-	16.0	17.0	15	15	16	16.5	16.0	16.5	17.0
augite	+	-	-	++	++	++	++	++	++ & -	++
plag.altéré	-	+	-	+++	+++	++	+++	++	++ & -	+++
ilménite	+	++	+	++	++	++	++	++	++ & +	++
épidote	+	-	+	++	+	+	+	+	+	+
chlorite	+++	++	+++	+	+	+	+	+	+	+
sphène	+++	+	++	+	+	+	+	+	+	+
albite/adul.	+	+++	+	-	-	+	+	+	+	+
calcite	-	++	+	-	-	-	-	-	-	-
qtz second.	+	+	++	-	-	-	-	-	-	-

+++ abondant, ++ moyent. abondant, + peu abondant; - ; très peu abond. ou abst

- 1 éch. C2-82, filon du Combeynot, anal. Costarella, 1986
- 2 moy. des éch. 1", 2", 4", 5", 6" anal. Aumaitre & al, 1973: "dolérites à chlorite"
- 3 moy. anal. R1a, R1b, R2a; glacier du Vallon de La Pilatte & refuge Temple-Écrins
- 4 Anal. N2a: segment r.d.. Anal. N1c, N1e: r.g. fil. N, coeur & bord. puiss. 36m
- 5 moy. des anal. DZ1a (P. LE Fort), S5d, S13a
- 6 anal. V7c, verrou de La Mariande
- 7 moy. analyses U12a, Crêtes du Pierroux & U10c, Col du Pierroux
- 8 moy. des analyses U7c: Lanchâtra, r.g., & U11a: "Oeil" de La Muzelle.

* : proportions cationiques

TABLEAU 26 ÉLÉMENTS EN TRACES, T.R., Th, Sc, Ta, Hf DES ROCHES DOLÉRITO-SPLITTIQUES, DES QZ-DOLÉRITES ET DOLÉRITES À ILMÉNITE

type	ROCHES DOLÉRITO - SPILITIQUES				QUARTZ - DOLÉRITES										DOLÉRITES À ILMÉNITE						
	Dol.oph. Dol.oph. cpx + ol		Dol. "s.s." dol. à spilite		Launourre Sirac		Aig. Fourchée		Combt. Gl. Noir Étages Lavay MariandeLanch&tra Muzelle										L'Olan Col Turbat		Fond Turbat
Localisation	H14	B1c	U1a	A3	I1c	C2-82	4"	N2a	S13A	V7c	U11a	U7C	M1	T10a	T1c	M1	T10a	T1c			
Éch.	47.57	44.8	46.2	43.14	49.48	53.3	51.25	51.55	53.1	53.18	52.75	53.13	48.97	47.86	48.39	48.97	47.86	48.39			
SiO2	1.2	1.96	2.3	2.43	1.92	4.06	3.4	3.97	3.47	3.49	3.69	3.50	2.36	3.51	2.37	2.36	3.51	2.37			
TiO2																					
Sr	345	335	416	351	773		185	272	209	265	180	217	87	252	228	87	252	228			
Rb	13	46	53	39	111		117	70	107	86	83	118	131	46	80	131	46	80			
Y	17	21	24	23	33		49	45	51	51	51	50	36	57	42	36	57	42			
Zr	85	132	172	210	287		290	280	276	286	278	283	153	288	203	153	288	203			
Nb	8	18	25	36	43		16	15	16	16	17	17	8	12	10	8	12	10			
La	6.17	13.92	17.30	22.79	31.10	31.16	33.66	32.97	31.39	33.56	33.67	33.77	11.21	18	14.76	11.21	18	14.76			
Ce	18.84	34.15	43.39	48.24	67.17	67.58	74.01	76.22	75.99	-	59.96	74.53	25.64	47.71	40.24	25.64	47.71	40.24			
Nd	10.89	20.50	22.22	27.12	33.17	37.07	37.86	36.13	37.88	-	35.25	37.23	16.55	30.77	22.55	16.55	30.77	22.55			
Sm	2.73	4.54	5.68	5.75	6.50	10.19	9.82	9.69	8.97	9.15	8.98	8.40	4.58	9	6.41	4.58	9	6.41			
Eu	0.89	2.00	1.66	2.28	2.61	1.60	1.82	1.84	1.99	1.97	1.85	1.93	1.22	2.75	1.97	1.22	2.75	1.97			
Tb	0.28	0.85	0.81	0.86	1.00	1.23	1.47	1.51	1.51	-	1.48	1.47	0.85	1.08	1.04	0.85	1.08	1.04			
Tm	0.18	0.40	0.30	0.50	-	-	0.65	0.72	0.63	-	0.82	0.61	0.6	0.7	0.56	0.6	0.7	0.56			
Yb	0.88	1.94	1.56	1.86	1.41	4.79	3.31	4.41	4.42	-	3.61	3.68	4.52	5.8	3.20	4.52	5.8	3.20			
Lu	0.23	0.23	0.32	0.28	0.18	0.69	0.89	0.82	0.79	0.77	0.80	0.82	0.78	1.01	0.67	0.78	1.01	0.67			
Th	0.79	3.13	2.12	3.42	3.87	-	9.68	10.04	10.16	-	9.77	9.32	2.19	2.91	2.73	2.19	2.91	2.73			
Hf	1.82	3.99	4.25	5.08	6.75	-	6.79	7.51	6.76	-	7.01	7.04	3.67	6.99	4.26	3.67	6.99	4.26			
Sc	23.99	31.65	23.04	27.81	16.64	-	34.10	35.45	35.03	-	34.77	33.41	33.67	44.11	41.39	33.67	44.11	41.39			
Ta	0.41	1.26	1.49	1.98	2.60	-	0.98	1.00	0.86	-	0.94	0.99	0.32	0.79	0.49	0.32	0.79	0.49			
olivine	+	-	-	-	-	+	-	+	+	+	+	+	-	+	+	-	+	+			
plagioclase	+++	++	++	++	-	+	+	+++	+++	++	++	++	-	+	+	-	+	+			
Ti-magn. ilm.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	-	+	+			
augite	++	++	+++	+++	-	+++	+++	+++	+++	++	++	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++			
amphib. brune	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
épidote	-	-	-	-	-	+++	+++	+++	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
chlorite	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
sphène	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
albite/adul.	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
calcite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			

* - Variations de composition chimique sur la transversale du filon des Étages

Les deux analyses effectuées au coeur et sur la bordure du filon des Étages r.g. (puissance 36 m, éch.N1e, N1c, Tab. 25), se révèlent très semblables; à l'exception des teneurs en Fe, Ti, Zr : on observe un accroissement du fer (Fe_2O_3 : 11.6 à 14.9%) du titane (TiO_2 =3.6 à 4%) et de Zr (275 à 323 ppm) entre la bordure et le coeur.

Ces variations transversales, constatées sur un segment très bien préservé, ne concernent que des éléments peu mobiles (Fe, Ti, Zr, hormis la perte au feu) et peuvent probablement se rattacher à un processus d'enrichissement magmatique (cf.infra).

IV - Géochimie et altération

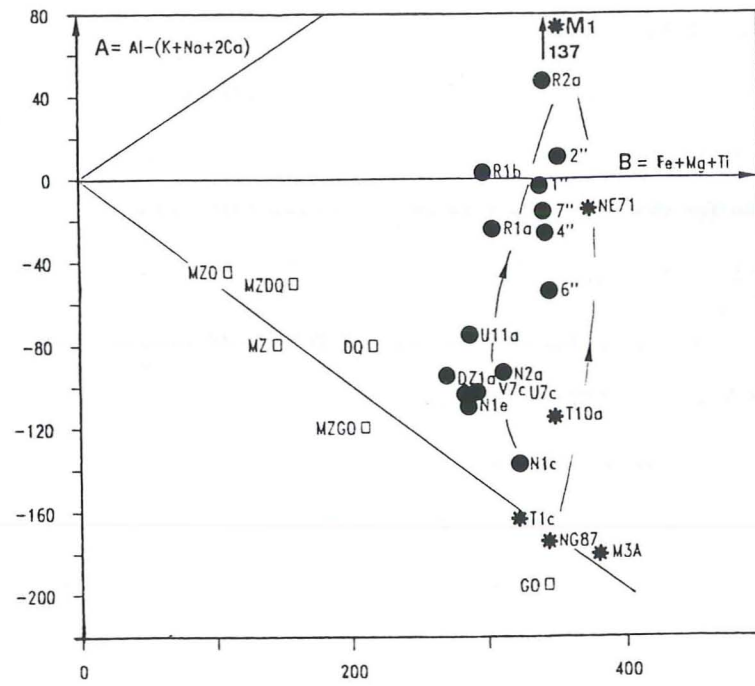
Une comparaison des compositions en éléments mobiles (K, Rb, Sr, Ca.) et de la pétrographie (Tab. 24, 25) témoigne d'une corrélation marquée entre les concentrations en ces éléments et le degré de recristallisation de la roche : les faciès riches en chlorite, épidote, séricite, quartz, présentent des teneurs élevées en MgO, K₂O, Rb, et une perte, parfois très importante en CaO (CaO=1.7% dans M1) et Sr (87 ppm dans M1 pour 200 ppm dans les autres dolérites à ilménite). Il apparaît en particulier, qu'à SiO₂ constant, les teneurs les plus faibles en MgO, K₂O et les plus élevées en CaO, Sr, s'observent dans les faciès les moins recristallisés (dolérites à ilménite M3a, T1c et quartz-dolérites des segments sains du centre et de l'ouest du MEP (Tab. 24). Ces faciès très recristallisés se caractérisent aussi par une plus grande richesse en alumine : Al₂O₃ atteint presque 17% dans M1 pour 13.5% dans les dolérites à ilménite sain. Les modifications chimiques entraînées par les recristallisations se manifestent au sein des deux groupes de roches par :

- des corrélations inverses entre MgO et CaO qui s'établissent entre les faciès bien préservés et les faciès recristallisés (fig. 87).

- des valeurs élevées de la balance alumineuse ("A") et un accroissement de "B" dans le diagramme des "minéraux caractéristiques" (Debon & al., 1983, fig. 86).

a - Relations entre l'altération et la déformation alpine

Les conséquences chimiques des recristallisations apparaissent avec netteté lorsqu'on compare chimiquement des zones recristallisées et non recristallisées d'un même filon. Ce type de



● quartz - dolérites
* dolérites à ilménite

Figure 86 - Diagramme 'A-B' dit des 'minéraux caractéristiques', (Debon & Le Fort, 1983). Les concentrations des paramètres A et B sont exprimées en millièmes pour 100 gr de roche (cf 1^e partie). L'altération des dolérites tholéitiques se manifeste par un accroissement sensible de 'A', lié à l'expulsion de CaO.

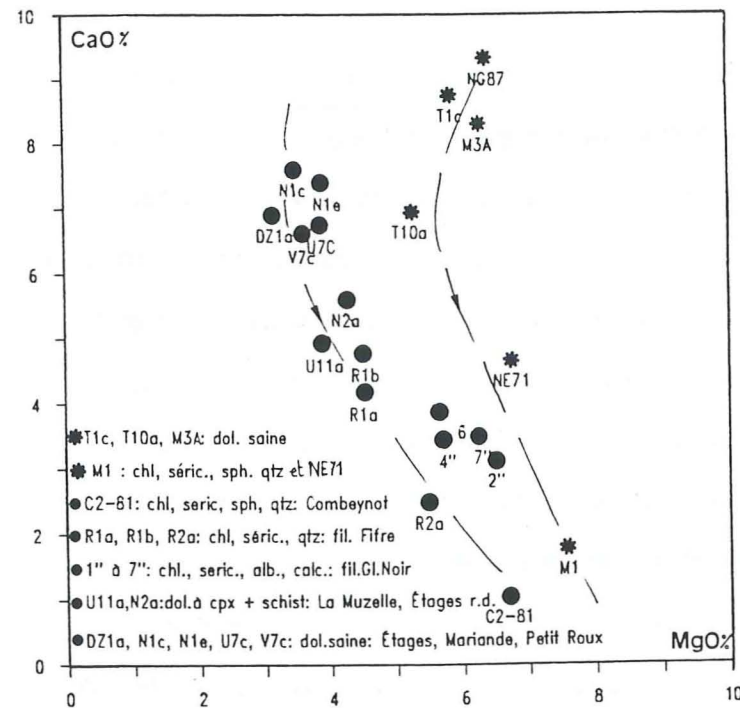


Figure 87 - Diagramme CaO vs MgO. On observe une corrélation négative de CaO et de MgO dans les dolérites à ilménite, d'une part; dans les quartz - dolérites, d'autre part. Ces corrélations s'établissent entre les faciès sains (cpx + pl altéré) et les faciès recristallisés (Chl +/- Ep +/- Alb +/- séricite +/- Qtz). Elles témoignent d'un gain en MgO et d'une expulsion de CaO au cours des processus d'altération.

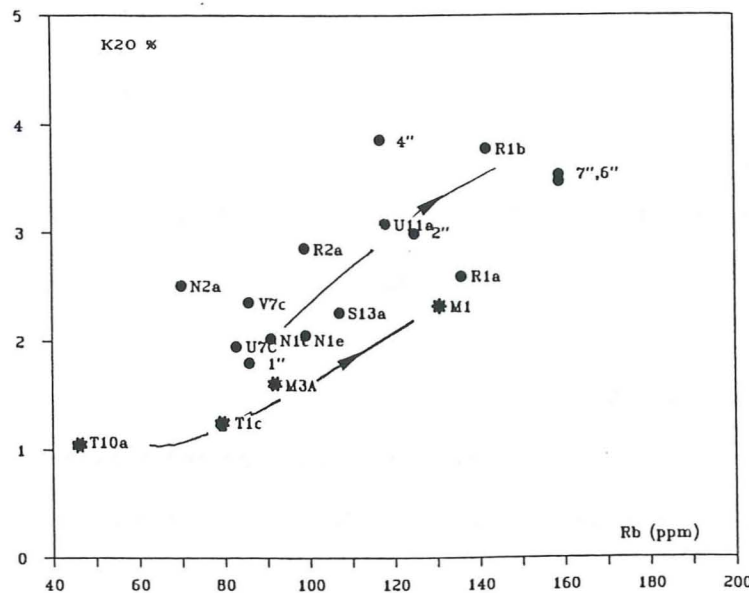


Figure 88 - Diagramme K2O versus Rb. Une corrélation s'établit entre les faciès peu altérés et les faciès très altérés des deux groupes de roche. Les compositions stables en Th notamment montre que les enrichissements en K et Rb sont bien d'origine métamorphique.

comparaison apparaît fiable lorsque que l'on peut s'assurer de son homogénéité chimique, où que l'on compare des échantillons ayant la même position sur la transversale des filons épais. Elles se manifestent, en particulier, entre les segments Ouest et Est du filon de Fond-Turbat (filon T1, dolérite à ilménite), affecté à l'E par le chevauchement alpin de L'Olan. Ce segment E, déformé et recristallisé, est pauvre en CaO et riche en MgO (éch. NE71, coll. Le Fort) par rapport au segment occidental non déformé (éch. T1c): CaO=4.7% versus 8.9%, MgO=6.8% versus MgO=5.9%). En revanche, les deux segments ont des compositions presque identiques en Si, Al, Fe, Na, K, Ti (Tab. 23).

En résumé, les faciès moyennement recristallisés, (qui conservent leur ancienne texture, avec une minéralogie de B.T.) ont perdu du Ca et gagné du Mg, K, et Rb. Mais l'échantillon très déformé et schistosé M1 (dolérite à ilménite selon les éléments inertes) présente un déficit très important en Ca et semble également s'être enrichi en alumine (corindon normatif).

b - Processus d'altération des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites ?

L'étude des processus d'altération des dolérites tholéitiques du MEP dépasse les objectifs de ce travail, principalement parce que l'on ne dispose pas de suffisamment de données analytiques pour effectuer un bilan géochimique détaillé de l'altération. Néanmoins, les transformations chimiques résultantes apparaissent localement très clairement au moyen d'une comparaison entre faciès peu altéré et altéré. Il apparaît que les questions essentielles à résoudre concernent l'origine de Mg, K et Rb en excès dans les faciès recristallisés. Néanmoins la perte en Ca, Sr et l'enrichissement en K, Rb de même que l'excès d'alumine, sont des transformations classiquement observées dans les roches magmatiques du Haut-Dauphiné et de la zone Briançonnaise (Piantone, 1980; Banzet & al., 1986). Elles seraient principalement intervenues pendant l'orogénèse alpine, avec l'acquisition de la schistosité à séricite. Cependant, à la différence des dolérites du M.E.P., elles n'ont, semble-t-il, pas gagné de Mg.

c - Compositions originelles probables en éléments mobiles des faciès peu altérés

Les modifications chimiques liées à l'altération ont été analysées par la comparaison de faciès plus ou moins largement recristallisés. Mais il est difficile d'évaluer les modifications chimiques éventuellement intervenues dans les faciès les mieux préservés au sein desquels, seul le plagioclase est altéré. Les faibles teneurs en MgO des quartz-dolérites les mieux recristallisées (3.5-4%) suggèrent qu'il s'agit de compositions primaires. Mais les compositions en CaO

s'échelonnant entre 7.6% et 4.9% furent probablement modifiées et abaissées par la calcitisation puis le lessivage du carbonate.

d - Précautions nécessaires pour l'emploi des faciès altérés dans les diagrammes géochimiques d'étude des processus magmatiques ?

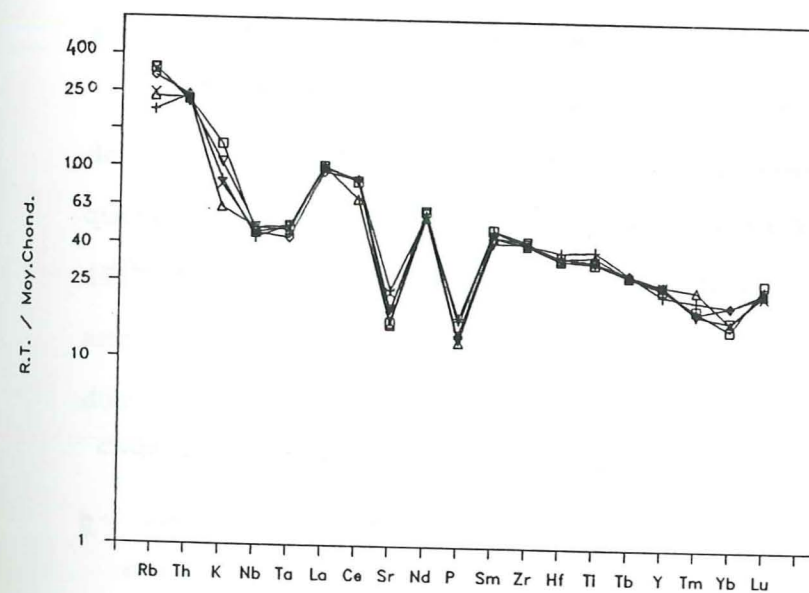
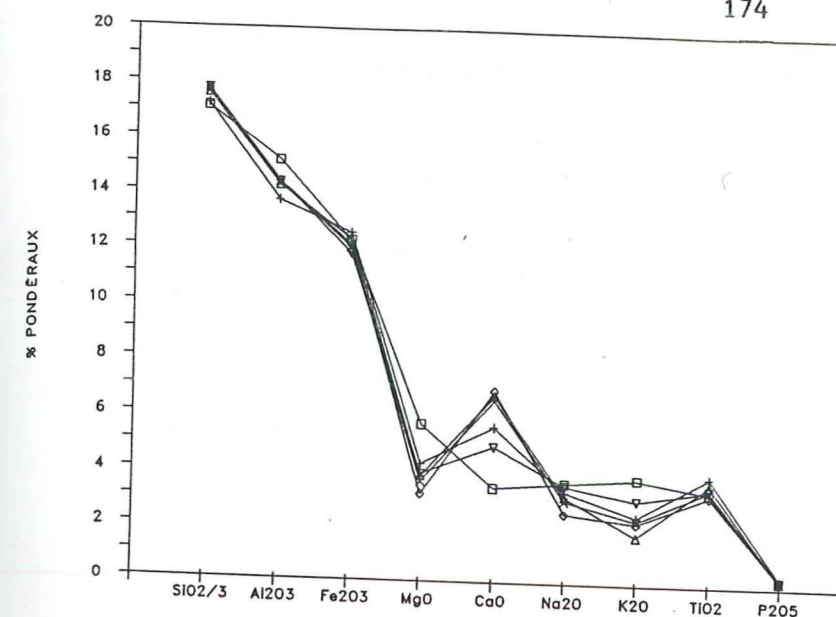
La remobilisation de Mg et de K dans les faciès altérés est telle que l'utilisation des paramètres A-F-M, Al-F-M, FeO*/MgO, Mg/Mg+Fe, K₂O+Na₂O et de Rb, Sr, K, doit se limiter aux échantillons peu recristallisés : il semble que le bon état de conservation du clinopyroxène soit un critère suffisant. Néanmoins dans ce cas, le calcium apparaît encore trop mobile et non utilisable.

V - Données géochimiques confirmant l'existence d'un ancien grand dyke de quartz-dolérite recoupant de part en part le socle du M.E.P., jusqu'à l'accident majeur du lac de la Muzelle (Ffle. La Mure).

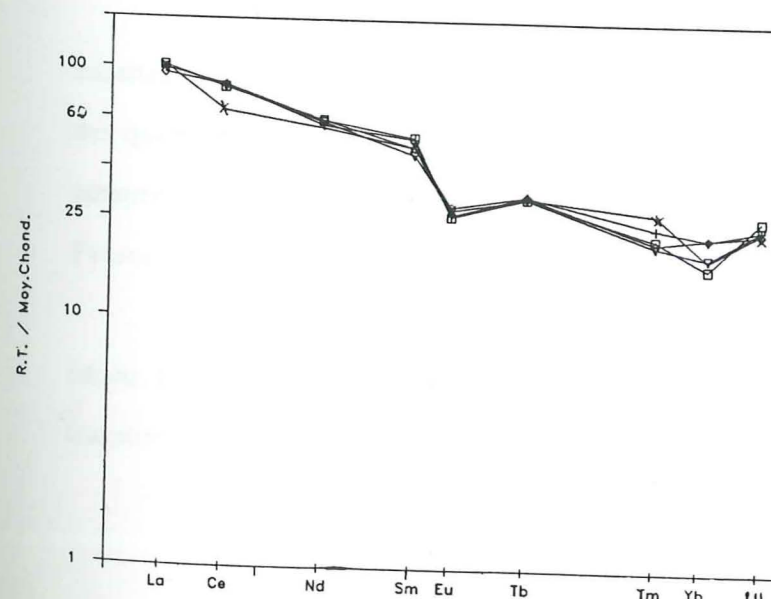
On peut rappeler que l'ensemble des analyses chimiques des quartz-dolérites proviennent du chapelet de filons, qui se suit en quasi-continuité entre le Vallon des Étages et La Muzelle, ainsi que du grand filon oriental (Fifre-Momie) et du filon du Combeynot (éch.C2-82, Costarella, 1987).

Si l'on ne retient que les compositions des éléments non modifiées par le métamorphisme (donc en excluant Mg, Ca, K, éventuellement Rb, Sr moins variables), le chimisme des quartz-dolérites apparaît extrêmement homogène. Le tableau 26 et les figures 89 a, b, c témoignent d'étroites similitudes de composition en Y, Nb, Th, Hf, Ta et T.R. de l'ensemble des échantillons de quartz-dolérites. Seuls persistent des écarts sensibles en Fe, Ti et Zr, qui s'établissent entre la bordure et le coeur des filons de roche saine (Étages) et apparaissent liés à l'évolution chimique in situ du magma (cf infra).

Ces données chimiques tendent à confirmer la présence d'un seul grand filon ancien entre le Vallon des Étages et l'accident du Lac de La Muzelle (cf. carte chap. précédent et annexe II-D). Elles tendent également à montrer que le filon oriental du Fifre (9 km, fle St-Christophe) serait un segment isolé d'un unique grand filon ancien affleurant du glacier de La Momie (extrémité orientale du filon du Fifre) à la Muzelle. Ce grand filon affleure donc



□ 4": GL.NOIR (Fifre) + N2a: ETAGES ◊ S13a: LAVEY
 △ U7c: LANCHATRA × V7c: MARIANDE ▽ U11a: MUZELLE



FIGURES 89 A, B, C - COMPOSITIONS CHIMIQUES DES QUARTZ-DOLÉRITES. (Grand filon du M.E.P.).

Analyses de 6 échantillons : grand filon oriental du Fifre, (éch.4"), prélèvement Aumaitre & al., 1973; analyse des traces et T.R. ce travail) et 5 échantillons du grand filon 'Vallon des Étages - Muzelle', ce travail, cf. localisation carte annexe II-D.

Ces diagrammes montrent des compositions identiques en éléments inertes de ces deux grands filons alignés confirmant qu'ils appartiennent à un seul grand dyke ancien traversant le MEP depuis le glacier de La Momie (bordure E fle St-Christophe/O.) à l'accident de La Muzelle (bordure E fle. La Mure). L'altération associée à la schistosité régionale alpine se traduit par un gain en MgO, K₂O, et Rb et un lessivage de CaO (cf fig.86 à 88), (normalisat. aux chondrites Tompson & al., 1982).

vraisemblablement entre les segments du Fifre et Étages-Muzelle, soit au total sur plus de 25 km, selon une direction générale ENE-WSW.

Par ailleurs, la composition pétrographique et chimique (notamment la distribution quasi-identique des T.R.; Tab.26), mais aussi la structure du filon de quartz-dolérite du Combeynot semblables aux puissant filon du Fifre, suggèrent que ce filon N-S est un autre segment du même grand filon ancien, déplacé vers le N par la tectonique alpine :

1 - les similitudes de concentrations en éléments inertes du filon du Combeynot et des autres filons de quartz-dolérites, apparaissent, en effet, suffisamment étroites pour suggérer qu'ils ont été formés par la même venue magmatique. Ces données montrent qu'ils ne sont pas simplement cogenétiques, - *(comme peuvent l'être les différents filons de dolérites à ilménite du secteur Olan-Fond-Turbat, dont les spectres de T.R. et d'éléments incompatibles sont parallèles mais non identiques Tab. 24)* - mais comagmatiques.

2 - Les travaux structuraux et paléomagnétiques de Westphal 1973, ont suggéré le déplacement vers le N et la réorientation du massif du Combeynot.

Le filon de quartz-dolérite du Combeynot pourrait, par conséquent, représenter l'ancien prolongement vers l'E du grand filon Fifre-Momie.

Nous avons constaté que les segments filoniens importants de quartz-dolérite orientés N130 à N170 (Lavey r.g., Étages r.d., notamment) sont tous profondément déformés et recristallisés; alors que les segments E-W (N90 à N110) sont peu affectés. Le filon N-S très recristallisé du Combeynot s'intègre donc assez bien à cette relation orientation/déformation des filons de quartz-dolérite, à l'échelle du M.E.P.

VI - CARACTÉRISATION MAGMATIQUE DES DOLÉRITES A ILMÉNITE ET DES QUARTZ - DOLÉRITES

Les compositions chimiques en éléments majeurs (outre CaO, cf plus avant) et en éléments en traces mobiles des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites les mieux préservées paraissent suffisamment stables pour permettre la caractérisation des magmas et leur comparaison avec des basaltes d'autres domaines.

A - Affinité magmatique

a - composition du pyroxène (Leterrier & al., 1982, fig. 90)

Le report de l'ensemble des analyses de pyroxène disponibles des roches de la lignée dolérito-spilitique (filons + coulées, Buffet, 1984; ce travail), (2) des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites (Tab. 21,22, chap.précéd.) dans le diagramme Ti versus Ca+Na (Leterrier & al., 1982; fig. 90), permet de distinguer d'une part les pyroxènes du cortège dolérito-spilitique associés à ceux des basaltes alcalins; et d'autre part, ceux des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites d'affinité tholeiitique.

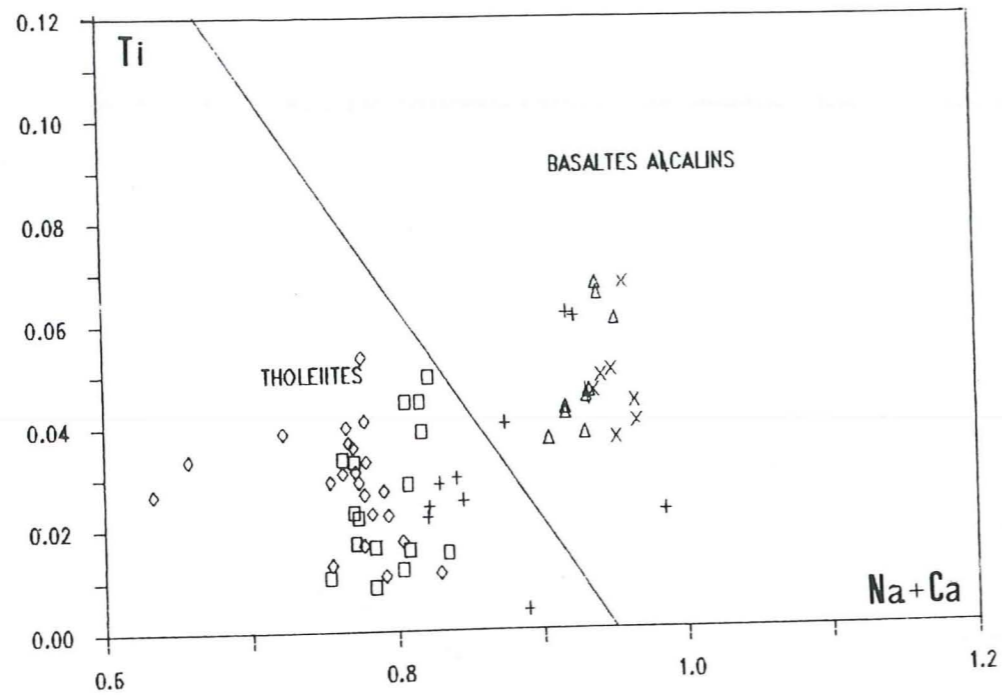
b - rapports entre éléments de transition (Nb, Zr, Y, Ti)

Les diagrammes de détermination de l'affinité magmatique des basaltes utilisant certains éléments de transition (Y, Zr, Nb, Ti) se révèlent également discriminants :

- les rapports Y/Zr, Y/Ti, Y/Nb élevés des dolérites à ilménite associent ces roches aux basaltes tholeiitiques continentaux (fig. 91 à 93). Nous avons également reporté les compositions des quartz-dolérites, puisque ces roches, plus différenciées, présentent néanmoins des compositions en Ti et Zr qui les associent aux roches basaltiques, selon les critères retenus par Pearce (1982); (J.A. Pearce, com. pers.).

- on remarque aussi, que les rapports en ces éléments des roches dolérito-spilitiques (amas, filons et coulées) les associent non aux basaltes alcalins s.s., mais plutôt aux basaltes transitionnels (fig. 92).

DIAGRAMME DE DISCRIMINATION DES CPX, LETERRIER ET COL., 1981.



□ ILM-DOL.(T1c, Olan) + DOL.OPH.:CPX,OL,HB ◇ QTZ-DOL.(S16a,U11a)
 △ FIL.+ AMAS DU SIRAC × SPIL.COULÉES<HÉTTANG.

Figure 90 - Compositions en Ti et Na+Ca des pyroxènes de la lignée dolérito-spilitique (dol. ooh. à Cpx+Ol+Hb (anal. B. Azambre p. ce travail). dolér. du Sirac et des coulées (sources Buffet, 1984); dol. à ilm. et Qtz-dol. ce travail. Formule struct. pour 4 oxyg.

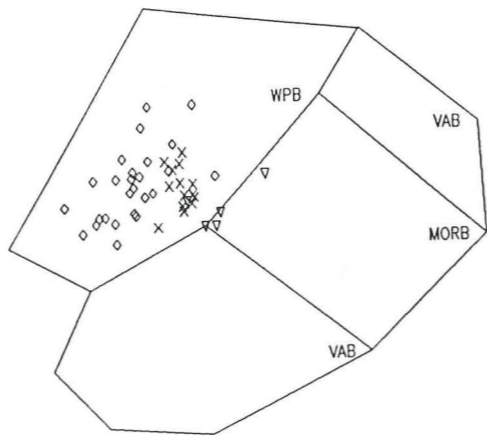
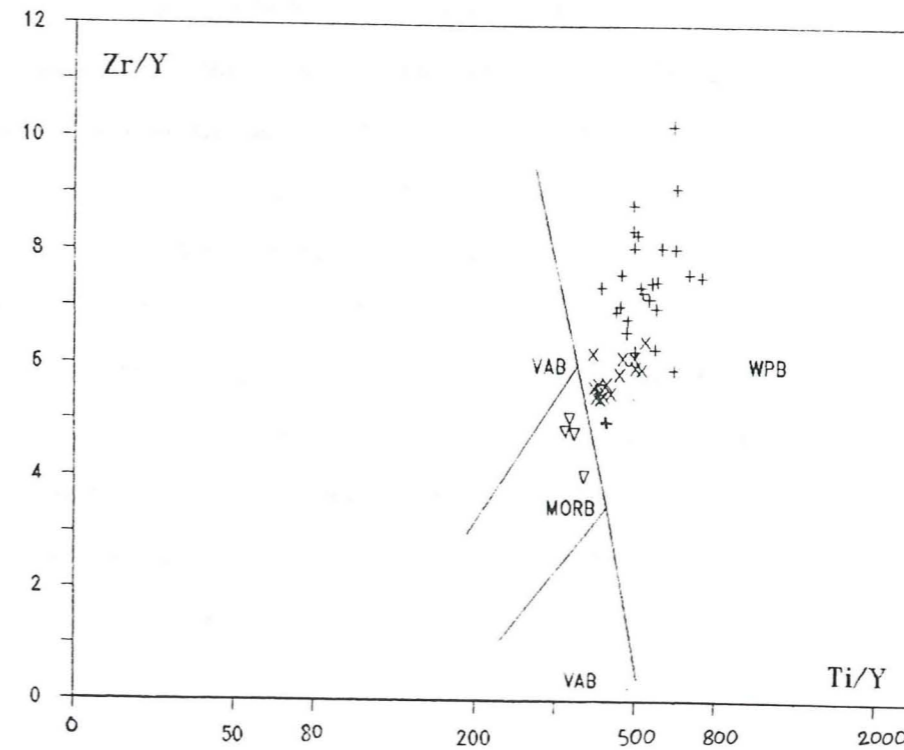
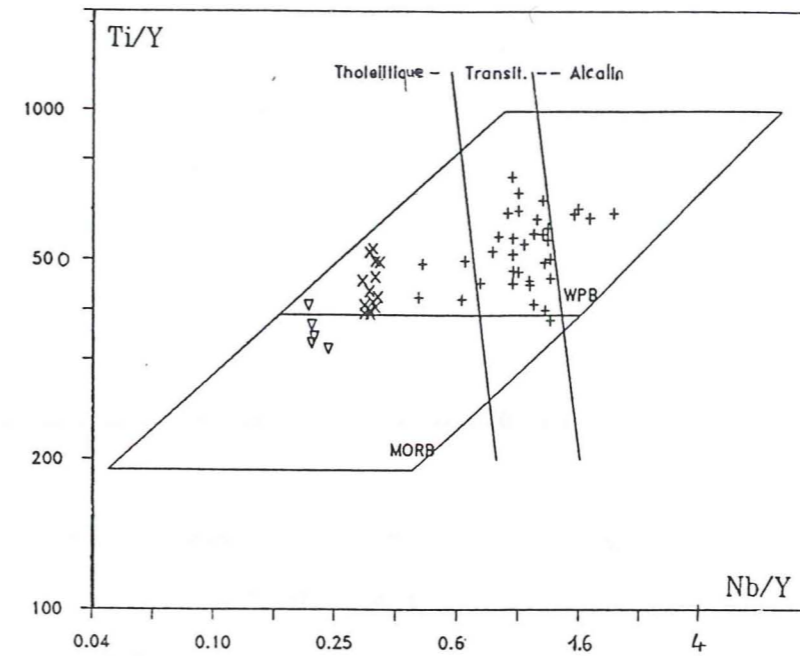
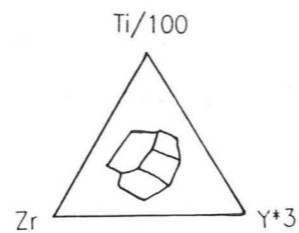


Figure 91 - compositions en Ti, Zr, Y des roches de la lignée dolérito-spilitique (filons et coulées: losanges); des dol. à ilménite (triangles inversés) des quartz-dolérites (croix)

◇ DOLÉR. CPX, CPX+Hb, HB & SPILITES × QUARTZ-DOLÉRITES
 ▽ ILM -DOLÉRITES



+ DOLÉR.-SPILITES ▽ ILM -DOLÉRITES × QUARTZ-DOLÉRITES

Figure 92 - Diagramme de discrimination des basaltes anorogéniques (Pearce, 1982). Les croix droites représentent les roches du cortège dolérito-spilitique: amas, filons et coulées spilitiques. Croix inclinées: quartz-dolérites; triangles inversés: dolérites à ilménite.
 Figure 93 - Diagramme de discriminations des laves basiques (Pearce & Norry, 1978). Mêmes symboles que la figure précédente. VAB: basaltes d'arc, WPB: basaltes intracontinentaux.

B - Comparaison avec les roches du cortège dolérito-spilitique

L'intervalle des compositions en SiO₂ des dolérites à cpx, cpx+hb, amphibole seule et des spilites filoniens (annexe II-B) est relativement étendu (SiO₂% = 42 à 51%) mais selon Buffet (1984) 80% des faciès analysés de ce cortège ont des teneurs comprises entre 45 et 47% (moyenne SiO₂ = 46.33%).

Par rapport à ces roches, les dolérites à ilménite (SiO₂ = 48 +/- 1%) et les quartz-dolérites (SiO₂ = 51.5 +/- 2%) apparaissent plus différenciées. Cependant la dispersion des valeurs de SiO₂ dans le cortège dolérito-spilitique permet des comparaisons à SiO₂ constant.

A teneurs semblables en SiO₂ (+/- 1%) :

- les teneurs en Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O et P₂O₅ des dolérites à ilménite peu recristallisées (cf ci-avant "compositions originelles probables pour les éléments mobiles") sont voisines de celles des roches dolérito-spilitiques (comparer Tab. 24 & 20), cependant, les teneurs en MgO sont plus faibles (6% versus 8.5%) et celles du TiO₂ plus élevées (2.8% versus 2.1%). Ceci apparaît, en particulier, en comparant les filons N-S (dolérito-spilitiques) et E-W (dolérites à ilménite) du secteur Olan-Fond-Turbat (roches saines seulement : éch. T7a, T11a d'une part, T10, T1, M3a d'autre part).

- les quartz-dolérites peuvent être comparées aux termes les plus différenciés du cortège dolérito-spilitique telles les dolérites à cpx+Hb de l'amas PN94 du Gouiran (Aumaître & al, 1973, éch. PN94e, Tab. 20, chap.préc.) : pour SiO₂ = 51%, les compositions en fer sont comparables. En revanche, les quartz-dolérites sont moins alumineuses (Al₂O₃ : 14.5 pour 16.5%), moins magnésiennes (MgO : 3.5 pour 4.5%) et surtout sensiblement plus titanées (TiO₂ : 3.65 pour 2.2%). Les concentrations en Zr et Y sont plus élevées (300 et 50 ppm pour 221 et 25 ppm) et celles de Nb plus faibles (16 pour 33 ppm).

Les compositions de certains éléments en traces se révèlent distinctes quelle que soit la teneur en SiO₂ :

- les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites se distinguent des roches dolérito-spilitiques par des concentrations en Y respectivement supérieures à 39 ppm et inférieures à 33 ppm (Y = 39 à 57 ppm dans les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites pour 17 à 33 ppm dans les dolérites-spilites).

- les teneurs en Nb des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites sont comprises entre 8 et 18 ppm, celles des roches dolérito-spilitiques entre 14 et 43 ppm à l'exception des dolérites à olivine de La Chaup (8 ppm, éch. H14, H8).

- les concentrations en Zr sont plus élevées dans les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites : 200 à 320 ppm pour moins de 200 ppm dans les roches dolérito-spilitiques, hormis les spilites où elles atteignent 280 ppm.

C - Comparaisons avec les basaltes anorogéniques

C1 - Problème de nomenclature des dolérites à ilménite et comparaison avec les roches types

Si l'on reporte les compositions en alcalins et en silice de ces roches dans le diagramme de nomenclature des roches volcaniques de Le Bas & al. (1986), celles-ci correspondent à des basaltes alcalins ou à des trachybasaltes sodiques de type hawaïtes; roches magmatiques des lignées alcalines (Irvin & al., 1971). Elles s'apparentent sensiblement à la moyenne des hawaïtes (Le Maître, 1976), notamment par les teneurs en éléments peu mobiles tels que Si, Ti, Fe, P (Tab. 24). On constate en particulier, des valeurs comparables en éléments mobiles (CaO, MgO, K₂O et Na₂O) pour les dolérites à ilménite les plus saines (éch. T1c, M3a) et les hawaïtes.

Les dolérites à ilménite diffèrent des basaltes alcalins à olivine typiques par des teneurs plus élevées en silice (SiO₂ : 48% vs 46.5%) moindres en magnésium (MgO : 6% versus 9.4%) et en alumine (Al₂O₃ : 13.5-15% versus 14.7-16.7%), comparables en fer et plus élevées en titane (TiO₂ : 2.9 vs 2.28) et en phosphore (P₂O₅ : 0.4% vs 0.28%), (Tab. 24). Cependant le pyroxène présente des compositions typiquement tholéïtiques. De plus, les quartz dolérites qui dérivent manifestement de la même source et leur sont très probablement associées par fractionnement présentent les indices indubitables de la sursaturation du magma en quartz ((cf ci-avant photo n°15 & 16), témoins de leur caractère subalcalin. (cf infra C3 : basaltes des plateaux).

C2 - Les dolérites tholéïtiques de la marge continentale atlantique

Les dolérites à ilménite diffèrent des dolérites tholéïtiques continentales associées à l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque (Tab. 27: "ophites" des Pyrénées - Azambre & al., 1981; 1987 -, dolérites du Maroc - Bertrand & al., 1982) par des teneurs plus élevées en TiO₂

(2.6 à 4% pour 1 à 2%), en fer total (Fe₂O₃t= 12 à 15% pour 8.5 à 10%) en alcalins (Na₂O+K₂O= 3.5% versus 2%) et en P₂O₅ (0.20% versus 0.5%).

Les dolérites à ilménite sont plus riches en MgO (7.5% pour 3.7% avec SiO₂=51%). Leurs concentrations en éléments incompatibles sont également bien supérieures : avec SiO₂ < 51%, Zr= 153 à 288 pour 80 à 102 ppm; Y= 39 à 57 pour 21 à 24 ppm; Th= 2.2 à 2.7 pour 1.1 à 1.5 ppm; La= 11.2 à 18 pour 8 à 19 ppm; Ce= 17 à 40 ppm, à l'exception de Ta et Nb, comparables : Ta=0.5-1 ppm; Nb= 6-16 ppm.

Les quartz-dolérites peu recristallisées ont des compositions en SiO₂, Al₂O₃, FeO, Na₂O assez semblables à celles des dolérites tholéiitiques jurassiques de la marge de Guinée (Bertrand & al., 1989) mais sont sensiblement plus titanifères (TiO₂= 3.2 à 3.9%, pour 0.82 à 0.96%), plus potassiques (K₂O=1.8 à 3.8 pour 0.8 à 1.3%) plus riches en phosphore (P₂O₅=0.27 à 0.45 pour 0.18 à 0.30%), moins magnésiennes (MgO=3 à 4% pour 7.9 à 7%) et moins calciques (CaO=6 à 7.6 pour 9.7 à 10.7%).

C3 - Les basaltes des "plateaux", (Tab. 27)

Les quartz-dolérites s'apparentent aux tholéiites s.s. telles qu'elles sont définies par Irvine & Baragar, 1971 (Tab. 27). Ce type provient des séries de plateau de Columbia River (N-E des USA, série de Yakima).

Des travaux plus récents montrent que les dolérites tholéiitiques à quartz et les tholéiites à olivine, sont représentées dans les séries basaltiques dites des "plateaux" qui forment les entablements basaltiques ainsi que des dykes également très importants (plusieurs dizaines à plusieurs centaines de km : dikes de "diabases" des auteurs) et des sills associés à la fissuration des continents (i.e. "Moine Thrust" en G.B., Thompson & al., 1982).

Nos deux types de dolérites s'apparentent sensiblement à ce type de volcanisme tholéiitique, on peut citer par exemple :

1- les sills et coulées de la région basaltique tertiaire des Hébrides (Mull et Skye, Écosse; Morrison, 1978; Thompson & al., 1982, 1986),

2 - les filons, sills et coulées d'âge protérozoïque de la région des Northwest Territories associées à l'intrusion de Muskox (Dostal & al., 1982).

3 - certaines formations du Karoo (Afrique du S, in Carmichael, 1974) et de Columbia River (N-E des USA; Wright, 1973; Hooper, 1984).

A l'image des dolérites du MEP, ces basaltes sont très ferrifères (Fe₂O₃= 10 à 15%), très

TABEAU 27 THOLEIITES CONTINENTALES, COMPARAISON AVEC LES DOLETERITES THOLEIITIQUES DU MEP

MEP	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	Moy. dol. ilm.	Moy. Qtz-Dol. Group	Moy. Columbia Riv. Group	Moy. Province Hébrides Mull	Moy. West.Terr. Coppermine River	Moy. Karoo	Moy. Guinée	Moy. Maroc	Moy. Pyrénées	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54	Moy. N°54
Éch.	n=3	n=7	n=1	n=15	MS193	MS196	29-69	718	N°54	1089	1010	N°2						
SiO ₂	48.41	52.53	53.8	51.38	47.65	56.31	48.6	55.35	52.41	53.4	51.06	49.45						
Al ₂ O ₃	14.85	14.48	13.9	14.22	15.05	13.92	12.57	12.14	12.23	16.15	14.84	14.82						
Fe ₂ O ₃ t	12.28	11.93	12.83	15.39	12.15	12.06	15.77	12.68	17.68	9.57	10.22	11.67						
MnO	0.19	0.18	0.2	0.22	0.2	0.18	0.25	0.18	0.26	0.17	0.19	0.14						
MgO	6.23	4.68	4.1	4.47	7.34	2.98	5.74	2.72	2.62	7.91	8.17	7.43						
CaO	7.88	4.74	7.9	8.34	11.82	6.54	9.9	4.58	8.48	10.49	12.25	11.47						
Na ₂ O	2.89	2.99	3	2.77	2.3	2.72	2.12	1.55	2.01	1.74	1.69	2.15						
K ₂ O	1.55	3.06	1.5	1.09	0.54	1.95	0.65	3.44	0.85	0.44	0.49	0.43						
P ₂ O ₅	0.47	0.30	0.4	0.38	0.18	0.22	0.37	0.43	0.23	0.18	0.16	0.29						
TiO ₂	2.75	3.65	2	2.96	1.71	1.58	3.05	2.40	0.92	0.82	1.06	1.08						
LOI	4.13	2.24	-	-	0.93	1.18	0.83	3.71	0.14	0.3	0.26	0.66						
	101.61	100.79	99.63	101.22	99.87	99.64	99.85	99.18	97.83	101.17	100.39	99.59						
Sr	189.00	221.33	-	262	276	203	13	225	-	168	185	-						
Rb	85.67	96.83	-	22	16	74	18	39	-	161	14	-						
Y	45.00	49.50	-	47	35	48	39	50	-	20	24	-						
Zr	214.67	282.17	-	256	121	206	219	268	-	78	74	-						
Nb	10.00	16.17	-	-	8	10	16	17	-	9	6.9	-						
La	14.66	32.88	-	21.8	11.5	29.2	16	34.30	-	11.88	6.79	-						
Ce	37.86	71.38	-	52.7	24.6	67	43	79.10	-	33.63	15.5	-						
Sm	6.66	9.31	-	8.3	4.9	7.2	-	9.55	-	3.17	2.55	-						
Eu	1.98	1.86	-	2.55	1.62	1.99	-	2.72	-	0.77	0.91	-						
Tb	0.99	1.45	-	1.11	6.6	1.13	-	1.47	-	-	0.49	-						
Yb	4.51	4.04	-	4.7	0.85	4.38	-	4.12	-	-	1.7	-						
Lu	0.82	0.80	-	0.77	2.91	0.76	-	0.66	-	0.26	0.31	-						
Th	2.61	9.79	-	4.5	0.54	8.6	-	6.70	-	-	1.2	-						
Hf	4.97	7.02	-	7	2.1	5.8	-	7.60	-	-	1.9	-						
Sc	39.72	34.55	-	38.4	3.3	-	-	23.30	-	-	37	-						
Ta	0.53	0.95	-	2	0.37	0.71	-	-	-	-	0.3	-						

1 analyses détaillées tab. 6, 7

2 tholéiite type selon Irvin et Baragar, 1971. série de Yakima

3 série de Imnaha. Hooper & al., 1984 moy. de 15éch. N°AB-7

4 dolérites du Mull Plateau Group; MS193: série de Staffa, in Carmichael, 1974.

éch. MS196 sill de Loch Scridain, in Thompson & al., 1986

N.B.: on rappelle que les teneurs élevées en Rb et K des dolérites du MEP sont en partie engendrées par les recristallisations métamorph (cf. fig. 1).

5 éch. 29-69: Série de Husky Creek; 718: sill. In Dostal & al., 1982

6 dyke de ferro-diabase, intrus. New Amalfi, Karroo, Walker & al., 1969

in Carmichael, 1974.

7 intrusion doléritique Jurassique Bertrand & al., 1989

8 dyke, Lias de l'Anti-Atlas, Bertrand & al., 1982

9 "ophite" du Trias Pyrénéen, sondage de Auch. Azambre & al., 1981

peu magnésiens ($MgO=3$ à 4%), riches en P_2O_5 et éléments très incompatibles (Th, La, Ce, Rb, Ba) ainsi qu'en potassium ($K_2O : 1.13$ et 1.95% pour $SiO_2 : 52$ et 56%). Leurs teneurs en titane sont également élevées, mais restent, dans la plupart des cas, inférieures à celles du MEP ($TiO_2:1.5$ à 2.5% , sauf par exemple dans la série de Yakima-Ellenburg à Columbia River ($TiO_2=3.2\%$, $SiO_2=50\%$) et dans les laves de Coppermine River - (Tab. 27).

* spectres d'éléments incompatibles

L'affinité chimique entre les quartz-dolérites du MEP et les tholeiites des Hébrides (Mull, Skye) et de Columbia River (série de Imnaha), s'observe sur la **figure 96** par d'étroites similitudes de comportement des éléments incompatibles après normalisations aux valeurs chondritiques. Ces spectres se caractérisent (i) par une anomalie négative en Nb et Ta par rapport à Th, La, Ce (Bertrand & al., 1989), (ii) une anomalie négative en Sr et (iii) l'absence d'anomalie en Ti. Ces caractères chimiques, en partie voisins de ceux des roches calco-alcalines basiques ont valu à ce type de roche l'appellation de "tholeiite andésite" (Thompson, 1986) ou d'"andésite anorogénique" (Gill, 1981).

La **figure 94** sur laquelle sont représentés les spectres étendus normalisés aux chondrites des dolérites à ilménites et des quartz-dolérites témoignent des fortes similitudes de distribution entre ces deux types de roches. En considérant le comportement incompatible de ces éléments, ces spectres témoignent de l'identité de source solide entre dolérites à ilménite et quartz-dolérites. Ces distributions, sont, en particulier, bien distinctes de celles des roches dolérito-spilitiques.

* spectres des Terres Rares

Les spectres normalisés aux chondrites de 3 dolérites à ilménite et de la moyenne des quartz-dolérites sont présentés sur la **figure 96**. Les dolérites à ilménite présentent des spectres parallèles et des rapports La/Yb compris entre 2.48 (M1) et 4.61 (T1c) comparables aux MORB de type P ("plume MORB" des points chauds) ainsi que des T.R. lourdes peu fractionnées (M1, T10a). Le spectre de l'échantillon M1 présente un enrichissement supérieur à la P-MORB (Sun & al., 1979) mais, l'anomalie négative en Eu suggère qu'il s'agit d'un faciès plus fractionné.

Les spectres des quartz-dolérites ne sont pas parallèles à ceux des dolérites à ilménite mais sont davantage enrichis en T.R. légères, avec des rapports La/Yb compris entre 6.5 et 10.2 et des T.R. lourdes parfois plus fractionnées. Des spectres identiques s'observent dans les

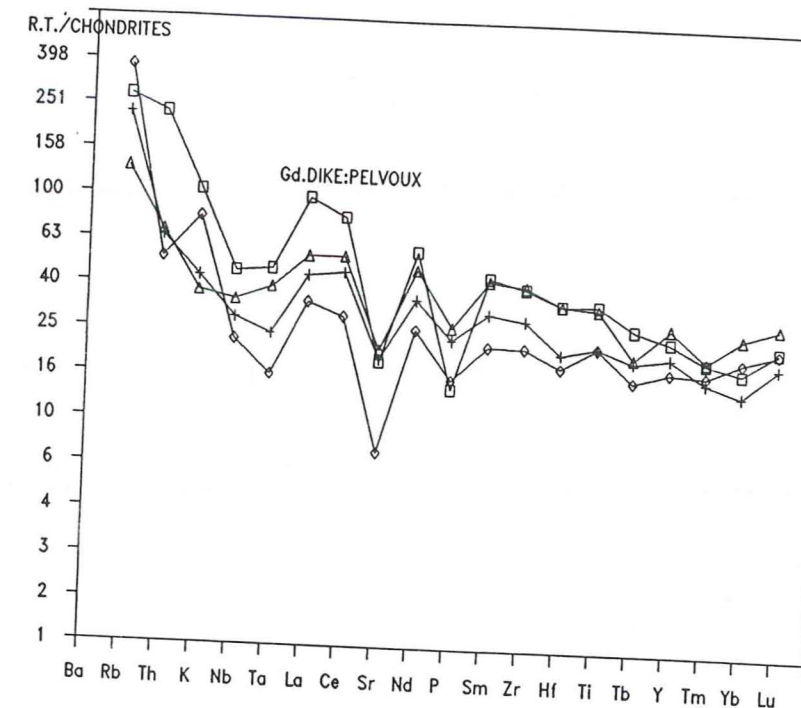


Fig.94: spectres étendus d'éléments incompatibles normalisés aux chondrites, (facteur de normalisation Thomson, 1982)

□ : moyenne des quartz-dolérites
 Δ T10a + T1b ◇ M1 : dolérites à ilménite

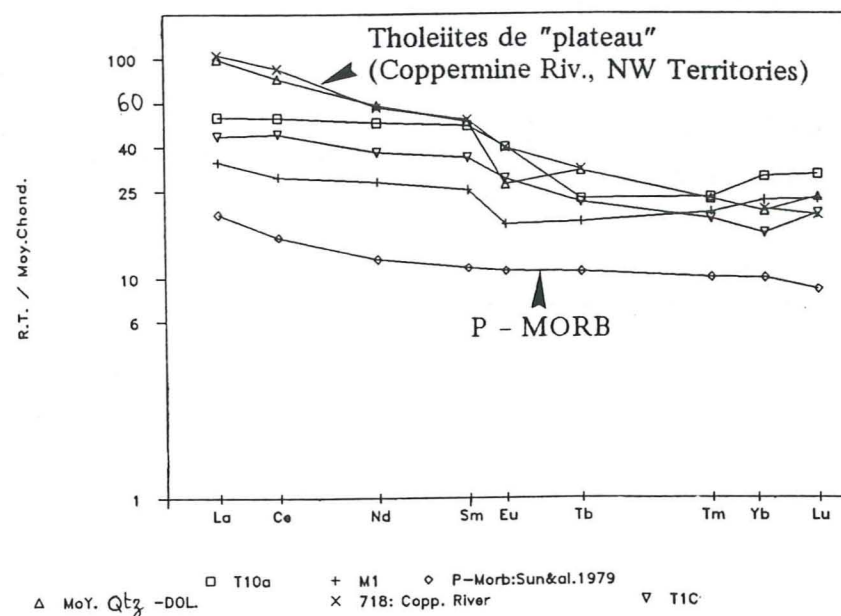
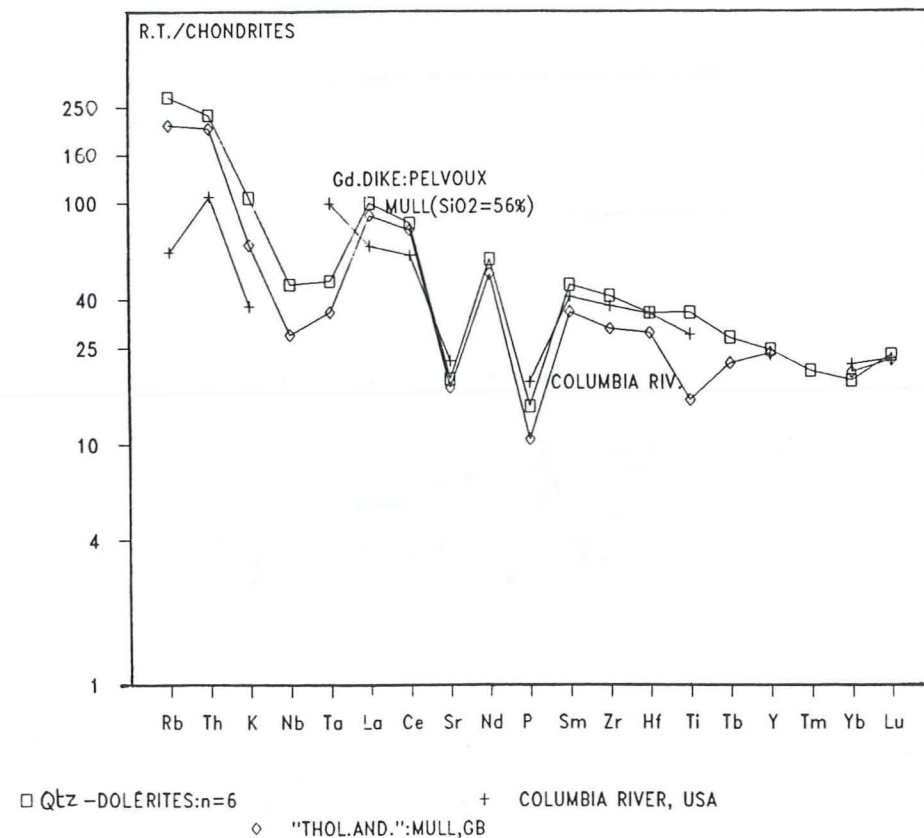


Figure 95 - Spectres étendus d'éléments incompatibles normalisés aux chondrites (normalisation Thompson, 1982). comparaison des quartz-dolérites avec une 'tholeiite andésite' de Mull (Écosse; Thompson, 1986) et de Columbia River (Hoover, 1984), cf compositions chimiques Tab.27

Figure 96 - Spectres des T.R. des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites (moyenne). Comparaison avec les tholeiites de ride océanique du type T à P (Sun & al., 1979, éch.482/2) et une tholeiite continentale dites des 'plateaux' de Coppermine River, Northwest Territories', éch. 718 Dostal & al., 1983, cf anal. Tab.27.

tholéiites des Northwest Territories (Dostal & al., 1983) (par. ex. éch.718; Tab. 27, fig. 96). Selon ces auteurs, ils sont typiques des tholéiites continentales par référence au standard BCR-1 (in Hermann, 1970).

VII - DISCUSSION PÉTROGÉNÉTIQUE

Nous décrivons tout d'abord le comportement des éléments chimiques (A) puis l'on discute des processus d'enrichissement possibles pour ces éléments (B, C).

A - Comportement des éléments majeurs et en traces

a - diagrammes A-F-M et de Al-F-M

Nous avons reporté dans les diagrammes Al-F-M et Al-F-M (fig.97), les échantillons les plus sains du cortège dolérito-spilitique (y compris des spilites non métamorphisées, p.ex. Aiguille Fourchée) et les dolérites tholéiitiques saines. Les compositions en FeO et Fe2O3 (paramètre F) ont été recalculées avec $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.15$. On observe une évolution continue des dolérites à cpx, cpx+hb, hb, vers les spilites et une évolution indépendante des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites.

Ces deux évolutions sont caractérisées par un enrichissement en fer peu marqué pour le cortège dolérito-spilitique et très important pour les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites. Dans l'un et l'autre diagramme, ces compositions sont caractéristiques des magmas tholéiitiques (Irvin & al., 1971; Dostal & al., 1982; Besson & al., 1974).

b - Comportement de Ti en fonction de FeO/MgO et de Fe+Mn/Fe+Mn+Mg

L'enrichissement relatif en fer s'accompagne aussi d'un enrichissement en titane, comme en témoigne le diagramme TiO2 versus FeO/MgO (fig.97). On observe un comportement parallèle du titane dans les deux groupes de roches.

Ce comportement du titane, montrant une corrélation avec FeO/MgO (ou inverse avec Mg/Mg+Fe) est caractéristique des séries basaltiques tholéiitiques (Baragar, 1969; Miyashiro, 1973; Carmichael, 1974; Dostal & al., 1982).

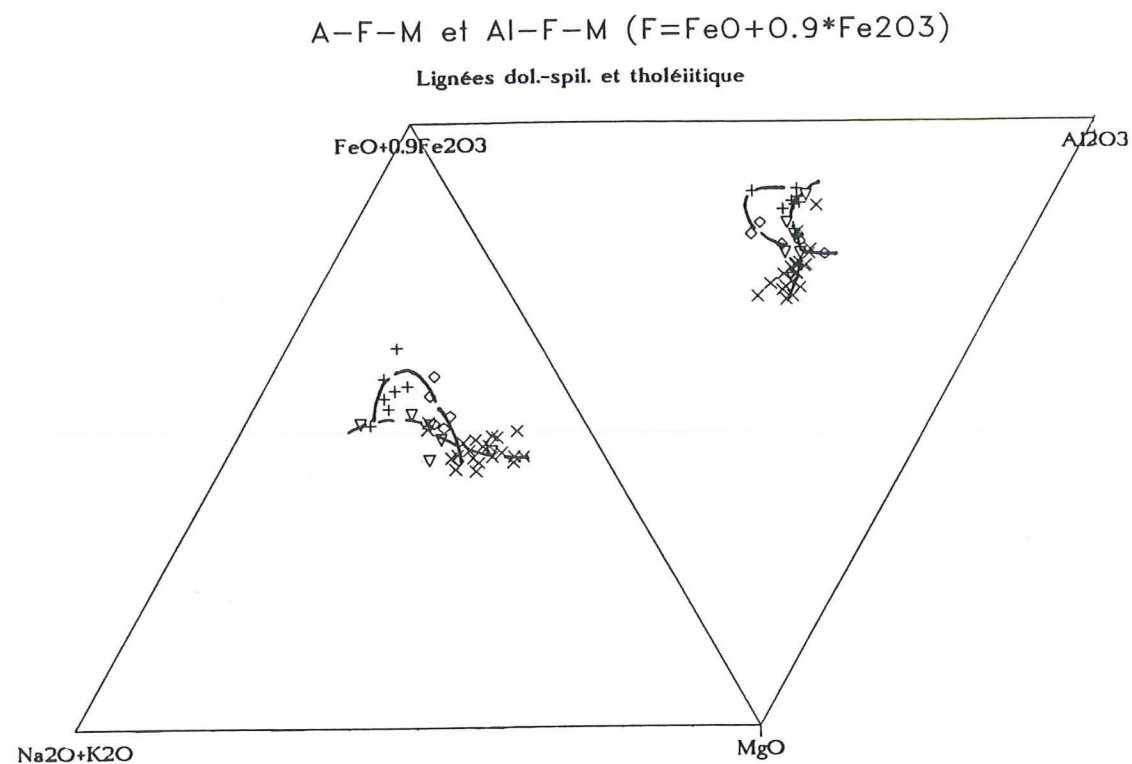


Figure 97 - Diagrammes Al-F-M et Al-F-M pour les filons et coulées du cortège dolérito-spilitique, les dolérites à ilménite, les quartz-dolérites. FeO recalculé $\text{Fe}^{3+} = 0.15 \text{Fe}^{2+}$
 × Dolér. à cpx, cpx+amph., amph.
 ▽ "Spilites" (filons)
 ◇ Dolér. à ilm.
 + Qtz-dolérites

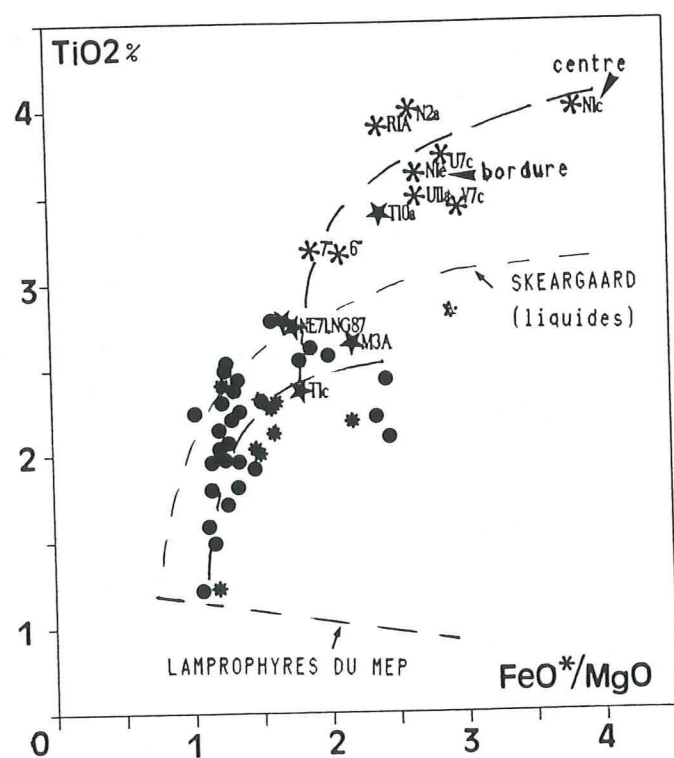


Figure 98 - Diagramme TiO_2 versus FeO^*/MgO .
 ● dolérites à cpx, dolér. à cpx + amph., dol. à amph.
 * "spilites" filons et coulées anté-Hettangien
 ◇ Dolér. à ilménite
 * Quartz-dolérites
 "bordure" et "centre" concernent la coupe du filon de quartz-dolérite du Vallon des Étages (éch. Ni1e, Ni1c)

c - Comportement de Ti, Fe, Mg, Ca dans le clinopyroxène

L'indépendance des deux groupes de magmas ou lignées magmatiques est également mis en évidence par le comportement contrasté de Ti, Fe, Mg et Ca dans le pyroxène :

1 - Le diagramme TiO_2 versus $\text{Fe}+\text{Mn}/\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}$ (fig. 100), permet de visualiser simultanément le comportement de Ti et de $\text{Fe}+\text{Mn}/\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}$ dans les R.T. et dans l'augite : on observe d'une part, un accroissement simultané des teneurs en titane dans l'augite et dans les R.T. de la lignée dolérito-spilitique, et d'autre part, une baisse de Ti et un enrichissement en fer dans l'augite des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites, avec l'accroissement des teneurs en Ti et Fe dans les R.T.

2 - Dans le diagramme des pyroxènes de Poldervaart & Hess (fig. 99) on distingue une évolution indépendante des compositions de l'augite des deux groupes de roches :

- un enrichissement relatif en fer et une baisse du calcium pour l'augite des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites, caractéristiques des évolutions tholéitiques (Azambre & al., 1981; Bertrand, 1989; Carmichael, 1974);

- alors que les augites des dolérites à cpx, à cpx+hb et des coulées présentent un enrichissement relatif en CaO. Cette évolution s'effectue progressivement des dolérites ophitiques vers les coulées. Elle apparaît caractéristique des lignées alcalines (fig. 99) : on l'observe notamment, (i) dans les laves alcalines crétaées de Guinée (Bertrand & al., 1988); (ii) et dans les basaltes alcalins triasiques des Corbières (Azambre & al., 1981).

d - comportement des éléments incompatibles

d1 - comportement de Y, Zr, Nb, Ti

Les diagrammes Y vs Zr, Ti vs Zr et Nb vs Zr (fig. 102 a,b,c) montrent des rapports distincts entre ces éléments, au sein des deux groupes de magmas, ainsi que des variations continues des concentrations au sein de chaque groupe :

1 - l'évolution des roches dolérito-spilitiques s'établit entre les dolérites à cpx+hb, les dolérites à amphibole seule et les spilites filoniens et effusifs,

2 - celle des dolérites tholéitiques s'établit entre les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites.

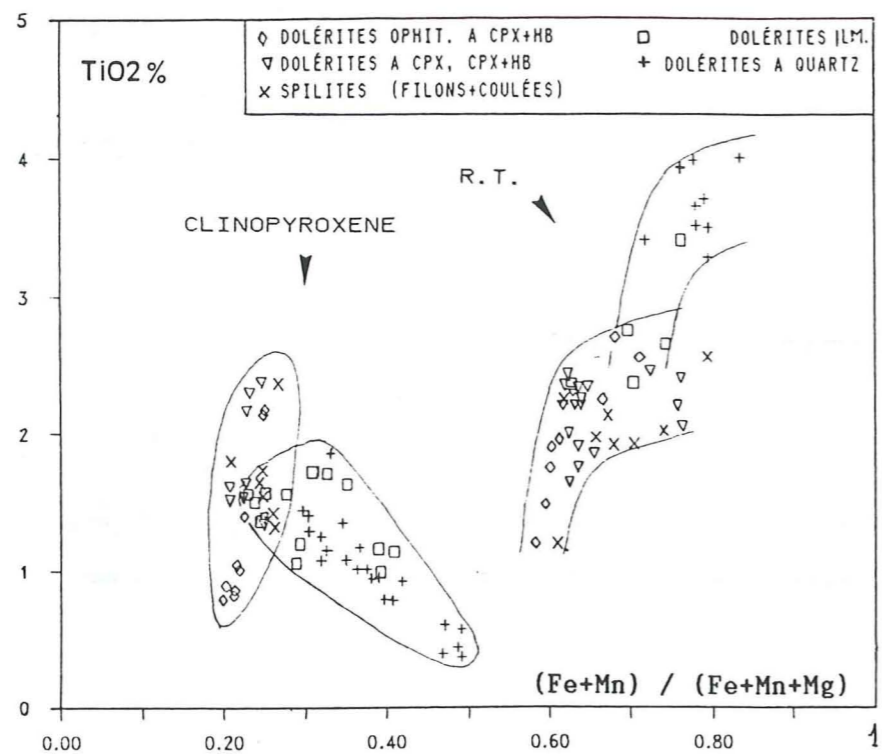
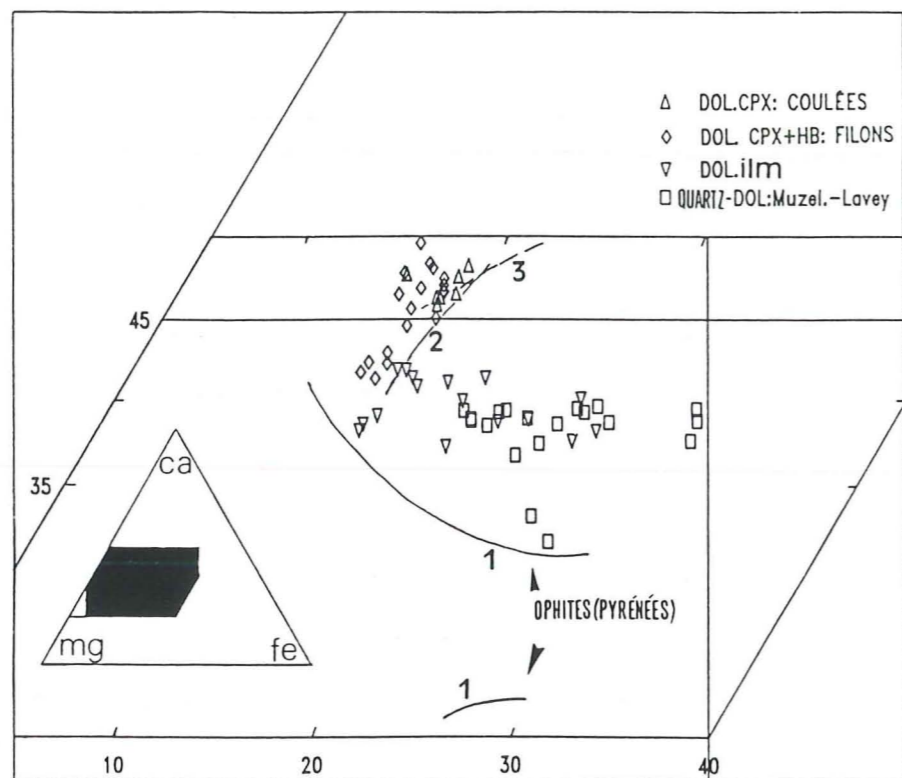


Figure 99 - Rapports Ca/Mg/Fe des clinopyroxènes des dolérites et coulées spilitiques du MEP. On distingue un enrichissement relatif en Ca pour les filons et coulées de la lignée dolérito-spilitique et un enrichissement en fer pour les dolérites ilménite et les quartz-dolérites. 1: pyroxènes des "ophites" des Pyrénées (Azambre & al., 1981) 2: lignée alcaline des Corbières (Azambre & al., 1981); 3: alcalin, marge de Guinée (Bertrand & al., 1988)
 Figure 100 - Diagramme Ti versus $(Fe+Mn) / (Fe+Mn+Mg)$ des pyroxènes et des roches totales des lignées dolérito-spilitiques et tholéitiques (dolérites à ilménite; quartz-dolérites) du MEP.

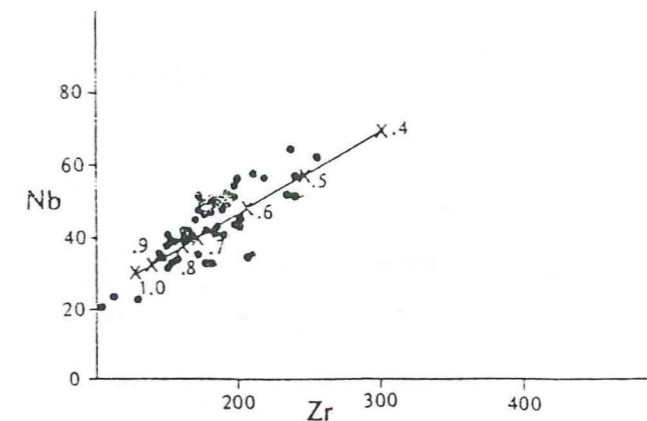
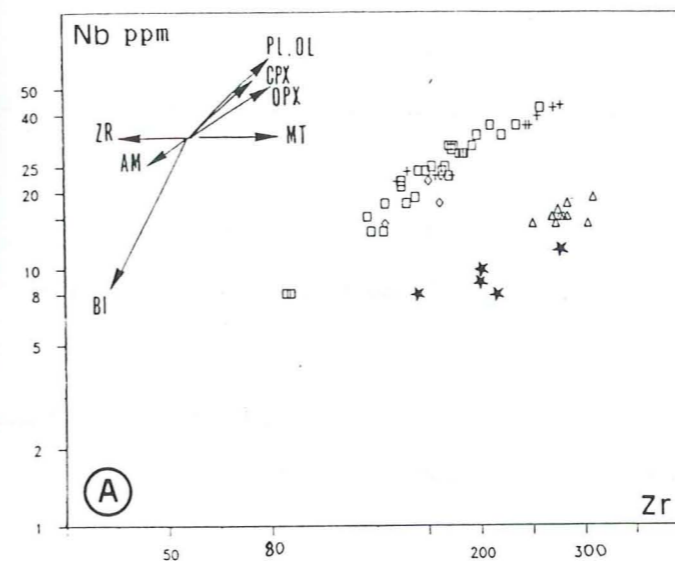
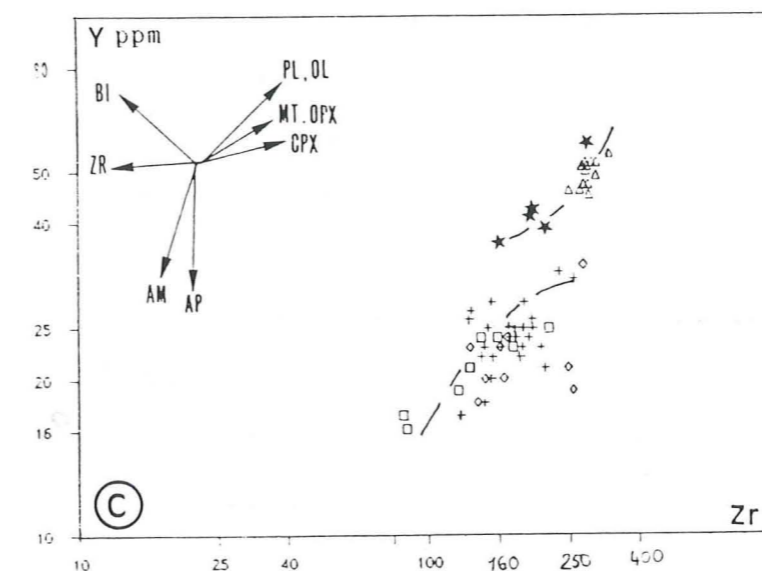
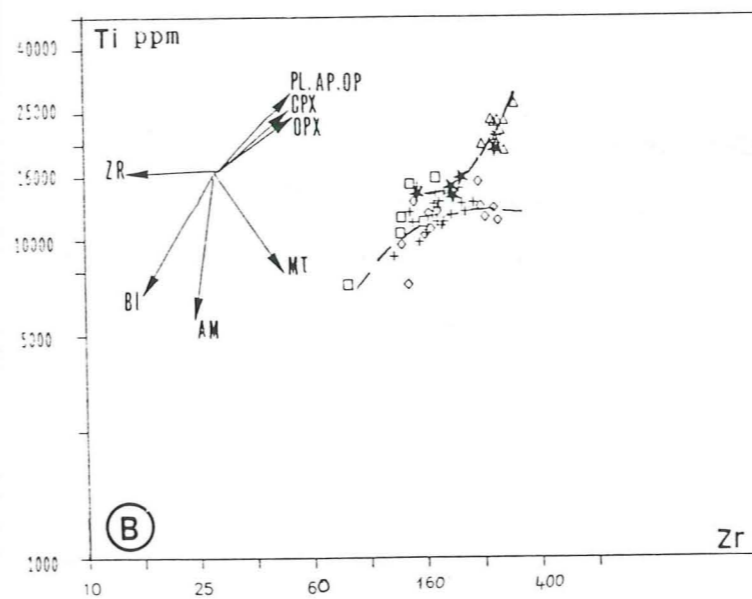


Figure 101 - Trend des laves basaltiques de Rodrigues Island (Baxter & al., 1985). Les droites et les numéros représentent l'évolution modélisée du fractionnement à partir des termes les moins différenciés. Coef. distr. min/liq.: annexe II-



Figures 102 A, B, C - Diagrammes Nb vs Zr; Ti vs Zr; Y vs Zr pour les roches basaltiques du M.E.P.. Les vecteurs indiquent les directions d'évolution des liquides selon la nature des minéraux qui fractionnent (d'après Pearce & Norry, 1978). On distingue clairement l'évolution marquée par les filons et coulées 'dolérito-spilitiques' de celle des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites.

- Dolér. oph. à cpx +/- amph.
- + Dolér. à cpx + amph., dol à amph.
- ◇ "Spilites" (filons + coulées)
- ★ Dolér. à ilménite
- △ Quartz - dolérites

d2 - comportement de Th, Ta, Hf, La, Ce

Dans les diagrammes La vs Ce; Ta vs La; Th vs Ta (fig. 103 à 106); le comportement des éléments très incompatibles est également propre à chaque lignée :

1 - les compositions des magmas dolérito-spilitiques s'alignent dans les diagrammes de type C1 versus C2, le long de droites, passant par l'origine.

2 - en revanche, les compositions en Th, Ta, La, Ce, Hf des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites ne s'alignent pas; sauf celles de Hf et Ta (fig 105), dont les propriétés chimiques sont voisines (Steinberg & al., 1979).

Les dolérites à ilménite forment, néanmoins, des droites qui ne passent pas par l'origine, et les quartz-dolérites, très groupées (comme il a été vu précédemment) présentent des rapports Th/Ta, La/Ta, Ce/Ta plus élevés.

B - Hypothèse d'un processus de fractionnement silicaté ?

1 - Les évolutions observées dans les diagrammes A-F-M et Al-F-M dans le diagramme TiO₂ vs Fe+Mn/Fe+Mn+Mg correspondent à un accroissement des rapports Fe/Mg, Na+K/Mg qui accompagne l'accroissement des teneurs en SiO₂ entre les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites (SiO₂: 47 à 53.5%).

Ces variations suggèrent une relation génétique des deux types de termes, par fractionnement de phases magnésiennes pauvres en Al, K, Na, Si (pyroxène, olivine).

2 - La covariance de Ti, Nb, Y, Zr (fig. 102 a,b,c) résulte peut-être d'un processus de fractionnement de ces magmas. Cependant la mise en évidence d'un tel processus dépend d'un modèle de calcul pétrogénétique basé sur le dosage des éléments en traces dans les minéraux. Néanmoins ces directions de variations sont parallèles aux vecteurs d'enrichissement par fractionnement des pyroxènes (cpx, opx), de la magnétite et du plagioclase pour différentes séries magmatiques actuelles. Les vecteurs reportés du modèle de Pearce & al., 1979 sont calculés à partir des coefficients globaux de distribution minéral/liquide qui seraient inférieurs à 1 pour Zr, Nb, Y, Ti (cf. annexe II-F). Les courbures que forment ces évolutions s'observent également associées à ce type d'enrichissement par fractionnement et sont parfois très importantes, notamment lorsque l'amphibole commence à cristalliser (J.A. Pearce, comm. pers; Pearce et Norry 1979, Baxter et al., 1984) . .

3 - d'autres indices suggèrent le rôle du plagioclase et du pyroxène dans le

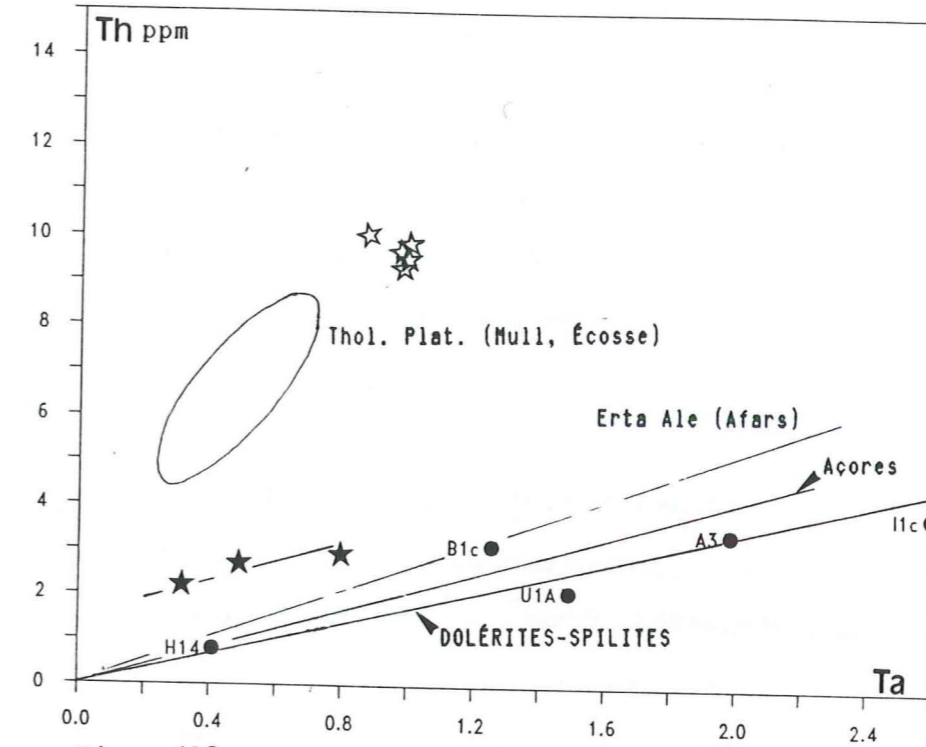


Figure 103

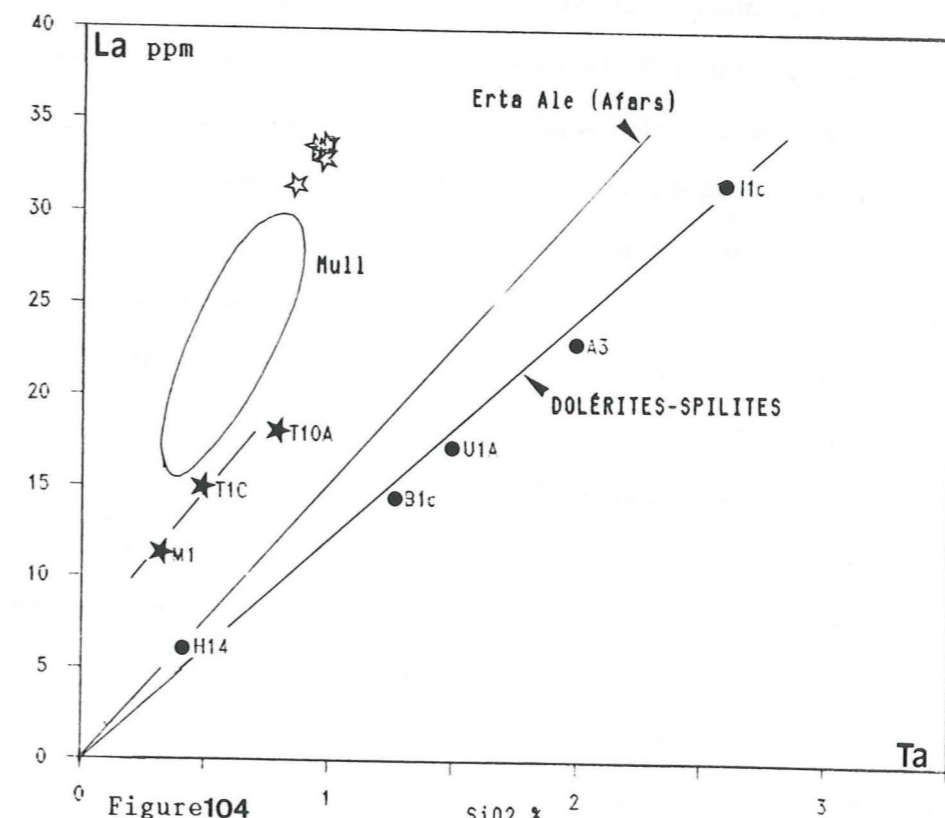


Figure 104

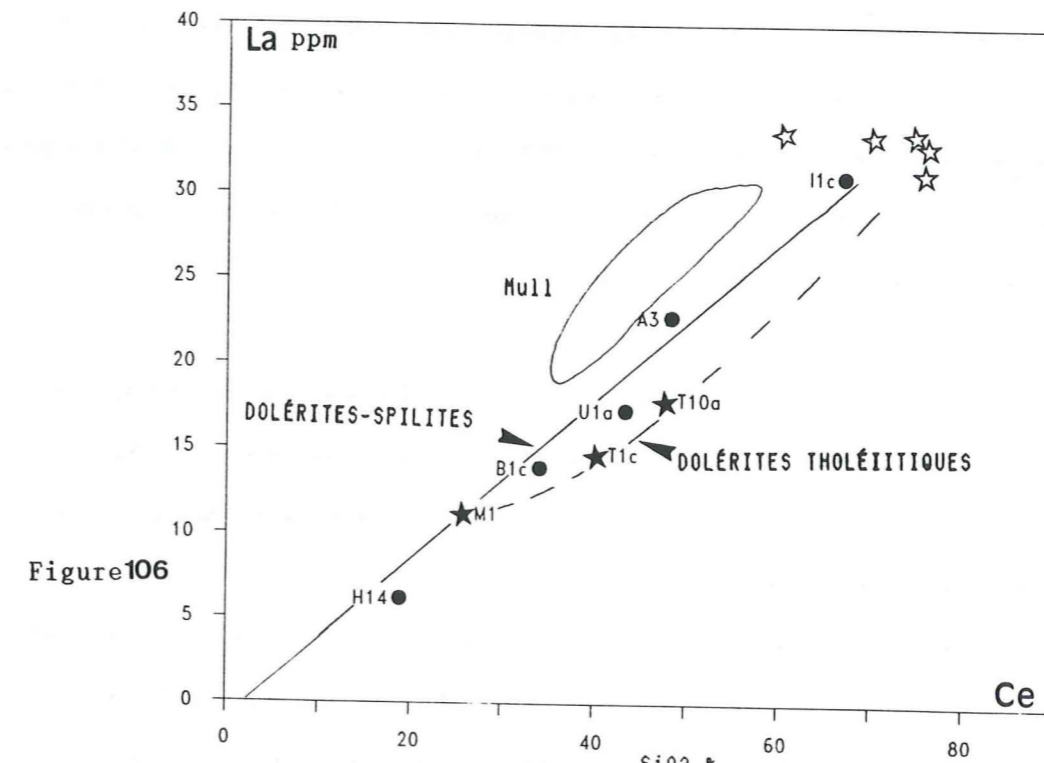
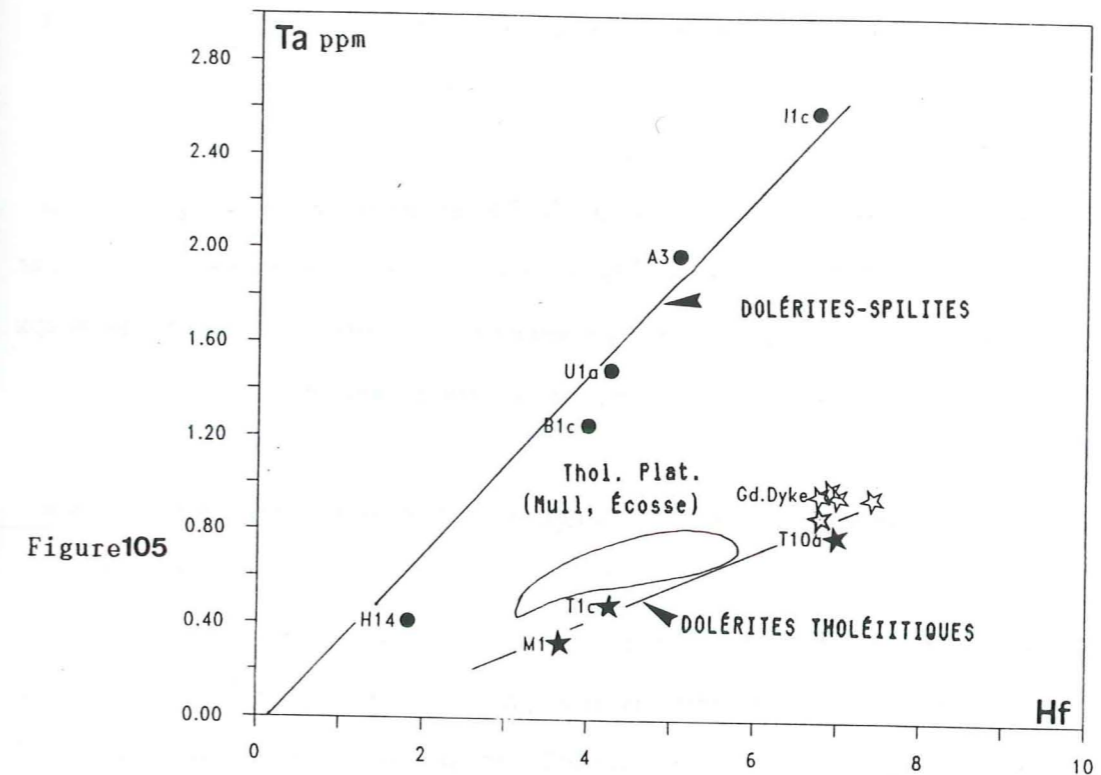
		SiO ₂ %	
●	H14	47.57	LA CHAUP
●	B1c	44.80	GLAC. DE CHABOURNÉOU (SIRAC)
●	U1a	46.20	TETE DE LAURANORE
●	A3	43.14	GLACIER DU SIRAC
●	I1c	49.48	AIGUILLE FOURCHÉE (dyke Veyre)
★	M1	48.97	OLAN
★	T1c	48.39	FOND-TURBAT
★	T10a	47.86	COL DE TURBAT
☆	QUARTZ - DOLÉRITES	49.5 à 53.5	(Gds. filons E-W et Combeynot)

fractionnement des magmas tholéitiques du MEP, en particulier :

(i) les glomérophyres de plagioclase + augite des bordures figées des quartz-dolérites (éch.S13c); (ii) l'anomalie négative en Sr dans les spectres étendus d'éléments incompatibles (faciès peu recristallisés); (3) l'anomalie négative en Eu dans les spectres de T.R. des termes les plus différenciés, (4) l'absence d'enrichissement en alumine entre les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites ($Al_2O_3 = 13 - 14\%$); (5) les faibles rapports de $Mg/Mg+Fe$ (0.35 à 0.45), (Biggar, 1983; Thompson & al., 1986).

Le comportement incompatible du titane apparaît également caractéristique des séries tholéitiques de plateau (i.e : Coppermine river, Baragar, 1969 in Dostal & al., 1982). Dans le MEP, on observe en particulier (diag. Ti versus $Fe+Mn/Fe+Mn+Mg$) que les concentrations en titane baissent dans le pyroxène et s'accroissent dans le magma, avec la différenciation. Le titane tend par conséquent, à se désolidariser de l'augite pour précipiter massivement en ilménite. Ce processus, tout comme la saturation en SiO_2 du magma témoigne de conditions de fractionnement à basse pression et probablement au sein même de la croûte continentale (Biggar, 1983; Thompson & al, 1986; Longhi, 1981; Campbell, 1985 Thompson et al., 1986)).

Cette évolution chimique s'observe en effet, entre la bordure et le centre des puissants filons de quartz-dolérite donc probablement à très basse pression et assez haut au sein de la croûte, puisque ces variations s'observent aussi probablement à proximité de l'interface socle/sédiments (Petit Roux). Selon R.P. Menot (comm. pers.) cette hypothèse d'un fractionnement au sein même de la caisse filonienne semble peu vraisemblable, et ces variations transversales de compositions chimiques pourraient être liées à des phénomènes de ségrégations mécaniques lors de la mise en place du magma plus ou moins riche en phénocristaux. On doit aussi tenir compte de la durée très importante de solidification de telles masses de basaltes (plusieurs dizaines de milliers d'années, selon les modèles ne prenant en compte que la diffusion latérale de la chaleur (gradient vertical nul), (J.C. Jaeger, 198.; Liboutry, 197.)). De telles durées permettent probablement une différenciation du magma in situ. Néanmoins, la corrosion des cristaux de pyroxène laisse penser qu'ils ont subi un transport important, suggérant que le fractionnement intervient principalement à plus grande profondeur.



Symbol	Sample Name	SiO_2 %	Location
●	H14	47.57	LA CHAUP
●	B1c	44.80	GLAC.DE CHABOURNÉOU (SIRAC)
●	U1a	46.20	TETE DE LAURANOURE
●	A3	43.14	GLACIER DU SIRAC
●	I1c	49.48	AIGUILLE FOURCHÉE (dyke Veyre)
★	M1	48.97	OLAN
★	T1c	48.39	FOND-TURBAT
★	T10a	47.86	COL DE TURBAT
☆	QUARTZ - DOLÉRITES	49.5 à 53.5	(Gds.filons E-W et Combeynot)

C - Mode d'enrichissement des éléments très incompatibles (Th, K, Rb, Ta, La, Ce, Hf)

a - La lignée alcaline "dolérito-spilitique"

Sur les diagrammes Ta versus Hf, La versus Ce, Th versus Ta, La versus Ta (fig.103 à 106), les roches dolérito-spilitiques s'alignent sur des droites de régression passant par l'origine, traduisant un enrichissement progressif en incompatibles entre le faciès ophitique à cpx + ol +/- hb du filon de La Chaup (éch.H14) et le faciès spilitique sursaturé en fluides de l'Aiguille Fourchée (éch.I1c).

Les compositions en SiO₂ reportées sur la figure montrent que l'accroissement des concentrations en ces éléments ne présente pas de relation directe avec le fractionnement silicaté. L'enrichissement apparaît en revanche, principalement lié aux teneurs en fluides du magma, teneurs représentées par les proportions en amphibole brune dans les faciès doléritiques et la résorption tardomagmatiques des minéraux de B.T. dans les faciès microlitiques; Aumaître & al., 1973; Vatin-Pérignon & al., 1974).

Les processus d'enrichissement en ces éléments (très incompatibles) pour les magmas dolérito-spilitique apparaissent, par conséquent, particulièrement complexes (autopneumatolyse; différenciation pneumatolitique ?; Aumaître & al., 1973, Buffet, 1984). Mais les variations qui en résultent, s'apparentent sensiblement à celles des basaltes alcalins et transitionnels actuels des domaines d'extension lithosphérique (Erta-Ale et Açores; Steinberg & al., 1979; Rodrigues Island; Baxter & al., 1984).

Les droites passant par l'origine des repères normés, obéissent en effet, à une relation du type $C1/C2 = C1i/C2i (*)$ et $\log C1 = \log C2$ (fig.103, 104), correspondant à un modèle d'enrichissement en système clos, mais non nécessairement à un enrichissement par fractionnement silicaté (Treuil & al., 1975)

De plus, les spectres étendus d'éléments incompatibles des filons dolérito-spilitiques sont comparables à ceux des basaltes alcalins et transitionnels de croûte amincie. Ces spectres présentent une forme régulière en "dôme" représentative d'un enrichissement régulier des éléments. Il apparaît en particulier, que l'enrichissement de chaque élément est corrélé à son degré d'incompatibilité par rapport à une source péridotitique à grenat, comme le montre la figure en annexe II-F (Wood & al., 1979; Pearce, 1982).

(* : C1i = concentration initiale de l'élément 1 dans le liquide primaire)

b - la lignée tholeiitique (dolérites à ilménite et quartz-dolérites)

Les points représentatifs des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites dans les diagrammes Th vs Ta, La vs Ta mettent en évidence un alignement des dolérites à ilménite alors que les quartz-dolérites ne s'associent pas à ces droites.

Dans les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites, les rapports C1/C2 sont variables et montrent que l'enrichissement n'obéit pas à un modèle d'enrichissement en système clos.

Le tableau ci-dessous montre que cet accroissement des éléments incompatibles s'accompagne d'une baisse des rapports Th/Ta, Th/Nb, La/Ta, Ce/Ta dans les dolérites à ilménite, puis d'une hausse sensible de ceux-ci dans les quartz-dolérites :

	La	Ce	Th	Nb	Ta	La/Ta	Th/Ta	Ce/Ta	Th/Nb	Ce/Nb
M1	11.2	25.6	2.19	8	0.32	35.03	6.84	80	0.27	3.2
T1c	14.8	40.2	2.73	10	0.49	32.12	5.57	82	0.27	4.02
T10a	18	47.7	2.91	12	0.79	22.8	3.68	60.4	0.24	3.97
Qz-Dol.	34	75	10	17	0.95	34.35	9.88	88.4	0.62	4.41

Les rapports LILE/HFSE présentent des variations qui contrastent avec la constance des rapports Nb/Zr (0.049-0.061), Y/Zr (0.17-0.20), Ti/Zr (0.012-0.015) et la covariance de ces éléments (fig. 102 a,b,c). Ceci suggère que l'enrichissement en Th, La, Ce et probablement en K et Rb n'est pas contrôlé par le fractionnement; tout au moins, comme processus dominant.

- Enrichissement dans la source ?

Une comparaison des compositions en éléments incompatibles par rapport aux MORB (fig. 107) fait apparaître que :

1 - la partie du spectre comprise entre Sc et Ta de la dolérite à ilménite la moins enrichie (éch.M1) est parallèle à celle des MORB tholeiitiques (droite horizontale de normalisation) et voisine de la composition des MORB enrichis (Pearce, 1982). En revanche, dans la partie gauche du spectre, Th, Rb, K et Ce, sont enrichis par rapport aux MORB enrichis.

Sans les teneurs anormales en éléments lithophiles, ce spectre aurait, en effet, l'allure régulière relativement plate par rapport aux MORB, des basaltes tholeiitiques (fig.94). Ceci suggère que l'enrichissement en Th et probablement en Rb et K des dolérites tholeiitiques n'est contrôlé ni par la fusion partielle, ni par la cristallisation fractionnée:

2 - si l'on admet un comportement incompatible des éléments représentés dans les

spectres étendus, leur distribution est représentative des magmas sources.

3 - selon Green & Ringwood (1967) les magmas tholéiitiques sont engendrés par des degrés de fusion partielle du manteau péridotitique, supérieurs à 10%. Pour produire des magmas enrichis avec de tels taux de fusion le manteau doit être enrichi en éléments incompatibles. Mais ce processus ne peut expliquer les variations des rapports entre éléments de même degré d'incompatibilité (Th/La: 0.16 à 0.31; Nb/La: 0.48 à 0.71; Th/Nb: 0.27 - 0.62). Par conséquent, il semble que l'enrichissement sélectif des magmas tholéiitiques du M.E.P. ne puisse être attribué à la contamination de leur source solide.

- contamination crustale ?

Les éléments lithophiles tels que Th, La, Ce, K, Rb sont enrichis dans la croûte continentale (granites hercyniens notamment; Banzet, 1987). A l'instar des modèles présentés pour les tholéiites des plateaux ou les dykes de "diabase" (Fratta & al., 1973; Pearce, 1982; Campbell, 1985; De Paolo, 1981 invoqué par Thompson & al., 1986 pour Mull) nous suggérons que l'enrichissement en ces éléments dans les dolérites tholéiitiques, s'effectue par assimilation de croûte continentale.

Par ailleurs, les conditions du fractionnement sous faible pression totale envisagées plus haut par référence aux modèles de fractionnement tholéiitique intracontinental, s'accordent avec l'hypothèse d'une contamination par la croûte traversée.

De plus, les spectres des quartz-dolérites ou des dolérites à ilménite évoluées (éch.T1c, T10a) se révèlent très voisins de ceux obtenus dans le modèle de contamination de basaltes océaniques par du matériel crustal (Pearce; 1982), (fig.107, 108).

En définitive, si la nature des relations géochimiques (fractionnement notamment) n'apparaît pas clairement établie, les comportement des éléments majeurs peu mobiles (Fe, Ti) et des éléments en traces inertes dans les dolérites à ilménites et les quartz-dolérites (minéraux et R.T.) attestent d'une relation génétique entre ces deux types de roches (similitude de la source solide) et donc de leur contemporanéité, à l'échelle du temps géologique.

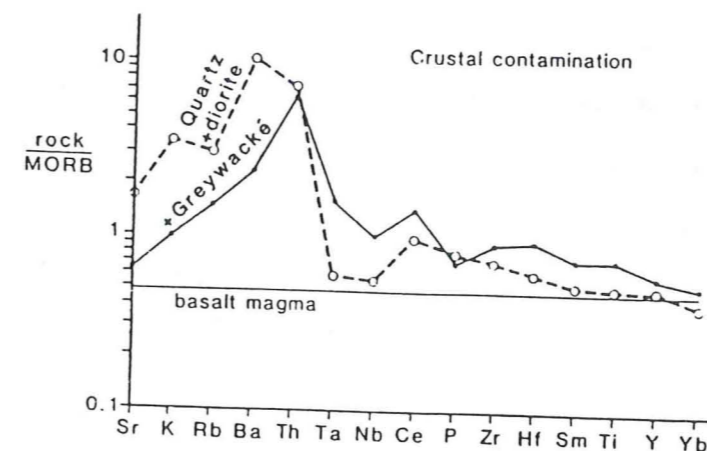
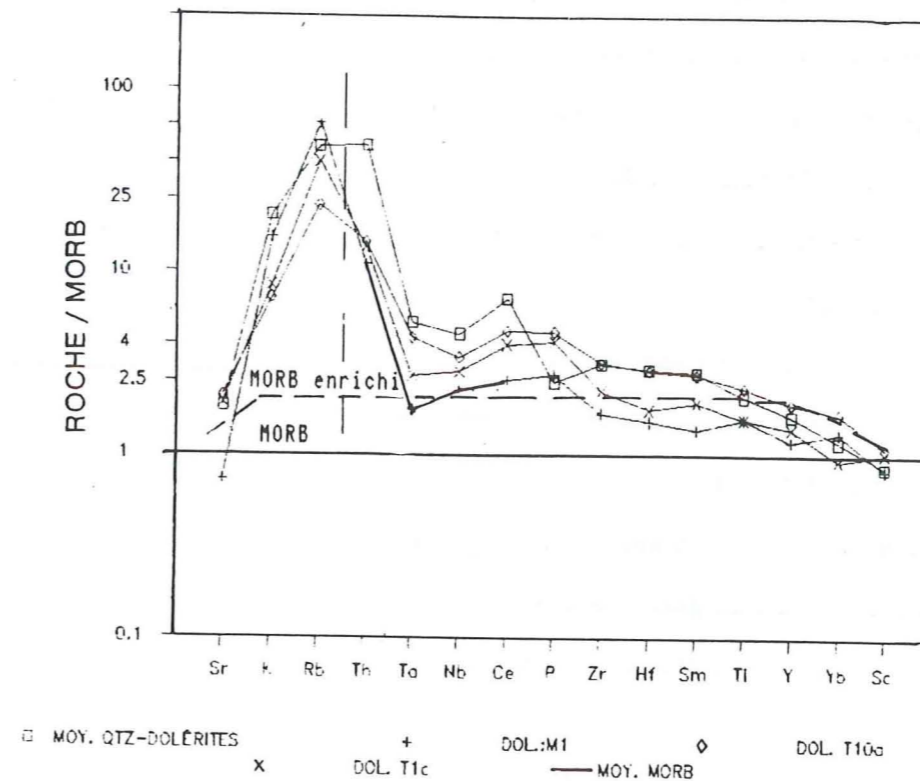


Fig.107 - Spectres normalisés aux MORB (Pearce, 1982) des dolérites à ilménites et de la moyenne des quartz-dolérites. On observe un accroissement des rapports LILE/HFSE dans les faciès les plus différenciés. Les spectres prennent progressivement l'allure des spectres contaminés modélisés sur la du bas.

Fig.108-Cette figure (Pearce, 1982) illustre le type d'enrichissement qui peut résulter d'une contamination sélective d'un basalte très peu évolué (0.50% des MORB). Le contaminant est une valeur calculée d'un liquide de fusion partielle d'une Qtz-diorite et d'un greywacke (Tx de fus.50%). Les spectres correspondent au mélange de ce basalte et de 20% du contaminant.

VIII - Age de la lignée tholéiitique et contexte de mise en place

Un grand nombre de caractères communs aux deux lignées montre que l'épisode tholéiitique est d'une nature assez voisine de la lignée alcaline *dolérito-spilitique* et peut également se rattacher à la période distensive du début du Mésozoïque :

- la nature basaltique s.s. ($\text{SiO}_2 < 52.5\%$; Le Bas & al., 1981) à caractère ferro-titané des deux lignées et la cristallisation du magma en dolérite,
- le comportement du fer et de l'alumine dans les diagrammes Alc-F-M et Al-F-M;
- le comportement du titane en fonction de FeO/MgO ,
- le comportement de Y, Ti, Nb en fonction de Zr;
- la composition de l'augite montrant toutes les transitions entre l'augite calcique, titanée et l'augite subcalcique pauvre en titane.

Sur le plan structural, les tholéiites recoupent également les granites tardi-hercyniens (granite de Turbat, granite des Étages) et sont affectées par les déformations alpines (recoupements et recristallisations associés au front du chevauchement de l'Olan; recristallisations S.V., ect.).

Deux principaux problèmes se posent concernant l'âge et le contexte géodynamique précis de mise en place des dolérites tholéiitiques :

- 1 - la chronologie relative de mise en place des lignées tholéiitiques et dolérito-spilitiques,
- 2 - les questions relatives à la direction E-W des filons de dolérite tholéiitiques perpendiculaire à celle des filons dolérito-spilitiques.

A ces deux questions, s'ajoute celle de la méconnaissance d'épanchements associés à l'épisode tholéiitique, bien que les quartz-dolérites affleurent localement très près de l'interface socle/sédiments (formations liasiques du Vallon de Lanchâtra notamment).

En définitive, compte tenu des affinités de ces deux lignées (compositions chimiques en R.T., compositions du clinopyroxène, comportement du titane, ...) on est amené à se caler sur l'épisode dolérito-spilitique pour envisager l'âge des tholéiites :

1° hypothèse : les tholéiites sont postérieures à la lignée alcaline "dolérites-spilites" ?

La nature tholéiitique de ces dolérites donnant des rapports Y/Nb, Ti/Zr, et un clinopyroxène ayant certaines caractéristiques comparables à ceux des MORB (diag. de Leterrier & al, ci-avant), laisse à penser que les tholéiites sont mises en place durant la période

d'amincissement crustal qui suit la mise en place de la lignée dolérito-spilitique, c'est à dire au cours du stade rift (Lemoine & al., 1986; Dumont & al., 1987) et ce par analogie avec l'évolution du magmatisme anorogénique des rifts proto-océaniques (Longhi, 1981 in Campbel, 1985).

1 - Les données stratigraphiques et paléostratigraphiques à l'échelle de la marge (S-E de la France) montrent que la distension se poursuit au Jurassique selon une direction sensiblement WNW-ESE (Lemoine & al., 1986). Mais le régime en transtension qui prévaut à la fin du Trias et au début du Lias ouvre des fissures crustales N-S (filons dolérito-spilitiques) relayées par des failles de transfert N140 (Lemoine & al., 1989). A l'échelle du MEP, on observe au Petit-Roux (Vallon de Lanchâtra, r.g.) un parallélisme sensible du grand filon de quartz-dolérite et de la faille N100 de Lanchâtra-Muzelle à rejeu normal durant le Lias inférieur (Barfèty & al., 1980; Tricart et al., 1986.).

Cependant la contamination crustale importante des tholéiites plus élevées vis à vis des magmas dolérito-spilitiques suggèrent leur résidence prolongée dans la croûte continentale probablement plus épaisse.

2° hypothèse: la lignée tholéiitique est mise en place avant la lignée alcaline dolérito - spilitique ?

Cette hypothèse ne semble pas s'accorder avec la nature tholéiitique de cette association, (généralement synonyme de croûte amincie), cependant on peut faire les remarques suivantes :

- (i) on constate une absence manifeste de matériel basaltique tholéiitique au dessus des coulées de spilites dans les formations jurassiques (Barfèty, com. pers.; Dumont, com. pers.). toutefois les éventuels épanchements de tholéiitique anté-spilites, auraient pu être érodés pendant la période d'érosion intense qui a précédé le dépôt de la dolomie et la mise en place des coulées dolérito-spilitiques (Trias moyen - supérieur)
- (ii) - un système de failles normales orientées selon deux directions (N60 à N70 et N110 à N120) affectant la couverture triasique et non la couverture liasique a été mis en évidence dans le S des Grandes Rousses (Grand & al., 1987). Le paléochamp de contrainte reconstitué est une extension orientée N-S, (Grand & al., 1987).
- (iii) - Dans les secteurs où ils affleurent communément (entre l'Olan et le Vénéon), les filons tholéiitiques ont des directions N90-N110 semblables à celle des lamprophyres (vogésites) du Carbonifère supérieur (cf. première partie).

Cette direction de fracture ne semble quasiment pas représentée parmi les filons dolérito-

spilitiques, (sauf le dyke du Veyre à l'Aiguille Fourchée, au S du MEP; Aumaître & al., 1973). La fissuration fini-hercynienne est peut-être réactivée lors de l'épisode tholéiitique.

(iv) - Il existe également des arguments magmatologiques en faveur d'une mise en place des tholéiites avant les spilites. Il apparaît en effet que dans trois cas au moins, les tholéiites de plateau très comparables à celles du M.E.P. sont mises en place avant des séries basaltiques d'affinité alcaline : il s'agit de la série de Staffa à Mull, Écosse, (Thompson & al., 1986); de la série de Imnaha, à Columbia River; (Hoover & al., 1983), de la série formant le premier cycle du volcanisme tertiaire du Sud-Kivu (Zaire, Kampuzu & al., 1983).

Enfin les dolérites tholéiitiques ne présentent pas les caractères spilitiques des roches de la lignée dolérito-spilitique qui seraient acquis par assimilation d'eau marine infiltrée en profondeur (Aumaître & al., 1973; Vatin-Pérignon & al., 1974; Adline, 1982). On peut donc penser que les tholéiites sont mises en place alors que le substratum n'est pas encore couvert par la mer (*).

En définitive, si l'on peut associer indubitablement les dolérites tholéiitiques du M.E.P. à la distension du début du cycle alpin, leur âge précis n'est pas clairement établi.

* - **N.B.** : L'hypothèse d'une assimilation d'eau marine à l'origine de l'hydratation importante des basaltes de la lignée dolérito-spilitiques et à l'origine de leur spilitisation, semble confortée par l'absence d'homogénéité géographique de cette hydratation, montrant qu'elle ne provient probablement pas de la nature même des liquides primaires et par ce biais de la nature du manteau (p.ex. : "manteau métasomatisé", cf. 1^o partie). De plus, l'abondance de filons à clinopyroxène seul et de coulées de la lignée alcalines à pyroxène préservé et donc non "spilitisé" (coulées du Col d'Hurtière, coulées du Col de Pré-Clos, à clinopyroxène préservé (Aumaître & al., 1973; ce travail) laissent penser que le secteur S-E du MEP est probablement resté exondé lors des épanchements. De plus, selon Vatin-Pérignon (1974; comm. pers.) les coulées et tufs présentent, dans ces secteurs, tous les caractères volcanologiques d'une mise en place à l'air libre.

CONCLUSION DE LA SECONDE PARTIE

I - Les roches basaltiques intrusives et effusives associées jusqu'à présent au cortège dolérito-spilitique, se divisent en deux associations magmatiques mises en place au cours de la distension du début du cycle alpin :

a - les dolérites-spilites proprement dites, représentent une lignée magmatique alcaline-transitionnelle peu différenciée, plus ou moins enrichie en eau (filons et amas de dolérites à cpx, cpx + hb, hb seule et filons de spilite) lors de sa mise en place en contexte principalement sub-aquatique, mais aussi probablement sub-aérien (S-W du M.E.P.) au Trias terminal et avant l'Héttangien (Aumaître & al., 1973, Buffet, 1984; Dumont & al., 1987; Grand & al., 1987).

b - des dolérites à ilménite et des dolérites à micropegmatites de quartz constituant une autre association magmatique du type des tholéiites de plateau (Hébrides, Columbia River). Ce sont des faciès de type hawaïite et tholéiite à quartz, à augite subcalciue - plagioclase - ilménite - apatite et symplectites de quartz-orthose qui ne contiennent pas d'amphibole primaire. De plus les termes vitreux ne sont pas spilitiques (par ex.: bordures figées) et sont témoins de la pauvreté en eau du magma par opposition aux magmas dolérito-spilitiques. L'association tholéiitique, affleure semble-t-il, uniquement dans le centre du MEP (feuille St Christophe/O.) où elle forme des filons E-W de plusieurs km à une quinzaine de km. Les compositions chimiques semblables en éléments inertes, des grands filons de quartz-dolérites alignés, de l'E et du centre-ouest du M.E.P. révèlent qu'ils constituent probablement un seul grand filon d'au moins 25 km, affecté et morcellé par la tectonique alpine (Pécher, 1984).

II - Les dolérites tholéiitiques présentent des degrés variables de recristallisation métamorphiques dans les conditions du faciès S.V.. Il s'agit clairement de recristallisations dynamiques engendrées par la tectonique alpine. Lorsqu'elle existe, cette altération se manifeste par un enrichissement en Mg, K et par l'expulsion de Ca et Sr (chloritisation, séricitisation). Pour CaO et MgO, ces variations atteignent +100% par rapport aux compositions des faciès non ou peu recristallisés.

Les deux associations magmatiques se distinguent clairement par le comportement contrasté de Fe, Ti et Ca dans le clinopyroxène :

- l'augite des dolérites tholéitiques s'enrichit en fer (FeO: 7.5 à 17.8%) s'appauvrit en calcium (CaO: 19.6 à 15.3%) et titane (TiO₂: 1.9 à 0.4%) avec l'accroissement de FeO*/MgO et TiO₂ dans les roches totales; notamment entre les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites.

- en revanche, l'augite des magmas dolérito-spilitiques, s'enrichit en TiO₂ (0.2 à 2.4%) et CaO (20 à 23.5%) avec l'accroissement de TiO₂ et FeO*/MgO des roches totales..

Les deux groupes de magmas se distinguent également par leurs rapports Y/Nb, Y/Ti, Y/Zr, LILE/HFSE et leurs concentrations en terres yttriques (Y < 33 ppm et Yb < 2.2 ppm dans la lignée dolérito-spilitique; Y > 36 ppm et Yb > 3.5 ppm dans les dolérites tholéitiques).

III - Nous associons les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites aux séries magmatiques

basiques tholéitiques en fonction des critères suivants :

- la composition en Ti et Na+Ca du clinopyroxène (Leterrier & al., 1982)
- l'enrichissement en fer et la diminution de Ca et Ti dans le clinopyroxène
- l'enrichissement en fer des R.T. dans les diagrammes A-F-M (Irvin & al., 1971) et Al-F-M (Besson & al., 1974).
- les rapports élevés Y/Nb, Y/Ti, Y/Zr, Ta/Yb comparables aux MORB enrichis (Pearce, 1982 & comm. person.).
- la sursaturation en silice des quartz-dolérites marquée par la présence de symplectites quartz-orthose (Bertrand, 1982, 1989; Azambre, 1981)
- L'absence de pigeonite.

L'affinité tholéitique continentale, en particulier pour les tholéites de plateau est marquée par des concentrations élevées en éléments lithophiles inertes (Th, La, Ce) et par les teneurs élevées en Ti.

Par ailleurs, l'affinité alcaline transitionnelle, plutôt que alcaline franche de la lignée dolérito-spilitique est suggéré par les rapports de Nb/Y, Ta/Yb comparables aux séries transitionnelles anorogéniques (Pearce, 1983).

IV - La chronologie des deux épisodes basaltiques n'est pas clairement établie sur le terrain, ni du point de vue géochimique. Cependant, (i) l'absence de coulées associées à l'épisode tholéitique (érosion ?); (ii) la direction sensiblement E-W des filons tholéitiques les moins déformés; (iii) la mise en place des tholéites du même type avant des émissions alcalines sont en accord avec leur mise en place au cours de la période distensive du Trias supérieur montrant un amincissement N-S et caractérisé par une érosion importante (Grand & al., 1987).

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

SYNTHÈSE DES ASSOCIATIONS MAGMATIQUES ÉTUDIÉES ET SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE DE LEUR MISE EN PLACE SUCCESSIVE

L'étude géochimique et structurale des filons basiques du Massif des Écrins-Pelvoux indiquent qu'ils appartiennent à deux cortèges d'âge et de nature distincts mis en place successivement à la fin du cycle hercynien et au début du cycle alpin. Dès lors, la période qui les sépare correspond à la transition entre ces cycles orogéniques :

1 - le cortège tardi-hercynien, comprend les lamprophyres micacés, déjà connus (minettes) mais également des lamprophyres à amphibole (vogésites) et des faciès différenciés, sub-lamprophyriques, de type quartz-monzodiorites.

2 - le cortège éoalpin est mis en place au cours de la distension de la marge alpine, au Trias supérieur et/ou au Jurassique inférieur. Il rassemble la lignée dolérito-spilitique d'affinité alcaline-transitionnelle, (Trias terminal à infra Lias) (Aumaître & al.; 1973; Vatin-Pérignon & al.; 1974; Buffet, 1984) ainsi qu'une lignée tholéiitique continentale représentée par des dolérites plus différenciées, à pyroxène seul, dont l'âge reste mal défini, probablement antérieur à celui des laves alcalines (Trias supérieur ou Lias inférieur). À l'inverse de la lignée dolérito-spilitique, ces dolérites tholéiitiques ne présentent aucun caractère spilitique de type pneumatolytique tels ceux montrés par la lignée dolérito-spilitique (Aumaître & al, 1973; Vatin-Pérignon & al.; 1974; Buffet, 1984)

I - NATURE DES ASSOCIATIONS MAGMATIQUES

a - Le cortège lamprophyrique Carbonifère, s'apparente aux cortèges filoniens hercynotypes ainsi qu'au volcanisme associant des termes subalcalins et magnésio-potassiques mis en place en contexte tardi-orogénique (Oligocène des Alpes N-W; Pléistocène d'Italie centrale).

Chacun des deux principaux groupes de lamprophyres (micacé et à amphibole) représente une association magmatique distincte rassemblant des termes basiques ($45\% < \text{SiO}_2 < 51\%$) et des termes plus différenciés ($\text{SiO}_2 < 58\%$) :

- les vogésites et les quartz-monzodiorites forment une association alumineuse d'affinité subalcaline potassique,
- les minettes mafiques ($\text{SiO}_2 < 50\%$) et les minettes felsiques ($\text{SiO}_2 = 50$ à 57%) constituent une association métalumineuse, à caractères magnésio-potassiques (Foley & al., 1987).

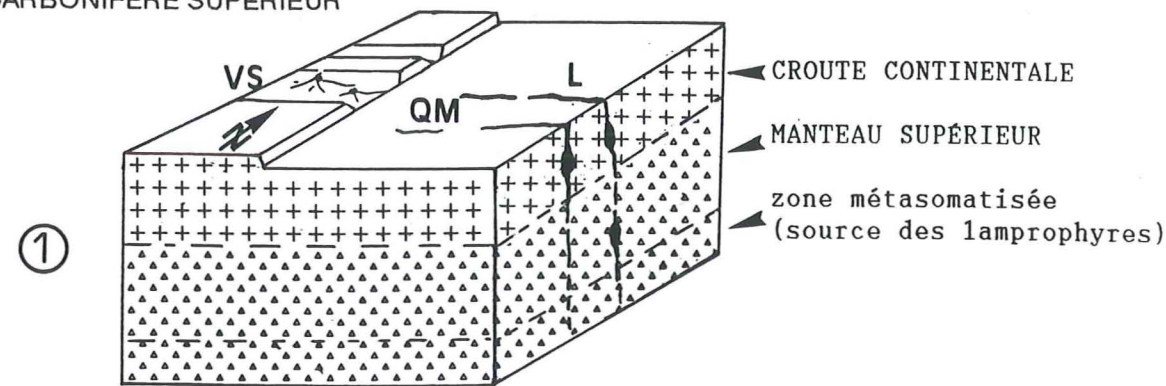
La distribution semblable des éléments en traces et des T.R. dans les termes basiques de chaque groupe, ainsi que les fortes corrélations ($r = 0.90$ à 0.97) de leurs éléments incompatibles (Th, La, Ce, Nb, Zr) montrent qu'ils sont issus d'une source solide commune : (i) les écarts de composition en alumine, fer/magnésium, potassium et éléments incompatibles, à SiO_2 constant, de ces deux groupes de roches témoignent probablement de l'hétérogénéité chimique et minéralogique de cette source. (ii) la présence de minéraux chromifères (diopside, phlogopite) et selon les modèles actuellement admis (Foley & al.; 1987; Luhr & Carmichael; 1989) suggère qu'il s'agit du manteau, rendu hétéroène par la contamination : manteau peu métasomaté pour l'association alumineuse, et manteau appauvri (et réenrichi ?) pour l'association métalumineuse potassique (minettes, kersantites).

Les âges radiométriques fini-carbonifères (320 - 300Ma) connus pour les minettes (plusieurs datations) sont confortés par un âge K/Ar de 312 ± 15 Ma sur une vogésite mais également par les similitudes chimiques et de comportement des éléments dans les lamprophyres et les laves stéphaniennes des Grandes Rousses, montrant que ces dernières proviennent de la même source.

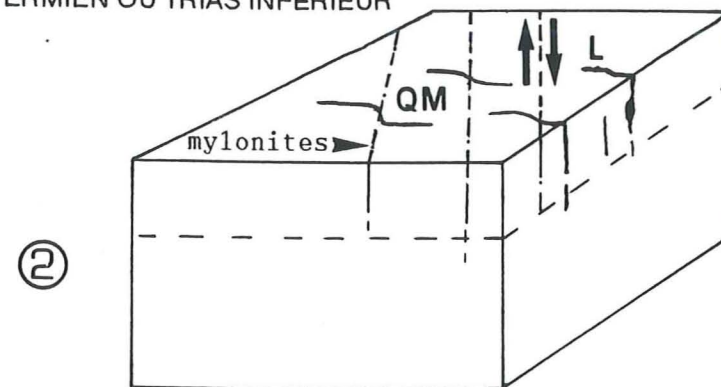
b - Dans le cortège basaltique, les compositions des minéraux (augite, ilménite) et des roches totales (éléments inertes) permettent de dissocier la lignée alcaline ("dolérito-spilitique") de la lignée tholéiitique. Cette dernière présente des caractères semblables aux tholéiites de plateau (Province des Hébrides, de Columbia River, du Sud-Kivu, Zaïre.). Elle est composée de termes basaltiques à trachyandésitiques saturés à sursaturés en silice, très fractionnés ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe} = 0.40$ à 0.35), et très riches en titane (2 à 4%) et éléments lithophiles (Th = 10 ppm).

Par analogie avec les associations magmatiques précitées de ce type, le genèse de la lignée tholéiitique peut probablement s'interpréter au moyen des modèles de fractionnement/contamination à très basse pression (tiers supérieur de la croûte) : A.F.C. process de De Paolo, 1981 ou le modèle préconisés par Thompson & al, 1984, pour la série de Mull, Hébrides). En revanche, l'hypothèse de la contamination de la source mantellique n'a pas été

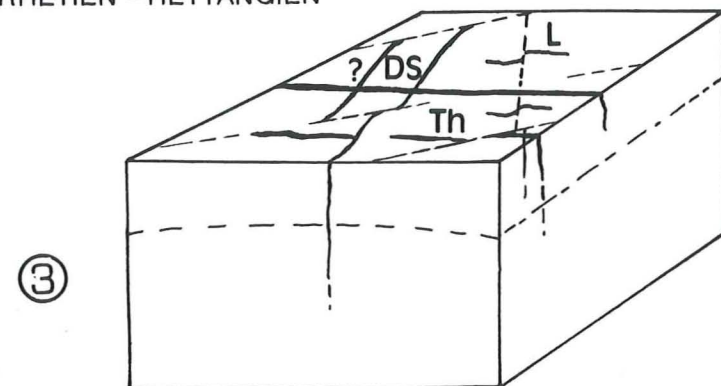
CARBONIFERE SUPÉRIEUR



PERMIEN OU TRIAS INFÉRIEUR



RHÉTIEN - HÉTANGIEN



- L lamprophyres
(minettes, vosgésites)
QM quartz-monzodiorites
VS volcanisme stéphanien
Th dolérites tholéiitiques
(dol.ilménite, Qtz-dol.)
DS filons dolérito-spilitiques

Fig. 109 - Schéma d'évolution structurale du domaine dauphinois entre le Carbonifère et le Lias : 1 - au Stéphanien, les lamprophyres, quartz-monzodiorites et le volcanisme (Grandes Rousses) recoupent une croûte stabilisée, mais épaissie par la structuration hercynienne qui s'achève à 324 ± 12 M.a. (Ménot & al, 1987). 2 - les lamprophyres sont affectés par des cisaillements ductiles témoins du régime décrochant qui caractérise le Permo-Carbonifère. 3 - au Trias terminal ou à l'infra Lias la croûte continentale, préfacturée et amincie est recoupée par les deux épisodes basaltiques: tholéiitique puis probablement dolérito-spilitique (alcalin-transitionnel).

retenu, en raison des variations de rapports parmi les éléments lithophiles inertes.

Ces dolérites tholéiitiques forment de grands filons pluri-kilométriques sensiblement E-W dans le secteur de l'Olan, ainsi qu'un grand filon ancien qui affleure en grands segments morcellés et décrochés par la tectonique alpine compressive. Ce grand filon de quartz-dolérite traversait probablement de part en part le socle du M.E.P..

II - SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE DE LA MISE EN PLACE.

Au Stéphanien, les filons de lamprophyres qui recoupent les formations les plus récentes de la structuration hercynienne (formation du Taillefer) viennent ainsi sceller une croûte continentale épaissie par la tectonique tangentielle (324 ± 12 M.a., Ménot & al, 1987). L'affinité géochimique des associations lamprophyriques pour le magmatisme tardi-orogénique paraît donc bien correspondre au régime tectonique post-cinématique qui prévaut à partir du Carbonifère supérieur. (Ménot, 1987; Matte, 1986).

Les relations chronologiques et structurales des lamprophyres avec les granites post-orogéniques ne sont pas clairement établies : ils sont postérieurs aux granites du Gioberney, mais peut-être antérieurs à de nombreux autres plutons de l'ouest du M.E.P..

Les déformations mylonitiques à fort taux d'aplatissement qui affectent l'association alumineuse (quartz-monzodiorites) confirment la poursuite d'un régime en décrochement pendant ou après le Carbonifère (synclinaux houillers, file La Mure).

Le domaine dauphinois est ensuite soumis à une érosion et probablement à un amincissement progressif durant le Permien et le Trias jusqu'à sa dislocation à la limite du Trias et du Lias (rifting). La mise en place de la lignée dolérito-spilitique en filons méridiens coïncide avec l'amorce du rifting (Grand & al., 1987).

La lignée tholéiitique est nettement postérieure aux granites hercyniens, et représente un magmatisme de croûte continentale en distension. Son âge, très probablement antérieur à celui de la lignée alcaline - transitionnelle, n'est pas clairement établie (fig. 109).

- ADLINE G. (1982) - Les spilites potassiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux. Thèse 3^{ème} cycle Grenoble.
- ALLAN J.F., Carmichael I.S.E. (1984) - Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*, 88, 3, 203-216.
- ALLEGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., J.B.; ALBAREDE F. (1970) - Systematic use of trace element in igneous process. I. Fractional crystallisation of volcanic suites. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 25, 270-283.
- ALLEN J.C., BOETTCHER A.L., MARLAND G. (1975) - Amphiboles in andesites and basalt: I. Stability as a function of P - T - fO₂. *Am. Mineral.*, 60, 1069-1085.
- ARIMA M., EDGAR A.D. (1981) - Substitution mechanisms and solubility of Titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contrib. Mineral. Petro.*, 77, 288-295.
- ARIMA M., EDGAR A.D. (1983) - A high pressure experimental study of a magnesian-rich leucite lamproite from the West Kimberley area, Australia : petrogenetic implications. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 84, 228-234.
- ARTHAUD F., MATTE P., (1977) - Late paleozoic strike slip in southern Europe and Northern Africa : Result of right-lateral shear zone between the Appalachians and Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320
- AUMAITRE R., BUFFET G. (1973) - Minéralogie, pétrologie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes française occidentales). Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, 301 p.
- AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G. (1985) - Les granitoïdes subalpins potassiques de la Lauzière. Massif cristallin externe de Belledonne (Alpes françaises). *Géologie Alpine*, 61, 17-32.
- AZAMBRE B., ROSSY M., ELLOY R. (1981) - Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *B.S.G.F.*, 7, XXIII, n°3, 263-269.
- AZAMBRE B., ROSSY M. (1981) - Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. *Bull. Soc. Geol. France* (7), t. XXIII, n°3, 253-262.
- AZAMBRE B., ROSSY M., LAGO M. (1987) - Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.*, 110, 379-396.
- BACHINSKI S.W., SIMPSON E.L. (1984) - Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette : a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths. *The American Mineralogist*, 69, 41-56.
- BAILEY J.C. (1981) - Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32, 139-154.
- BAILEY D.K. (1987) - Mantle metasomatism: perspective and prospect. In *alkaline Igneous Rocks*, Geological Society, Special Publication, n°30, 1-13.
- BAKER B.H., GOLES G.G., LEEMAN W.P., LINDSTROM M.M. (1977) - Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 64, 303-332.
- BANZET G. (1984) - Le volcanisme Carbonifère du massif des Grandes Rousses : une série calco-alcaline fortement potassique. *Mém. DEA, Nancy I*, 37 p.
- BANZET G., ROUER O., LAPIERRE H. (1984) - Nouvelles données pétrographiques, stratigraphiques et structurales sur le volcanisme carbonifère du col de la Croix-de-Fer (Alpes externes). *Bull. Soc. écol. France*, XXVI, 6, 1269-1280.
- BANZET G., LAPIERRE H., LE FORT P., PECHER A. (1986) - Le volcanisme Carbonifère supérieur du Massif des Grandes Rousses (zone Dauphinoise, Alpes externes françaises) : un magmatisme à affinités shoshonitique lié à la fracturation crustale tardi-varisque. *Géol. Alpine*, 61, 33-60.
- BANZET G. (1987) - Interactions croûte - manteau et genèse du plutonisme subalpin du Haut-Dauphiné occidental

- (massifs cristallins externes) : vaugnérites, durbachites et granitoïdes magnésio-potassiques. *Géologie Alpine*, t.63, 95-117.
- BARAGAR W.R.A. (1969) - The geochemistry of Coppermine River basalts. *Geological Survey of Canada, Paper 69-44*, 43p.
- BARBIERI A. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du Massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites aperçus sur la géochronologie du Massif. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble.
- BARBIERI F., FERRARA G., SATACROCE R., TREUIL M., VARET J. (1975) - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16, 22-56.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes Occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C.R.A.S.*, Fr., 289, 1207-1210.
- BARFETY J.C., GIDON M. (1980-1981) - Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Venosc, Isère). *Bulletin B.R.G.M.*, section I, n°1, 11-22.
- BARFETY J.C., GIDON M. (1984) - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de la faille fossile: le Lias du versant Est du massif du Taillefer (zone dauphinoise, Alpes occidentales). *Rev; Géol. dyn. et Géogr. Physique*, Paris, vol.25, fasc.4, 267-276.
- BARFETY J.C. (1984) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM. Feuille Saint Christophe en Oisans.
- BARFETY J.C., DUCHAFFAUT A., GIDON M., PECHER A., ROUX M., BOURSEAU J.P. (1986) - Les terrains sédimentaires du Mont-Pelvoux : nature, âge et implications paléo-structurales. *C.R.A.S.*, t.301, II, 491-494.
- BARFETY J.C. (1989) - Carte géologique de la France à 1/50000 B.R.G.M. Feuille La Mure.
- BARKER D.S. (1983) - *Igneous rocks*. Englewood Cliffs, N J: Prentice-Hall.
- BARTOLI F. (1973) - Etude pétrologique et structurale du Haut-Venèon "Massif du Pelvoux". Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- BARTON M., HAMILTON (1979) - The melting relationships of a madupite from the Leucite Hills, Wyoming, to 30 kb. *Contrib. Mineral. Petro.*, 69, 133-142.
- BARTON M., BERGEN M.J. (1981) - Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium - rich lava from Leucite Hills, Wyoming. *Contrib. Mineral and petrol.*, 101-114.
- BAXTER A.N., UPTON B.G.J., WHITE W.N. (1985) - Petrology and geochemistry of Rodrigues Island, Indian Ocean. *Contrib. Mineral and petrol.*, 89, 90-101.
- BEBIEN J., GAGNY C. (1978) - Le plutonisme Viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéitiques et calco-alcalines. *C.R.A.S.* 269, série D, pp.1045-1048.
- BELLANGER D. (1980) - Vaugnérites et roches associées des Cévennes médianes : quelques aspects pétrologiques et géochimiques. thèse 3^{ème} cycle, Lyon I, 180p.
- BERGMAN S.C. (1987) - Lamproites and other potassium - rich igneous rocks : a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. *Alcaline Igneous Rocks*, Geological Society, special publication n°30, 103-190.
- BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975) - Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrologique et géochimique. Thèse de 3^{ème} cycle Univ. Cl. Bernard, Lyon.
- BERTRAND H., COFFRAND D. (1977) - Geochemistry of Tholeiites from NE American Margin. Correlation with Morocco. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 63, 65-74.
- BERTRAND H., DOSTAL J., DUPUIS C. (1982) - Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth & Planetary Science Letters*, 58, 225-239.
- BERTRAND H., MASCLE J., MARINHOT M., VILLENEUVE M. (1988) - Volcanics from the Guinea Continental Margin: geodynamic implications. *Journ. African Earth Sciences*, vol.7, 1, 181-188.
- BERTRAND H., VILLENEUVE M. (1989) - Témoins de l'ouverture de l'atlantique central au début du Jurassique: les dolérites tholéitiques continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). *C.R.A.S. Paris*, t.308, série II, 93-98.
- BESSON M., FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. *Bull. Soc. Miner. Cristall.*, 97, 445-449.
- BIGGAR G.W. (1983) - Crystallization of plagioclase, augite and olivine in synthetic systems and in tholeiites.

Mineralogical Magazine, 47, 161-176.

- BIJU-DUVAL J. (1975) - Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (Massif Ecrin-Pelvoux). Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BOETTCHER A.L., MYSEN B.O., MODESKI P.J. (1975) - Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H₂O and peridotite-H₂O-CO₂ systems at high pressure. *Phys. Chem. Earth*, 9, 855-865.
- BOISSET T. DE (1986) - Les enclaves basiques du granite du Rochail (syénite du Lauvitel) Haut-Dauphiné, Alpes françaises. Etude pétrographique et minéralogique. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 166p.
- BORDET P., CORSIN P. (1951) - Flore stéphanoise dans le massif des Grandes Rousses. *C.R.Soc.Géol. France*, 73.
- BUFFET G. (1980) - Carte géologique de la France à 1/50000. B.R.G.M. feuille de Saint Bonnet.
- BUFFET G., AUMAÏTRE R. (1979) - Implications tectoniques possibles des directions des filons carbonifères et triasiques de la partie Sud et Ouest du massif cristallin des Ecrins-Pelvoux. *Géologie Alpine*, t.55, 35-43.
- BUFFET G. (1980) - Carte géologique de la France à 1/50000. B.R.G.M. feuille Orcières.
- BUFFET G. (1984) - Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises). *Sciences de la Terre*, n°19.
- CAMPBELL I.H. (1985) - The difference between oceanic and continental toleites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 37-43.
- CANN J.R., HEARTH R. (1976) - Some trace elements in basalts from Leg 34 Initial Repts DSDP, 34, 289-292.
- CARME F. (1971) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises, C.R.A.S., t.273, p.1771-1774.)
- CARME F., PIN C.H. (1987) - Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisque dans le sud de la chaîne de Belledonne (Mass. Crist. Ext. des Alpes françaises) C.R.A.S., Paris, 304, II, 19, 1177-1180.
- CARME F. (1989) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM. Feuille La Mure.
- CARMICHAEL I.S.E., TUNER F.J., VERHOOGEN J. (1974) - *Igneous petrology*. New York : McGraw-Hill, 739p.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique de mise en place. *Bull. Soc. Géol. France*, XXVI, 5, 839-859.
- COSTARELLA R. (1987) - Le complexe annulaire alcalin de Combeynot (Massifs Cristallins Externes, Alpes françaises), témoin d'un magmatisme en régime distensif. Pétrologie et signification géodynamique. Thèse d'université, Grenoble I, 268p, non publiée.
- COULON C. (1977) - Le calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, Géochimie et genèse des laves andésiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d'état, univ. Aix-Marseille III.
- COULON C., THORPE R.S. (1980) - Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, 77, 79-93.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G., SCOLARI A. (1979) - Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps. *Memoria Istituto Geologia Minerale dell Università di Padova*, vol.32, 4-15.
- DEBELMAS J., KERROVE CL. (1980) - Géologie des Alpes franco-italiennes. *Géol. Alpine*, 56, 21-58.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, 493-510.
- DEWEULEMEESTER P. (1982) - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs Cristallins Externes. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 227.
- DE PAOLO D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- DESIO A. (1979) - Geologic evolution of the Karakorum. In: A. Farah and K.A. de Jong (Editors), *Geodynamics of*

- Pakistan. *Geol. Surv. Pakistan*, 111-124.
- DESTHIEUX F., VERNET J. (1970) - Nouvelles données pétrographiques sur la région du Lauvitel (Massif du Pelvoux). *Trav. Labo. Géol. Fac. Science, Grenoble*, 46, 67-76.
- DOSTAL J., BARAGAR W.R.A., DUPUIS C. (1982) - Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from Coppermine River area, Northwest Territories. *Can. Journ. Earth Science*, 20, 684-697.
- DRAKE M.J., WEILL D.F. (1975) - Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other R.E.E. between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochemica & Cosmochimica Acta*, 39, 689-712.
- DUDA R., REJL L. (1986) - La grande encyclopédie des minéraux. *Grund éd.*
- DUMONT T., GRAND T. (1987) - Caractères communs entre l'évolution précoce d'une portion de marge passive fossile (marge européenne de la Téthys ligurienne, Alpes occidentales) et celle du rift de Suez. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.305, série II, 1369-1373.
- DUPUY C., DOSTAL J., COULON C. (1979) - Geochemistry and origin of andesitic rocks from north western. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6, 375-389.
- ECHELBERGER J.C. (1978) - Andesite genesis and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- ESCHER A., MASSON M., STECK A. (1988) - Mémoires de géologie Lausanne, N°2.
- ESPERANCA S., HOLLOWAY J.R. (1987) - On the origin of some mica - lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 207-216.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemica & Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- EWART A. (1976) - Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas: some statistics and implications. *Earth & Planetary Science Letters*, 417-432.
- EWART A. (1982) - The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, R.S. Thorpe (ed.), 26-87. Chichester: Wiley.
- FLOWER M.F.J. (1973) - Trace element distribution in lavas from Anjouan and Grande Comore, West.Ind.Ocean. in *Chem. Geol.*, 12, 81-98.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth & Planetary Science Letters*, 27, 211-218.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geol.*, 21, 291-306.
- FODOR R.V. (1971) - Fe content in pyroxenes from Calc-Alkaline volcanic suite, New-Mexico, U.S.A.. In *Earth & Planetary Science Letters*, 11, 385-390.
- FOLEY S.F., TAYLOR W.R., GREEN D.H. (1986) - The role of fluorine and oxygen fugacity in the genesis of the ultrapotassic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 183-192.
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D.H., TOSCANI L. (1987) - The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, 24, 81-134.
- FOURCADE S. (1981) - Géochimie des granitoïdes. Thèse d'état, Paris VII, 189p.
- FOURCADE S., ALLEGRE C.J. (1981) - Trace elements behavior in Granite Genesis: A case study the Calc-Alkaline plutonic association from the Quericut Complex (Pyénées, France). In *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 76, 177-183.
- FRATTA M., SHOW D. (1974) - 'Residence' Contamination of K, Rb, Li & Tl in diabase dikes. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11, 3, 422-430.
- FREY F.A., GREEN D.H., ROY S.D. (1978) - Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine meliites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19, 463-513.
- FURNES H., THON A., NORDAS J., GARMANN L.B. (1982) - Geochemistry of Caledonian Metabasalts from some Norwegian Ophiolite fragments. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 79, 3, 295-306.
- GARCIA M., JACOBSONS S. (1979) - Cristal clots amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 69, 319-327.

- GEORGES E. (1984) - Les minéralisations uranifères jurassiques liées spatialement à une discordance hercynienne. *Pétrographie, minéralogie et géochimie des gisements du Rouergue (Aveyron-France)*. Thèse 3ème cycle, IN.P.L., 202 p.
- GIANNETTI B. (1982) - Cumulate inclusions from K - rich magmas, Roccamonfina Volcano, Italy. *Earth and Planetary Letters*, 57, 313-335.
- GILL J.B. (1981) - *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, p.390.
- GILLCRIST R., COWARD M., MUGNIER J.L. (1987) - Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps.
- GILLOT-BARBIERI C. (1970) - Étude pétrographique de la partie orientale du massif Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3ème cycle Grenoble.
- GRAND T., DUMONT T., PINTO-BULL F. (1987) - Distensions liées au rifting téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Géol. France* (8), t.III, 4, 699-704.
- GRATIER J.P. (1973) - Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle Grenoble.
- GRATIER J.P., LEJEUNE R., VERGNE J.L. (1973) - Étude des déformations de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle Grenoble.
- GREEN D.H. (1973) - Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 19, 37-53.
- GREEN O.H., RINGWOVEL A.E. (1967) - The genesis of basaltic magmas. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 15, 103-190.
- GREEN T.H. (1982) - Anatexis of mafic crust and high pressure crystallisation of andesite. In *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, R.S.Thorpe (ed.), 465-487. Chichester: Wiley.
- GREEN T.H., PAERSON N.J. (1986) - Ti-rich accessory phase stability in hydrous mafic-felsic compositions at high P. *T. Chem. Geol.*, 54, P.185-201.
- GROS Y (1974) - Étude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord Belledonne). Thèse 3ème cycle, Université de Grenoble.
- GRUTZECK M.W., KRIDELBAUGH S.J., WEILL D.F. (1973) - R.E.E. partitioning between diopside and silicate liquid. *Trans. Am. Geophys. Union Volcanisme*, 54, pp.1222.
- GUNN B.W. (1971) - Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. *Chem.geol.*, 8, 1-13.
- GIBERGY P. (1968) - Découverte des 'grès à trous' renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). *C.R.A.S.*, Paris, 267, 1251-1254.
- HALL A. (1982) - The Pendennis peralkaline minette. *Mineralogical Magazine*, 45, 257-266.
- HANSON G. (1978) - The application of trace elements to petrogenesis of igneous rocks of granitique composition. *Earth & Planetary Sc. Lett.*, 38, 26-43.
- HANSON G. (1980) - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sc. Lett.*, 8, 371-406.
- HART S.R., DAVIS K.E. (1978) - Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth & Planetary Sc. Lett.*, 40, 203-219.
- HELLEMAN P.L., SMITH R.E., HENDERSON P. (1979) - The mobility of the REE: Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 71, 23-44.
- HERVOUET Y., MOEPFFNER C. (1982) - Existence d'un magmatisme acide et intermédiaire dans le Permo-Trias du Maroc oriental : l'ensemble volcanique du Boudoufoud (M. du Gersif) *Cahier Colloque du Permo-Trias marocain*, sept., p.31.
- HOLM P.E. (1982) - Non-recognition of Continental Tholeiite using the Ti-Y-Zr diagram. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 79, 3.
- HOLM P.M., LOU S., NIELSEN A. (1982) - The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian district, Roman province, central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, p.367-378.

- HOOPER P.R., KELCK W.D., KNOWLES C.R., REIDEL S.P., THIESSEN R.L. (1984) - Imnaha basalt. Columbia River basalt group. *Journ. Petrol.*, vol.25, 2, 473-500.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can.J.Earth Sci.*, 8, 523-548.
- JACQUES A.L., GREEN D.H. (1979) - Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p.287-310.
- JOPLIN G.A. (1968) - The shoshonite association : a review. *Journ. geol. Soc. Austral.*, 15, 275-294.
- JORON J.L., BOUGAULT H., TREUIL M., ALLEGRE C.J. (1976) - Étude géochimique des roches magmatiques de la zone Famous et de l'archipel des Açores. *Bull. Soc. Géol.Fr.,T. XVIII*, p.811-818.
- JORON J.L., TREUIL M. (1977) - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol.Fr.,n° spécial, Géochimie des éléments traces et géodynamique*, t.XIX,n°6,p.1197-1205.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A., TREUIL M. (1978) - Application de la géochimie des éléments en trace à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n°7, T.XX, n°4, p.521-531.
- KAMPUNZU A.B., VELLUTINI P.J., CARON J.P.H., LUBALA R.T., KANIKA M., RUMVEGERI B.T. (1983) - Le volcanisme et l'évolution structurale du Sud-Rivu (Zaïre): un modèle d'interprétation géodynamique du volcanisme distensif intracontinental. *Bull. Soc. Nat. Elf Aquitaine*, n°7, 257-271.
- KAY R.W., GAST P.W. (1973) - The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J.Géol.*, 81, p.953-682.
- KELLER J. (1983) - Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p.321-335.
- KUSHIRO I., SYONO Y., AKIMOTO S. (1967) - Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3, p.197-203.
- KUSHIRO I. (1972) - Effect of water on the compositions of magmas formed at high pressures. *J.Petrol.*, 13, p.311-334.
- KUSSMAUL S., HORMANN P.K., PLIOSKONKA E., SUBIETA T. (1977) - Volcanisme and stucture of Southwestern Bolivia. *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, 2, 73-111.
- LACOMBE J.C. (1970) - Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3ème cycle Grenoble.
- LANGMUIR C.H., ROCKE R.D.J., HANSON G.N., HART S.R. (1978) - A general mixing equation with application to Iceland Basalts. *Earth & Planetary Science Letters*, 37, 380-392.
- LA ROCHE H.DE (1978) - La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et de diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches. *Chem. Géol.*, 21, 63-67.
- LEAKE B.E. (1976) - Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.Nb.* 11-12, *Volcanisme*, 63, p.1023.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- LE FEVRE C., DUPUY C., COULON C. (1974) - Le volcanisme andésitique. *Revue de Haute-Auvergne* 44, pp.313-355.
- LE FEVRE C. (1979) - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Perou (Sud) du Miocène à l'actuel. Thèse Montpellier.
- LE FORT P. (1970) - Les cipolins roses du Valgodmard-Champsaur (Massif du Pelvoux). *Trav. du Lab. Géol. Fac. des Sciences, Grenoble*, 46, pp.111-116.
- LE FORT P. (1970) - A propos de la découverte d'un massif de granite au Bourg en Valgodmard. Remarque sur trois expressions du granite du Pelvoux. *Trav. du Lab. de Géol. Fac.Sc. Grenoble*, 46, pp.117-125.
- LE FORT P., PECHER A. (1971) - Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. *C.R.A.S.*, 273, Série D, p.3-5.
- LE FORT P. (1971) - "Géologie du Haut-Dauphiné". Thèse Nancy, CNRS n°A05301.
- LE FORT P. (1980) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM, feuille Orcières.

- LE FORT P. (1984) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM. Feuille Saint Christophe en Oisans.
- LE GUERN M., SAUVAGE M., SAUVAGE J.P. (1982) - Dynamique du volcanisme pernicien dans le Massif Central marocain. Cahier du Colloque du Permo-Trias Marocain, sept., p.34.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., SIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., RUDKIEWICZ J.L., TRICART P. (1986) - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Marine and Petroleum Geology, vol.3, 178-199.
- LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P.Y., DUMONT T., GRACIANSKY DE C., GRAHAM R., JOLIVET L., ROBERT D., TRICART P. (1989) - Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. C.R.Acad. Sci. Paris, t.309, série II, 1711-1716.
- LE MAITRE R.W. (1976) - The chemical variability of common igneous rocks. Journal of Petrology, 17, pp.589-637.
- LEPVRIER C., VELDE D. (1976) - A propos des intrusions tertiaires de la marge nord-africaine entre Cherchel et Ténès (Algérie). Bull. Soc. Géol. France (7), t.XVIII, n°4, 991-998.
- LETERIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet. Sc. Letters, 59, 139-154.
- LONGHI J. (1981) - Multicomponent phase diagrams and the phase equilibria of basalts. In Workshop on Magmatic Processes of Early Planetary Crusts LPI Technical Report Number 82-01, 90-94.
- LUHR J.F., Carmichael I.S.E. (1981) - The Colima volcanic complex: II. Late-Quaternary cinder cones. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 127-147.
- LUHR J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E., Nelson S.A., Hasenaka T. (1989) - Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican volcanic belt. Journ. Geoph. Res., 94, B4, 4515-4530.
- MATTE P. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. Géol. France (8), t.II, n°1, 9-24.
- MAURY R.C., Brousse R., Villemant B., Joron J.L., Jaffrezic H., Treuil M. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). I : Pétrologie. Bull. minéral., 103, 250-266.
- MAURY R.C. (1984) - Les conséquences volcaniques de la subduction. Bull. Soc. géol. France, XXVI, 3, 489-500.
- MENOT R.P., Bonhomme M.G., Vivier G. (1987) - Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. Bull. Suisse Minéral. Pétrogr., 67, 3, 273-284.
- MENOT (1986) - Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massif cristallins externes des Alpes françaises) : nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. Bull. Suisse Minéral. Pétrogr., 66, 2, 227-256.
- MENOT (1987) - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises) : contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne. Thèse Doctor. Etat Université Lyon 1, 364 p. Ann. Mém. Centre Armoricaire d'Etude Structurale des Socles, Rennes.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1988) - 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (External Crystalline Massifs in The French Alps) : Evidence of a Lower Paleozoic oceanization. Earth. Planet. Sci. Lett., 88, 1-2, 82-92.
- METAIS D., Chayes F. (1964) - Kersantites and vosgesites : a possible example of group heteromorphism. Carn. Inst. Wash. Yrbk., 63, 196-199.
- MESCHEDE M. (1986) - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Th-Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56, 207-216.
- MINSTER J.F., MINSTER J.B., TREUIL M., ALLEGRE C.J. (1977) - Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II inverse problem of the fractional crystallisation. Process in volcanic suites. Contrib. Min. Petrol. 61, 49-77.
- MICHEL R. (1956) - Une cheminée volcanique Triasico-Liasique en Dauphiné : L'Aiguille-Fourchée (sect. sud du Pelvoux). C.R.A.S., t.242, p.3036-3097.
- MICHEL R., TANE J.L. (1960) - 'Découverte des laves en coussins (pillows lavas) dans le Trias de la zone

- Dauphinoise, Pelvoux'. C.R.A.S., T.250, P.273-275.
- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J.Sci., 274, 321-355.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. (1975) - Tholeiitic and Calc-Alkaline series in relation to the behaviour of Ti, V, Cr and Ni. Am. Journ. of Sciences, 275, 265-277.
- MORIMOTO N. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73, 1123-1133.
- MORRISON M.A. (1978) - The use of 'immobile' trace element to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts : applications to the paleocean basalts of Mull an skye, Northwest Scotland. Earth & Planetary Science Letters, 39, 407-416.
- MOTTL M. (1983) - Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid ocean ridges. Geological soc. of Am. Bull., 94, 161-180.
- MUNHA J., KERRICH R. (1980) - Seawater basalt interaction from the Iberian Pyrite Belt. Contribution to Mineralogy & Petrology, 73, 191-200.
- MYSEN B.O., KUSHIRO I. (1977) - Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. Am. Mineral., 62, 843-865.
- NAKAMURA N. (1974) - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta., 38, 757-773.
- NIXON P.H., BOYD F.R. (1973) - The discrete nodule association in kimberlites from modern Lesotho. In: P.H. Nixon (editor), Lesotho Kimberlites. Maseru, 67-75.
- NYSTROM J.O. (1984) - Rare earth element mobility in vesicular lava during low grade metamorphism. Contribution to Mineralogy & Petrology, 88:328-331.
- OBERHANSLI R. (1966) - Geochemistry of meta-lamprophyres from the central Swiss Alps. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 66, 315-342.
- PAGEL M., LETERRIER J. (1980) - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity. Lithos, 13, 1-10.
- PAGEL M. (1981) - Facteur de distribution et de concentration de l'Uranium et du Thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse d'état. INPL, 566 p.
- PAQUETTE J.L., MENOT R.P., PEUCAT J.J. (1989) - REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the alpine external Massifs (Western alps): evidence for crustal contamination. Earth & Planet. Sc. Lett., 96, 181-198.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth & Planetary Sc. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE J.A. (1975) - Basalt Geochemistry used investigating plate tectonic environment on Cyprus. Tectonophysics, 25, 41-66.
- PEARCE J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalt. Journal of Petrology, 17, 15-43.
- PEARCE J.A., FLOWER M.J.F. (1977) - The relative importance of petrogenetic variables in magma genesis at accreting plate margins : a preliminary investigation. J. Geol. Soc. Lond., 134, 103-127.
- PEARCE J.A., GALE G.H. (1977) - Identification of ore deposition environment from trace element Geochemistry of associated igneous host rocks. In : Volcanic processes in ore genesis. Geol. Soc. London., Public 7, 14-24.
- PEARCE J.A., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1977) - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth & Planet. Sc. Lett., 36, 121-132.
- PEARCE J.A. (1978) - Petrogenetic studies of metabasalts using immobile trace element ratios. J. Geol. Soc. Lond., 135, 192.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contribution to Mineralogy & Petrology, V.69, n°1, 33-47.
- PEARCE J.A. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. P.525-548 in Thorpe R.S.ed. : Andesites and related rocks. J. Wiley et Sons, Chichester, 214 p.
- PEARCE J.A. (1984) - A 'users guide' to basalt discrimination diagrams. Communication person.

- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.C. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956-983.
- PECCERILLO A., POLI G., TOLOMEI L. (1984) - Genesis evolution and tectonic significance of K-rich volcanics from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 230-240.
- PECCERILLO A. (1985) - Roman comagmatic province (central Italy) : evidence for subduction-related magma genesis. *Geology*, 13, 103-106.
- PECHER A. (1970) - 'Etude pétrographique de la partie occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien'. Thèse de 3ème cycle Grenoble.
- PECHER A., VIALON P. (1970) - Présence des Gneiss du faciès Granulite dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux. *C.R.Ac.Sc. Fr.*, 270, série D., 666-668.
- PECHER A. (1980) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM. feuille Orcières.
- PECHER. (1984) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM. Feuille Saint Christophe en Oisans.
- PECHER A. (1989) - Carte géologique de la France à 1/50000 BRGM. Feuille La Mure.
- PIANTONE P. (1980) - Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alkalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance. *Minéralogie, pétrographie, géochimie*. Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 214 p.
- POTY B., WEISBROD A., STADLER H.A. (1973) - 'T' et P. de croissance des ctx de Qz des fentes alpines dans les Alpes Franc. et Suisses'. *Bull. de la R.A.S.T.*, Paris. P.343.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 220.
- ROCK N.M.S. (1977) - The nature and origin of lamprophyres : some definitions, distinctions and derivations. *Earth Science Review*, 13, 123-169.
- ROCK N.M.S. (1987) - The nature and origin of lamprophyres: an overview. In *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society, Special Publication, n°30, 191-226.
- ROCK N.M.S. (1984) - The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres : minettes, vosgesites, kersantites and spessartites. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 74, 193-227.
- RODEN M.F. (1981) - Origin of coexisting minette and ultramafic breccia. Navajo volcanic field. *Contribution Mineral. Petrol.*, 77, 195-206.
- RYERSON F.J., WATSON E.B. (1987) - Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 274, 225-239.
- SABATIER H. (1980) - Vaugnérites et granites, une association particulière des roches acides et basiques. *Bull. Mineral.*, 103, 507-522.
- SARROT-REYNAUD J. (1961) - Etude géologique du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. Thèse d'Etat, Grenoble.
- SARROT-REYNAUD J. (1964) - 'Le volcanisme Permo-Carbonifère dans la zone des massifs cristallins externes des Alpes Françaises'. *Congr. Int. Str. Géol. du Carbonifère 1963*. Extraits p.741-753.
- SCARENZI D., HERMITTE D., MENOT R.P., PIBOULE M. (1985) - Les zircons des plagiogranites du complexe ophiolitique de Chamrousse - Tabor et des granites sodiques du groupe de Rioupéroux Livet (Massif cristallins externes, Alpes françaises) : morphologie, typologie et implications pétrogénétiques. *C.R.A.S. Paris*, 301. II, 16, 1189-92.
- SMITH R.E., SMITH S.E. (1976) - Comments on the use of Ti,Zr,Y,Sr,K,P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth & Planetary Science Letters*, 32, 114-120.
- STEINBERG M., TOURAY J.C., TREUIL M., MASSARD P. (1979) - Cristallochimie et éléments en traces. in 'Géochimie : Principes et méthodes'. t.II, Doin éd., 599pp.
- STRECKEISEN A. (1979) - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, vol.7, 331-335.
- SUN S.S., NESBITT R.W., SHARASKIN A.V. (1979) - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Science Letters*, 44, 119-136.
- SUN S.S. (1980) - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island

- arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Ser. A.297, 409-445.
- SUZUKI K., SHIRAKI K. (1980) - Chrome-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan, and their bearing on possible mantle origin andesite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 313-322.
- TANE J.L. (1961) - 'Contribution à l'étude des laves d'âge Triasique de la zone alpine externe (région de Villard-Notre-Dame, massif du Pelvoux)'. *T.L.G. Grenoble*, T.37, 157-166.
- TANE J.L. (1976) - Le cycle géochimique et le problème du volcanisme spilitique. Thèse d'Etat, Grenoble.
- TERMIER P. (1893) - Sur les roches de la série porphyrique dans les Alpes françaises. *C.R.A.S.*, 116. 900-903.
- THOMPSON R.N., GIBSON I.L., MARRINER G.F., MATTEY D.P., MORISSON M.A. (1980) - Trace-element evidence of multistage mantle fusion and polybaric fractional crystallisation in the Paleocene lavas of Skye. N.W. Scotland, *J. Petrol.*, 21, 265-293.
- THOMPSON R.N., DICKIN A.P., GIBSON I., MORRISON M.A. (1982) - Elemental fingerprints of isotopic contamination of hebridean Paleocene mantle-derived magmas by archaean sial. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 79, 159-168.
- THOMPSON R.N., MORISSON M.A., DICKIN A.P., GIBSON I.L., HARMON R.S. (1986) - Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the british tertiary volcanic province. *Journ. Geophys. Res.*, vol.91, B6, 5985-5997.
- THORPE R.S., POTTS P.J., FRANCIS P.W. (1976) - Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, vol. 54, 65-76.
- TILLEY C.E., MUIR I.D. (1962) - The Hebridean Plateau magma type. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 19, 208-215.
- TREUIL M. (1973) - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse Sci., Paris-Sud, 490p.
- TREUIL M., VARET J. (1973) - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 15, p.401-544.
- TREUIL M., JORON J.L. (1975) - utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantiques. *Soc. Ital. Miner. Petrol.* XXXI, 125-175.
- TRICART P., LEMOINE M. (1986) - From faulted blocks to megamullions and megaboudins : Tethyan heritage in the structure of the Western Ips. *Tectonics*, vol. 5, n°1, 95-118.
- VATIN-PERIGNON N., JUTEAU T., LE FORT P. (1972) - 'Les friions du massif du Pelvoux (Alpes Occidentales Françaises)'. *T.L.G. Grenoble*, T.48, p.207-227.
- VATIN-PERIGNON N., SHAW D.M. (1972) - 'Comportement du Li et d'autres éléments en trace dans quelques coulées Triasiques de l'Aiguille de Morges (Alpes-Françaises). Une contribution au problème de l'origine des roches spilitiques'. *T.L.G. Grenoble*, t.48, p.201-206.
- VATIN-PERIGNON N., AUMAITRE R., BUFFET G. (1974) - La spilitisation dans le Massif des Ecrins-Pelvoux : un cortège intrusif et effusif dclérite-spilitique. *Géologie Alpine*, 50, 153-194.
- VATIN-PERIGNON N., SHAW D.M. (1977) - Lithium in spilites. *Geochemica & Cosmochimica Acta*, 41, pp.1601-07.
- VATIN-PERIGNON N., SHAW D.M., MUISSON J.R. (1979) - Abundance of Lithium in spilites and its implications for the spilitization process. in 'origine and ditribution of the elements'. 2nd. symposium. ed. Ahrens, Pergamon Press, Oxford, 465-478.
- VELDE D. (1968) - Les transformations de l'olivine dans les lamprophyres et lamproïtes une étude de la pélite. *Bull. Soc. Géol. de France* (7) X, 601-612.
- VELDE D. (1971) - Les kersantites étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr.*, 94, 411-426.
- VELDE D. (1975) - Armacolite - Ti - Phlogopite - Diopside - Bearing Lamproïtes from Smoky Butte, Garfield Country, Montana. *American Mineralog.* 60, 566-573.
- VELLUTINI P. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du N.W.. Thèse d'état, Aix-Marseille III.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., POTTS J.P. (1984) - Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, p.209-220.

- VERNET J. (1965) - La zone Pelvoux. Argzentera. Etude sur la tectonique Alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes dans le sud des Alpes Occidentales. Paris, Ch. Beranger. Bull. de la cart géologique de la France, T.60, n°275.
- VIETEN K., HAMM H.W. (1971) - Additional notes: 'On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe³⁺ from microprobe analyses'. N. Jahrbuch f; Mineralogie Monatshefte, 71-83.
- VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R.C., BROUSSE R. (1980) - Crystallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin. La série de la Chaîne des Puys, Massif Central, France. II. Géochimie. Bull. Minéral., 103, 267-286.
- VITTOZ P., COSTARELLA R., VIVIER G., OLIVER R.A. (1987) - Typologie des granitoïdes hercyniens du Haut-Dauphiné par l'étude des terres rares et de la morphologie des zircons. Géologie Alpine, t.63, 119-136.
- VIVIER G., MENOT R.P., GIRAUD P. (1987) - Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins). Le domaine Nord-oriental. Géologie Alpine, vol.63, 25-53.
- VOISSET M. (1975) - Etude géologique des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses. Application à la spectrométrie de masse à étincelle, à la géochimie des éléments trace des paragenèses à Molybdenite. Thèse 3è cycle Grenoble.
- WAGNER C., VELDE D., MOKHTARI A. (1987) - Sector-zoned phlogopites in igneous rocks. Contrib. Mineral petrol, 96, 186-191.
- WATSON E.B. (1976) - Tow liquid partition coefficients : experimental data and geochemical implications. Contribution to Mineralogy & Petrology, 56, 119-134.
- WATSON E.B. (1979) - Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and application to trace element geochemistry. Contr. Min. Petr., 70, 407-419.
- WESTPHAL M. (1973) - Etude paléomagnétique de quelques formations permienne et triasiques dans les Alpes Occidentales France. Tectonophysics, 17, p.323-335.
- WIMMENAUER W. (1973) - Lamprophyre, semi-lamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine : Fortschritte der Mineralogie, v.51, 3-67.
- WINSHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, pp.325.
- WOOD D., JORON J.L., TREUIL M. (1979) - A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth & Planetary Science Letters, 45, 326-336.
- WOOD D.A. (1980) - The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tecto-magmatic classification, and to establishing the nature of the crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Province. Earth & Planetary Science Letters, Amsterdam, 50, 11-30.
- WRIGHT T.L., GROLIER M.J., SWANSON D.A. (1973) - Chemical variation related to the stratigraphy of the Columbia River Basalt. Geol. Soc. Amer. Bull., vol.84, 371-386.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. Petrology, 3, 342-532.

ANNEXE A - Aperçu sur les granites hercyniens et de leurs enclaves basiques

Les granites hercyniens se rattachent à une série aluminosodique (lignée albitique: Na₂O > 3.65%) et à une série potassique moins alumineuse (lignée monzonitique: Na₂O < 3.65%; Le Fort, Pécher, in file. St-Christophe/O; Vivier, 1984; Vittoz, 1987).

1 - Les granites de la lignée albitique sont peralumineux, selon la nomenclature de Debon & al. (1983), plus ou moins porphyroïdes, à plagioclase, quartz, microcline, biotite, muscovite.

Ils regroupent les plutons relativement homogènes de La Bérarde-Fromontoire, du Riéou Blanc (muscovite seule) et les granites à enclaves basiques (vaugnérites ou syénites surmicacées) de la partie occidentale du MEF. Dans les seconds on distingue:

a) des granites fins, albitiques leucocrates et siliceux à muscovite +/- biotite: faciès clair du granite du Rochail, granite du Péou, de Saint-Maurice, des Quatre-Tours, de Pétarel (f. Orcières)

b) dans le Rochail, un granite porphyroïde à biotite, plus potassique que les autres termes du groupe albitique, mais encore très alumineux.

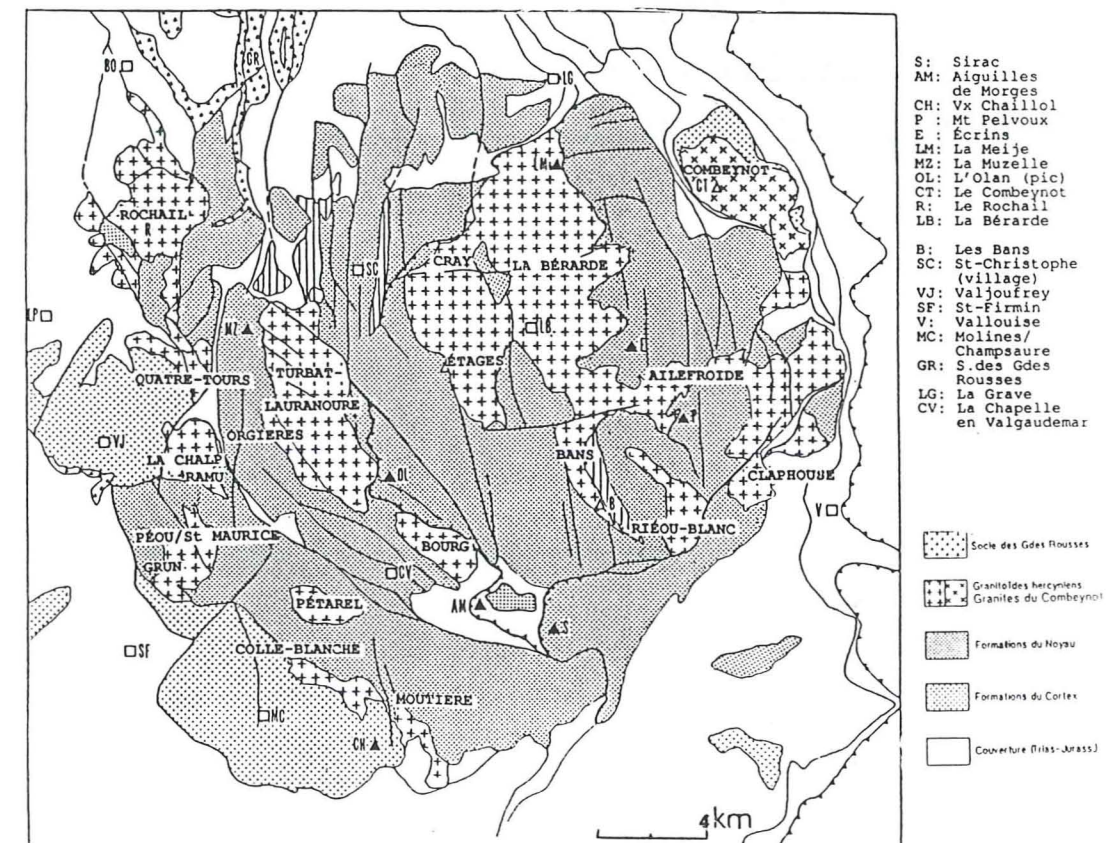
Les enclaves basiques des granites albitiques (vaugnérites s.l., diorites, sont décimétriques, métriques à décamétriques. Toutes les transitions entre des syénites surmicacées pauvres en feldspath et des termes plus felsopathiques affleurent, de même que des diorites à amphibole et plagioclase.

2 - La lignée monzonitique (subalcaline) rassemble des granites et des granitoïdes leucocrates et mésocrates (d'affinité 'aluminosodique' selon la nomenclature de Debon & al., 1983) parfois associés à des plutons monzodioritiques plus colorés (amphibole, biotite). On peut les classer selon leur degré d'acidité:

a - en granites acides très homogènes, leucocrates, irrégulièrement porphyroïdes: quartz (30%), microcline (20 à 40%), plagioclase (20-30%), biotite (7-10%), mica blanc (1%). Ce sont principalement les plutons de Turbat-Lauranoure, des Étages et d'Aillefroide auxquels sont associés les pointements des Berches, du Cray, du Graou;

b - en granites intermédiaires à tendance granodioritique (granites du Bourg, d'Orcières) se distinguant des granites acides par une prédominance du plagioclase fortement zoné (40%, An₆₀₋₁₅), une grande richesse en biotite (20%) et la présence de hornblende relique et d'allanite zonée.

c - en granitoïdes (monzodiorite) dans les plutons de Colle-Blanche et Moutières. Ces deux plutons sont composés d'une multitude de faciès pétrographiques à structure parfois grossièrement concentrique. Selon Le Fort (feuille Orcières): 'chaque massif possède une couronne de granite leucocrate à grain fin, qui s'enrichit peu à peu vers l'intérieur en filons et lentilles d'un granite plus sombre, et passe au centre à un granite à amphibole, à enclaves sombres, surmicacées et amphiboliques (monzodiorite)'.

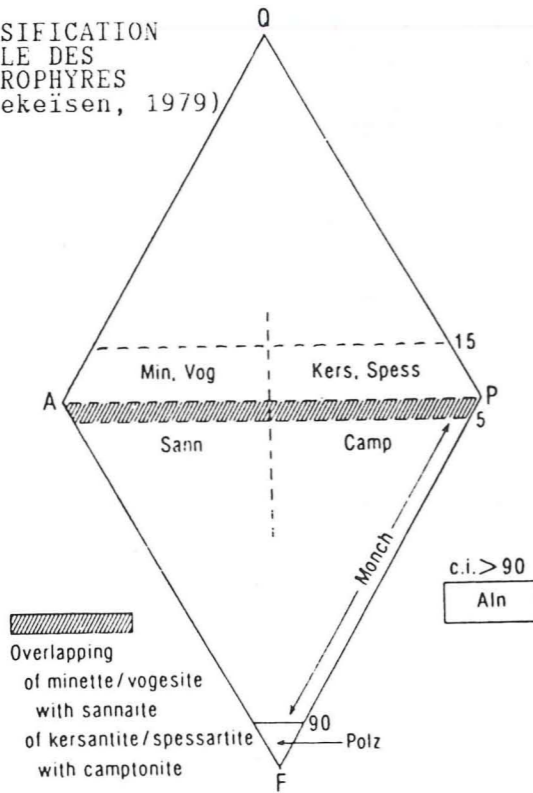


ANNEXE I-B

COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES DES LAMPROPHYRES CALCO-ALCALINS (nomenclature I.U.G.S: in Strekeisen, 1979)

Felsic constituents		Predominant mafic minerals			
Feldspar	Foid	Biotite, diopside, augite, olivine	Hornblende, diopside, augite, olivine	Amphibole (barkevikite, kaersutite), titanaugite, olivine, biotite	Melilite, biotite, titanaugite, olivine, calcite
or > pl	..	Minette	Vogesite		
pl > or	..	Kersantite	Spessartite		
or > pl	fsp > foid			Sannaite	
pl > or	fsp > foid			Camptonite	
..	Glass or foid			Monchiquite	Polzenite
..	..				Alnoite

CLASSIFICATION MODALE DES LAMPROPHYRES (Strekeisen, 1979)



Lamprophyre fields on QAPF diagram.

FELDSPATHS

	S10		BH62	
	31	32	6	13
SiO2	56.53	64.79	73.24	53.92
TiO2	0.01	0.02	0.04	0
Al2O3	26.89	18.31	14.13	29.44
Cr2O3	0.04	0	0.01	0.02
FeO _t	0.39	0.21	0.05	0.44
MnO	0	0.04	0.03	0.01
MgO	0.01	0	0	0.04
CaO	9.01	0	0	11.03
Na2O	6.51	0.36	0.37	4.83
K2O	0.27	16.27	12.55	0.88

AB	0.5578	0.0325	0.0428	0.4197
OR	0.0155	0.9675	0.9572	0.0506
AN	0.4267	0	0	0.5298

ANNEXE II - TABLEAU AMPHIBOLE PRIMAIRE DE LA KERSANTITE BH62

	7	8	9	10	11	12
SiO2	39.76	41.63	41.89	39.2	41.48	39.71
TiO2	1.92	0.93	1.2	2.09	2.41	0.99
Al2O3	13.46	11.43	11.59	13.87	12.35	12.06
Cr2O3	0.03	0.03	0	0.02	0.02	0.03
FeO _t	20.47	22.68	22.49	21.34	18.46	25.93
MnO	0.33	0.42	0.51	0.28	0.28	0.53
MgO	7.27	6.63	6.38	6.67	8.9	4.21
CaO	11.34	10.48	11.05	11.26	11.37	10.83
Na2O	1.87	1.64	1.7	1.8	1.9	1.72
K2O	1.42	0.99	1.27	1.6	1.37	1.47
H2O	1.95	1.92	1.94	1.94	1.98	1.89
TOT.	99.82	98.78	100.02	100.07	100.52	99.37
100 Mg/Mg+Fe	64.177	53.261	51.200	56.499	86.990	29.356

FORMULE STRUCTURALE (Leake, 1978)

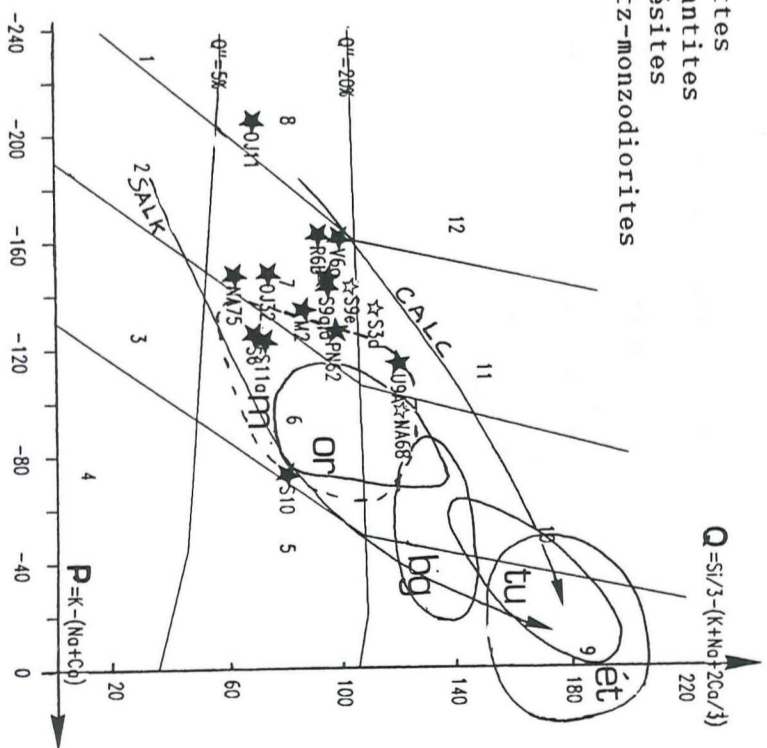
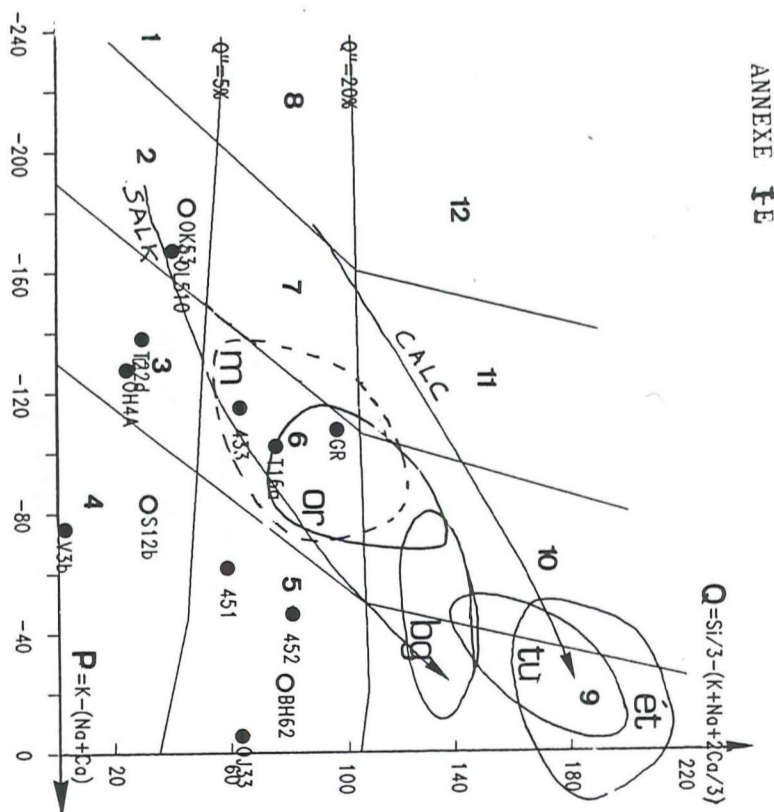
Si	6.1235	6.4891	6.4611	6.0535	6.2651	6.3041
Al (IV)	1.8765	1.5109	1.5389	1.947	1.7349	1.6959
Al (VI)	0.5666	0.5888	0.5678	0.5777	0.4634	0.5604
Cr	0.0037	0.0037	0.0000	1.5356	0.0024	0.0038
Ti	0.2224	0.1090	0.1392	0.243	0.2737	0.1182
Fe3+	0.1058	0.1904	0.1060	0.113	0.0831	0.1441
Mg	1.6692	1.5407	1.4670	1.5356	2.0040	0.9964
Fe2+	2.4324	2.5674	2.7199	2.5286	2.1733	3.1771
Mn	-	-	-	-	-	-
Fe2+	0.0627	0.1349	0.0394	0.0763	0.0473	0.0729
Mn	0.0430	0.0554	0.0666	0.037	0.0358	0.0713
Ca	1.8711	1.7501	1.8259	1.8629	1.8398	1.8419
Na	0.0232	0.0595	0.0681	0.0242	0.0771	0.0139
Na	0.5352	0.4361	0.4402	0.5147	0.4793	0.5155
K	0.2790	0.1968	0.2499	0.315	0.2639	0.2977

Compositions des feldspaths de la vogésite S10 et de la kersantite BH62.

ANNEXE I - C AMPHIBOLES DES VOGÉSITES DU MEP

Ech. S10	PARGASITES (PHÉOCRISTAUX: 0.3 - 0.8 mm)					FERRO-PARGASITES BRUNES: MICROCRISTAUX < 0.2mm					AMPHIBOLES INCOLORES					TOT.	OH	AlX	FeX	MgX																		
	PHÉOCRISTAUX: 0.3 - 0.8 mm					MICROCRIST.					AMPHIBOLES INCOLORES																											
N° analyse	26	27	22	23	30	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25	24	25			
SiO2	41.51	41.61	42.01	42.12	41.91	41.83	0.258	47.6	53.52	39.54	38.83	40.29	39.55	0.596	98.51	97.38	98.49	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13		
TiO2	3.03	2.90	2.81	2.75	2.39	2.78	0.105	0.68	0.15	2.93	3.36	3.18	3.16	0.176	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	56.34	
Al2O3	13.17	12.74	12.40	12.52	12.52	12.67	0.294	6.4	1.71	13.19	13.26	12.77	13.07	0.216	6.025	5.983	6.077	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	
Cr2O3	0.02	0.05	0.03	0.09	0.13	0.06	0.027	0.03	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.012	0.001	0.005	0.001	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	
FeO _t	9.51	9.80	9.56	9.73	10.40	9.80	0.119	15.63	13.38	16.99	14.52	12.67	16.06	1.001	16.99	14.52	12.67	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06	16.06
MnO	0.10	0.12	0.03	0.09	0.21	0.11	0.034	1.08	1	0.15	0.13	0.11	0.13	0.016	0.15	0.13	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
MgO	14.02	14.23	14.86	14.25	13.84	14.24	0.313	12.12	14.87	11.12	10.77	12.45	11.45	0.724	11.12	10.77	12.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45	11.45
CaO	11.67	11.56	11.57	11.71	11.62	11.63	0.064	11.63	12.25	11.09	10.99	11.24	11.11	0.103	11.09	10.99	11.24	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11	11.11
Na2O	2.05	1.97	2.01	1.88	1.71	1.92	0.063	0.85	0.21	2.21	2.23	2.35	2.26	0.062	2.21	2.23	2.35	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26
K2O	1.50	1.39	1.42	1.38	1.25	1.39	0.047	0.5	0.14	1.29	1.29	1.27	1.28	0.009	1.29	1.29	1.27	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28
H2O	2.02	2.02	2.03	2.02	2.01	2.02	0.004	2	2.06	1.97	1.95	1.99	1.97	0.016	1.97	1.95	1.99	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	
TOT.	98.62	98.40	98.73	98.54	97.99	98.46	0.120	98.56	99.35	98.51	97.38	98.49	98.13	0.528	98.51	97.38	98.49	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	98.13	
100Mg/Mg+Fe	72.43	72.13	73.48	72.29	70.35	70.35	0.120	58.82	66.46	56.34	56.34	63.66	73.91	65.21	56.34	56.34	63.66	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91	73.91
Si	6.149	6.179	6.209	6.237	6.254	6.206	0.0330	7.1431	7.7935	6.025	5.983	6.077	6.028	0.0384	6.025	5.983	6.077	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	6.028	
Ti	0.338	0.324	0.312	0.306	0.268	0.309	0.0120	0.0772	0.0159	0.336	0.389	0.361	0.362	0.0219	0.336	0.389	0.361	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362	0.362
AlIV	1.851	1.821	1.791	1.763	1.746	1.794	0.033	0.857	0.207	1.975	2.017	1.923	1.972	0.038	1.975	2.017	1.923	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	1.972	
AlVI	0.448	0.410	0.369	0.423	0.457	0.421	0.029	0.276	0.087	0.394	0.390	0.346	0.377	0.022	0.394	0.390	0.346	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	0.377	
Cr	0.003	0.005	0.004	0.010	0.015	0.007	0.0030																															

n	Q	P	A	B	F	Na+K	K/Na+K	Mg/Mg+Fe	Q%	B%	F%
VOSGÉSITES											
M2	85.9	-134.2	-53.5	285	184	137.6	0.42	0.681	15.48	51.41	33.11
V6a	99.1	-160.8	-67.5	277	178	131.3	0.33	0.637	17.86	49.99	32.15
NA75	61.9	-146.6	-68.2	274	219	155.7	0.39	0.649	11.15	49.41	39.44
S10	68.9	-125.1	-83.2	298	189	139.4	0.51	0.621	12.41	53.62	33.97
S6	79.8	-73.5	-12.7	255	220	156.2	0.55	0.611	14.38	45.95	39.67
S9a	94.7	-143.3	6.3	253	208	150.2	0.32	0.610	17.07	45.50	37.43
S9d	94.0	-147.4	-17.4	269	192	146.6	0.33	0.619	16.94	48.50	34.56
S11a	72.2	-121.8	-57.7	310	172	135.2	0.49	0.594	13.00	55.94	31.06
U9a	119.7	-113.7	-22.7	284	151	113.1	0.48	0.587	21.57	51.21	27.23
PN62	98.3	-120.9	-18.4	279	178	135.7	0.42	0.646	17.71	50.30	31.98
OJ32	73.9	-147.6	-55.1	223	258	167.7	0.35	0.617	13.31	40.16	46.53
OJ11	68.6	-205.1	-91.1	359	128	116.7	0.19	0.685	12.35	64.61	23.04
R7a	122.9	-23.6	88.9	256	176	171.4	0.52	0.560	22.15	46.06	31.79
R6b	91.8	-162.0	-52.6	252	211	146.3	0.31	0.651	16.54	45.37	38.09
QUARTZ-MONZODIORITES											
S3d	112.1	-134.5	-33.6	174	269	139.2	0.41	0.488	20.20	31.40	48.40
S9e	103.5	-143.1	37.8	195	257	171.5	0.28	0.548	18.65	35.13	46.22
NA68	121.0	-97.0	22.3	121	313	173.0	0.42	0.371	21.80	21.81	56.38
MINETTES MAFIQUES											
OH4a	25.7	-127.7	-191.4	378	151	125.3	0.59	0.698	4.63	68.19	27.18
I16a	76.0	-102.1	-125.6	435	44	106.7	0.56	0.750	13.70	78.30	8.00
T22d	29.9	-138.0	-188.8	338	187	146.7	0.49	0.684	5.39	60.91	33.70
4.3.3	64.1	-114.9	-127.0	355	135	142.6	0.49	0.690	11.55	64.05	24.40
OL510	44.1	-168.2	-178.1	281	230	139.1	0.43	0.604	7.95	50.59	41.45
V3b	-1.5	-74.7	-177.9	319	238	204.6	0.60	0.708	-0.27	57.45	42.82
MINETTES FELSIQUES											
OJ33	64.4	-6.4	-114.3	264	227	189.2	0.71	0.714	11.60	47.54	40.86
GR	98.2	-107.5	-87.4	311	145	141.2	0.45	0.693	17.70	56.11	26.19
W1t	57.4	-127.3	-154.3	364	134	148.3	0.49	0.695	10.34	65.54	24.12
4.5.1	67.3	-53.8	-89.7	369	119	172.5	0.58	0.722	12.13	66.46	21.41
4.5.2	80.6	-47.6	-57.4	359	115	159.7	0.59	0.717	14.53	64.70	20.77
4.4.0	151.1	-30.0	22.3	340	64	101.2	0.71	0.717	27.23	61.23	11.54
4.4.2	126.9	-48.8	-30.5	270	158	129.6	0.61	0.630	22.87	48.61	28.52
4.2.9	79.0	-58.9	-85.3	253	223	175.0	0.58	0.638	14.23	45.57	40.20
KERSANTITES											
OK53	45.5	-180.5	-131.0	271	239	158.5	0.33	0.610	8.20	48.80	43.00
OL721	46.0	-100.3	-49.4	268	241	191.2	0.47	0.650	8.29	48.33	43.38
S12b	31.9	-83.4	-117.0	266	257	198.9	0.54	0.640	5.75	47.93	46.32
BH62	79.4	-22.4	-50.1	263	213	176.7	0.66	0.637	14.30	47.32	38.37
4.4.1	148.0	18.3	14.8	277	130	104.1	0.97	0.597	26.67	49.97	23.37



Diagrammes de nomenclature (De La Roche, 1964, modifié par Debon et Le Fort, 1983, 1988). En ordonnée Q = Si/3 - (K + Na + 2/3Ca) en millièmes /100gr de Roche. En abscisse : P = K - (Na + Ca) en millièmes pour 100gr d. roche. Les lignes séparent les domaines des : 1 - gabbros (basaltes); 2 - monzogabbros (latibasaltes, latianésites); 3 - monzonites (latites); 4 - syénites (trachytes); 5 - quartz-syénites (quartz-trachytes); 6 - quartz-monzonites (quartz-latites); 7 - quartz-monzonites (quartz-trachytes); 8 - quartz-latiandésites, quartz-latiabasaltes); 9 - granites (ryolites); 10 - quartz-gabbros (quartz-andésites, quartz-basaltes); 11 - granites (ryolites); 12 - tonalites, - adamellites (dellentes); 11 - grandiorites (rhodacites); 12 - tonalites, trondjemites (dacites).

Granitoïdes et granites des plutons de: (M): Moutières-Colle-Blanche; Or: Orrière; B: Bourgi; Tu: Turbat-Launouère; ét: Étages

SALK: tendance évolutive subalcaline; CALC: tendance évolutive Calc. Alcaline.

Composition de minéraux magmatique de la dolérite ophitique de La Chaup (localisation feuille St-Bonnet et carte toponymique générale)

Dans le versant S de la vallée du Valgaudemar, le puissant filon doléritique de La Chaup (X:896.75; Y:283.85; Z:1250, puiss. 16m, orienté N20, vert.) contient des faciès exceptionnellement bien conservés.

La dolérite présente un aspect grenu montrant des sections imbriqués d'augites et de plagioclases blancs, partiellement remplacés par l'amphibole et la biotite au coeur. La roche est massive, pulvérulente dans les zones fracturées (débit en boules très massives et matrice sableuse).

Ce filon est intéressant à divers titres:

- 1 - la minéralogie primaire est totalement préservée, notamment le plagioclase, (bordures sauf épontes, boules massives).
- 2 - il contient de l'olivine saine jamais observé ailleurs dans le massif, en cristaux corrodés inclus dans le plagioclase ou l'augite.
- 3 - Le filon présente une zonation minéralogique continue entre le bord et le coeur consistant en une diminution du rapport ferro-magnésien / plagioclase. Cette évolution est doublée d'un accroissement sensible de la dimension des cristaux du bord vers l'intérieur.

Par rapport aux minéraux analysés dans les filons du Sirac (Buffet, 1984) et les coulées (augite), il ressort que:

- le plagioclase relique est plus riche en anorthite (An63 contre An35 dans les dolérites du Sirac).
- l'augite est moins calcique (Wo43 contre 46, moins titanée (1.2% contre 2%) et contient du chrome (Cr2O3 jusqu'à 0.8%).
- la biotite est plus magnésienne et moins ferrifère (MgO=16.5% FeO=15.5% contre 8.7% et 24.4%)
- Il en va probablement ainsi de l'amphibole brune, mais nous ne disposons pas d'autres analyses que celles de ce filon.
- de plus, il contient un spinelle chromifère non observée dans les autres gisements (Cr2O3=23.4%, FeO=29.15%, Fe2O3=16.7%, Al2O3=18.4%, anal.n°22, tab...).

La présence d'olivine saine et la composition des minéraux primaires de ce filon témoignent de la nature peu fractionnée du magma, notamment par rapport à leur compositions dans les dolérites non ophitiques de ce cortège (les données publiées sur les dolérites porphyriques et les laves cf. tab.19 et Buffet, 1984).

FELDSPATHS DE LA DOLÉRITE OPHITIQUE DE LA CHAUP
(analyses B. Azambre, 1981, inédites)

	14	15	19	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	53.06	54.07	50.29	52.73	51.56	52.99	50.47	63.72	66.13	68.36
Al ₂ O ₃	29.67	29.16	31.60	29.85	29.74	29.85	31.01	23.47	21.19	20.64
FeO	0.50	0.43	0.48	0.76	0.49	0.25	0.47	0.20	0.23	0.32
CaO	12.34	11.44	14.03	12.35	12.52	12.16	14.02	3.29	2.25	1.11
Na ₂ O	4.17	4.62	3.39	4.24	4.03	4.24	3.52	8.35	9.70	10.89
K ₂ O	0.21	0.23	-	0.12	0.15	0.22	0.07	1.19	0.07	0.41
T	99.95	99.96	99.78	100.05	99.50	99.20	99.50	100.32	99.56	101.72
Si	2.406	2.445	2.297	2.392	2.394	2.405	2.312	2.808	2.910	2.948
Al	1.586	1.554	1.701	1.597	1.600	1.597	1.675	1.219	1.099	1.049
Fe	0.019	0.016	0.018	0.029	0.019	0.004	0.018	0.011	0.008	0.012
Ca	0.600	0.554	0.617	0.61	0.611	0.591	0.688	0.155	0.106	0.051
Na	0.367	0.405	0.300	0.373	0.356	0.373	0.313	0.713	0.828	0.911
K	0.012	0.013	-	0.007	0.009	0.013	0.001	0.067	0.004	0.023
T	4.990	4.987	5.003	4.999	4.988	4.988	5.007	4.973	4.956	4.994
Ca	61.2	57	69.6	61.3	62.6	60.5	68.6	16.5	11.3	5.2
Na	37.5	41.6	30.4	38.0	36.5	38.2	31.4	76.3	88.3	92.5
K	1.3	1.4	-	0.7	0.9	1.3	-	7.2	0.4	2.3

AMPHIBOLE BRUNE (Kaersutite; filon de La Chaup)
anal. B. Azambre & M. Rossy, 1981, inédites

	11	50	51	52	53	64	69
SiO ₂	42.03	41.05	41.33	41.37	43.85	42.14	43.02
TiO ₂	3.26	4.26	3.79	4.14	1.82	3.27	3.89
Al ₂ O ₃	11.84	12.26	11.95	12.58	10.54	11.45	11.17
Cr ₂ O ₃	0.06	0.02				0.18	0.06
FeO	13.25	12.9	12.47	12.07	14.11	12.94	12.89
MnO	0.25	0.22	0.12	0.22	0.44	0.11	0.27
MgO	12.4	11.28	12.34	11.57	12.67	12.49	12.74
CaO	10.89	11.32	11.21	10.98	10.89	11.48	10.7
Na ₂ O	3.06	2.86	2.75	3.02	2.85	2.93	2.96
K ₂ O	0.88	0.91	0.82	0.93	0.95	1.07	0.87

total 97.86 97.12 96.8 96.88 98.12 98.06 98.57

	6.242	5.147	6.187	6.176	6.5	6.253	6.318
Si	6.242	5.147	6.187	6.176	6.5	6.253	6.318
Ti	0.364	0.491	0.427	0.465	0.203	0.365	0.431
Al(IV)	1.758	1.853	1.813	1.822	1.5	1.747	1.682
Al(VI)	0.315	0.311	0.296	0.392	0.342	0.256	0.252
Cr			0.002			0.021	0.007
FeO	1.646	1.615	1.561	1.507	1.749	1.606	1.583
Mn	0.031	0.028	0.015	0.028	0.055	0.014	0.034
Mg	7.745	2.517	2.753	2.575	2.7999	2.762	2.788
Ca	1.733	1.816	1.798	1.757	1.73	1.825	1.684
Na	0.881	0.83	0.798	0.874	0.819	0.843	0.843
K	0.167	0.174	0.157	0.177	0.18	0.203	0.163

total 15.882 15.782 15.807 15.775 15.877 15.895 15.785

OLIVINES (lignée dolérite-spilitique)
éch. dol. ophitique à cpx +/- amph.
La Chaup, éch. Ch81, B. Azambre

N° anal.	1	2	3	16	17	18	23
SiO ₂	38.19	38.43	36.92	37.92	37.45	37.38	38.13
TiO ₂	0	0.05	0.04	0.02	0.05	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	0.14	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.01	0	0	0.01	0.02
NiO	0.12	0.31	0.09	0.05	0.11	0.03	0.12
FeO	24.03	22.41	29.91	25.47	13.81	27.32	23.11
MnO	0.33	0.21	0.5	0.36	0.16	0.43	0.31
MgO	37.41	38.78	32.24	36.36	31.83	34.65	38.84
CaO	0.31	0.23	0.23	0.25	0.4	0.31	0.19
Na ₂ O	0.04	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0
K ₂ O	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0.01

total 100.6 100.51 99.98 100.46 83.86 100.21 100.79

	0.9966	0.9963	0.9993	0.9978	1.1123	0.996	0.9891
Si	0.9966	0.9963	0.9993	0.9978	1.1123	0.996	0.9891
Ti	0	0.001	0.0008	0.0003	0.0011	0.0005	0.0005
Al	0.0044	0.0008	0.0007	0.0005	0.0004	0.0008	0.001
Cr	0.0005	0.001	0.0001	0	0	0.0002	0.0005
Ni	0.0025	0.0064	0.0019	0.001	0.0025	0.0006	0.0026
Fe	0.5244	0.4859	0.6771	0.5605	0.343	0.6088	0.5015
Mn	0.0073	0.0047	0.0115	0.008	0.004	0.0097	0.0068
Mg	1.455	1.4986	1.3007	1.426	1.409	1.3764	1.502
Ca	0.0088	0.0064	0.0066	0.007	0.0126	0.0088	0.0054
Na	0.002	0.0009	0.0003	0.0007	0.0021	0.0013	0
K	0.0003	0	0.0003	0	0.0001	0.0005	0.0003

total 3.0018 3.002 2.9993 3.0018 2.8871 3.0036 3.0097

Mg/Mg+FeO 0.7350 0.7551 0.6576 0.7178 0.8042 0.6935 0.7496

CLINOPYROXENE (DOLÉRITE OPHITIQUE DE LA CHAUP)
ANAL. B. Azambre; J.C. Laurent; ce travail, éch. Ch81

	4	5	19	20	21	24	25	26	27	28
SiO ₂	50.1	52.47	50.21	50.12	51.89	52.36	47.6	47.8	51.16	51.22
TiO ₂	1.4	0.82	1.01	1.0	0.79	0.14	2.14	2.18	0.89	0.86
Al ₂ O ₃	3.95	2.55	3.96	4.0	2.74	1.5	5.86	5.78	2.62	2.75
Cr ₂ O ₃	0.19	0.04	0.67	0.78	0.44	0	0.15	0.18	0.33	0.32
Ni	0	0.01	0.02	0	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.01
FeO	7.43	6.33	7.42	7.19	6.9	10.54	7.72	7.88	7.1	7.53
MnO	0.11	0.16	0.2	0.23	0.17	0.2	0.1	0.14	0.1	0.19
MgO	14.53	13.51	15.24	15.12	15.98	13.33	13.28	13.46	15.88	15.97
CaO	21.03	23.48	19.96	20.26	19.97	20.44	21.85	21.86	20.43	20
Na ₂ O	0.44	0.76	0.43	0.45	0.39	0.88	0.57	0.56	0.39	0.33
K ₂ O	0	0	0.01	0	0	0	0.02	0.01	0	0.01

Tot. 99.18 100.13 99.13 99.29 99.29 99.42 99.3 99.89 98.93 99.19

F1 -0.874 -0.912 -0.824 -0.831 -0.820 -0.831 -0.926 -0.930 -0.827 -0.817
F2 -2.450 -2.458 -2.448 -2.450 -2.479 -2.421 -2.421 -2.439 -2.437 -2.460

	1.8734	1.941	1.875	1.8693	1.9234	1.9731	1.7931	1.7916	1.9105	1.9087
Si	1.8734	1.941	1.875	1.8693	1.9234	1.9731	1.7931	1.7916	1.9105	1.9087
Ti	0.0394	0.0229	0.0284	0.0296	0.0219	0.0039	0.0605	0.0613	0.0251	0.024
Al	0.174	0.111	0.1745	0.1796	0.1196	0.0667	0.2602	0.2553	0.1151	0.121
Cr	0.0057	0.0012	0.0198	0.0231	0.013	0	0.0044	0.0054	0.0098	0.0095
Ni	0	0.0002	0.0007	0	0.0007	0.0009	0.0003	0.0013	0.001	0.0003
FeO	0.2324	0.1958	0.2317	0.2244	0.214	0.3323	0.2433	0.247	0.2217	0.2345
Mn	0.0034	0.005	0.0062	0.0073	0.0052	0.0063	0.0033	0.0046	0.0032	0.0061
Mg	0.8099	0.7447	0.8484	0.8406	0.883	0.7487	0.7457	0.7517	0.884	0.8871
Ca	0.8427	0.9307	0.7984	0.8093	0.7929	0.8253	0.8818	0.8779	0.8173	0.7984
Na	0.0322	0.0548	0.031	0.0323	0.0283	0.0642	0.0415	0.0404	0.0281	0.0239
K	0.0001	0	0.0007	0.0001	0	0.0001	0.0009	0.0006	0	0.0003

Tot. 4.0132 4.0073 4.0148 4.0156 4.002 4.0215 4.035 4.0371 4.0158 4.0138

FM 1.8884 1.8762 1.8847 1.8816 1.8951 1.9126 1.8741 1.8812 1.9262 1.9261
WO 0.2254 0.2123 0.2190 0.2160 0.1988 0.3114 0.2485 0.2507 0.2028 0.2133
EN 44.625 49.605 42.362 43.011 41.839 43.150 47.051 46.667 42.430 41.451
FS 42.888 39.691 45.015 44.674 46.593 39.145 39.789 39.958 45.893 46.056

ANNEXE II- D - CARTOGRAPHIE DES GRANDS FILONNS DE QUARTZ-DOLERITES ENTRE LE COL DU CROUZET ET LA MUZELLE. Echelle environ 1/15000. Les chiffres représentent la direction et le pendage du filon en un point donné ainsi que le N° des échantillons.



PYROXENES DES DOLERITES A ILMÉNITE

11b		1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	17	19	20	21
		C	B	B	M	M	M	B	C	C	C	B	C	B	M	I	I
SiO2	49.86	50.20	49.54	49.65	49.72	49.95	49.73	51.96	51.82	49.37	48.79	51.04	50.94	49.12	51.78	49.45	
TiO2	1.56	1.36	1.72	1.16	1.14	0.99	1.56	0.78	0.83	1.50	1.63	1.20	1.06	1.71	0.86	1.57	
Al2O3	3.85	3.37	3.06	2.40	2.33	2.11	3.18	1.82	1.87	3.65	3.17	1.82	1.78	3.21	1.80	3.59	
Cr2O3	0.29	0.15	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.27	0.26	0.20	0.01	0.01	0.00	0.04	0.18	0.20	
NiO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.11	0.00	0.00	0.00	
FeOt	7.55	8.40	10.53	14.16	14.64	13.83	9.54	7.91	8.03	8.08	12.43	10.42	10.73	11.46	8.16	8.66	
MnO	0.20	0.26	0.24	0.42	0.41	0.14	0.23	0.30	0.20	0.27	0.39	0.31	0.34	0.37	0.30	0.19	
MgO	14.57	14.95	13.55	12.78	12.21	12.12	14.33	16.72	16.90	15.01	13.27	14.51	15.30	13.68	16.31	14.78	
CaO	19.06	19.56	19.34	17.64	17.84	18.70	19.35	18.76	18.63	19.81	18.18	19.14	17.85	17.96	18.93	19.07	
Na2O	0.45	0.40	0.46	0.49	0.47	0.46	0.41	0.33	0.37	0.45	0.48	0.39	0.40	0.46	0.35	0.45	
K2O	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	
Tot.	97.40	98.66	98.49	98.78	98.79	98.35	98.41	98.86	98.92	98.38	98.36	98.87	98.51	98.02	98.68	98.00	
Si	1.8901	1.8886	1.8871	1.9097	1.9164	1.9287	1.8863	1.9379	1.9322	1.8661	1.8750	1.9304	1.9309	1.8828	1.9383	1.8756	
Ti	0.0444	0.0386	0.0492	0.0335	0.0329	0.0286	0.0444	0.0220	0.0232	0.0150	0.0163	0.0120	0.0106	0.0171	0.0086	0.0157	
Al	0.1721	0.1492	0.1375	0.1089	0.1057	0.0960	0.1423	0.0799	0.0823	0.1625	0.1438	0.0811	0.0796	0.1452	0.0794	0.1607	
Cr	0.0086	0.0046	0.0012	0.0009	0.0010	0.0009	0.0015	0.0080	0.0077	0.0061	0.0003	0.0004	0.0000	0.0012	0.0054	0.0060	
Fe	0.2394	0.2642	0.3353	0.4554	0.4719	0.4467	0.3027	0.2467	0.2503	0.2553	0.3996	0.3296	0.3400	0.3674	0.2555	0.2746	
Mn	0.0063	0.0082	0.0076	0.0135	0.0133	0.0045	0.0073	0.0096	0.0063	0.0086	0.0127	0.0101	0.0108	0.0121	0.0094	0.0062	
Mg	0.8233	0.8386	0.7693	0.7327	0.7016	0.6973	0.8104	0.9297	0.9395	0.8455	0.7600	0.8178	0.8641	0.7815	0.9103	0.8356	
Ca	0.7741	0.7884	0.7894	0.7271	0.7366	0.7736	0.7864	0.7497	0.7442	0.8021	0.7487	0.7756	0.7247	0.7377	0.7593	0.7751	
Na	0.0328	0.0292	0.0337	0.0362	0.0350	0.0343	0.0303	0.0240	0.0264	0.0329	0.0361	0.0284	0.0291	0.0343	0.0256	0.0330	
K	0.0004	0.0002	0.0007	0.0011	0.0000	0.0000	0.0008	0.0005	0.0006	0.0016	0.0005	0.0000	0.0002	0.0004	0.0005	0.0017	
Tot.	3.9914	4.0102	4.0111	4.0201	4.0144	4.0111	4.0126	4.008	4.0127	4.0238	4.0237	4.0085	4.0132	4.0117	4.0078	4.0133	

11a PYROXENES DES QUARTZ-DOLERITES

11a		6	7	8	9	10	11	12	15	16	17	18	20
		C	B	B	B	C	B	C	B	C	B	C	B
SiO2	51.08	50.11	50.51	50.76	50.50	50.63	50.62	50.87	50.85	50.75	50.41	50.46	
TiO2	1.08	0.57	0.78	0.37	0.44	1.40	1.29	0.79	0.95	0.37	0.60	1.25	
Al2O3	2.07	1.38	1.70	0.95	0.99	2.55	2.51	1.66	1.80	1.27	1.45	2.25	
Cr2O3	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.05	0.02	0.00	0.03	0.06	0.03	0.05	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
FeOt	11.65	17.50	14.50	17.46	17.79	10.97	11.00	14.30	14.11	16.27	16.65	11.60	
MnO	0.28	0.47	0.37	0.42	0.44	0.29	0.33	0.33	0.30	0.43	0.43	0.33	
MgO	14.33	10.44	12.13	10.41	10.82	14.47	14.53	12.47	12.68	10.57	10.77	14.29	
CaO	18.41	18.21	18.85	18.69	17.75	18.53	18.54	18.75	19.05	19.63	19.04	18.57	
Na2O	0.22	0.23	0.25	0.19	0.19	0.23	0.25	0.21	0.22	0.22	0.21	0.23	
K2O	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	
Tot.	99.15	98.93	99.16	99.25	98.94	99.15	99.1	99.38	100.09	99.49	99.61	99.06	
Si	1.9300	1.9542	1.9398	1.9719	1.9675	1.9100	1.9114	1.9441	1.9308	1.9613	1.9478	1.9132	
Ti	0.0307	0.0167	0.0225	0.0107	0.0130	0.0397	0.0367	0.0228	0.0272	0.0112	0.0174	0.0358	
Al	0.0920	0.0632	0.0769	0.0436	0.0453	0.1136	0.1117	0.0748	0.0803	0.0577	0.0661	0.1005	
Cr	0.0008	0.0000	0.0011	0.0000	0.0002	0.0016	0.0006	0.0000	0.0009	0.0017	0.0008	0.0014	
Ni	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0008	0.0002	0.0000	0.0002	0.0000	0.0001	0.0000	
Fe	0.3683	0.5708	0.4658	0.5672	0.5795	0.3462	0.3474	0.4572	0.4481	0.1627	0.1665	0.1160	
Mn	0.0091	0.0156	0.0119	0.0140	0.0145	0.0094	0.0107	0.0106	0.0126	0.0097	0.0139	0.0104	
Mg	0.8073	0.6068	0.6946	0.6030	0.6281	0.8136	0.8178	0.7102	0.7177	0.6087	0.6204	0.8075	
Ca	0.7456	0.7606	0.7758	0.7777	0.7409	0.7491	0.7501	0.7678	0.7752	0.8127	0.7882	0.7542	
Na	0.0179	0.0171	0.0185	0.0142	0.0146	0.0170	0.0180	0.0157	0.0160	0.0168	0.0156	0.0170	
K	0.0000	0.0011	0.0012	0.0001	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0008	0.0013	
Tot.	4.0017	4.0061	4.0082	4.0024	4.004	4.001	4.0046	4.0032	4.009	3.6433	3.6376	3.7573	
Ech. S16A	19	20	21	22	25	27	30	31	32	34			
		M	C	B	B	C	C	C	B	M			
SiO2	50.52	50.96	50.44	50.34	50.61	50.49	50.73	50.38	50.27	49.32			
TiO2	1.44	0.94	0.92	1.01	1.15	1.01	1.08	1.17	1.35	1.86			
Al2O3	2.68	2.01	1.88	2.07	2.32	2.03	2.19	2.26	2.63	3.32			
Cr2O3	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01			
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00			
FeOt	10.68	15.68	15.25	13.42	11.71	13.70	12.60	14.41	12.79	11.78			
MnO	0.25	0.45	0.36	0.37	0.32	0.36	0.38	0.41	0.32	0.29			
MgO	14.56	14.64	12.17	13.56	13.96	13.08	13.49	14.37	13.90	13.65			
CaO	18.83	15.27	18.50	17.84	18.77	18.45	18.55	15.69	17.28	18.59			
Na2O	0.26	0.21	0.27	0.34	0.24	0.28	0.24	0.23	0.26	0.28			
K2O	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01			
Tot.	99.29	100.21	99.85	98.99	99.17	99.49	99.29	98.99	98.86	99.11			
Si	1.9028	1.9249	1.9284	1.9226	1.9174	1.9236	1.9257	1.9201	1.9121	1.8734			
Ti	0.0408	0.0268	0.0265	0.0291	0.0329	0.0289	0.0310	0.0334	0.0387	0.0531			
Al	0.1191	0.0894	0.0846	0.0932	0.1037	0.0910	0.0978	0.1015	0.1178	0.1486			
Cr	0.0015	0.0016	0.0011	0.0010	0.0014	0.0012	0.0006	0.0010	0.0009	0.0004			
Ni	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0006	0.0006	0.0000	0.0012	0.0000	0.0000			
Fe	0.3364	0.4953	0.4877	0.4285	0.3711	0.4367	0.4000	0.4592	0.4067	0.3740			
Mn	0.0079	0.0144	0.0115	0.0120	0.0101	0.0115	0.0122	0.0131	0.0104	0.0092			
Mg	0.8173	0.8243	0.6936	0.7716	0.7881	0.7430	0.7630	0.8163	0.7883	0.7726			
Ca	0.7557	0.6181	0.7577	0.7298	0.7620	0.7534	0.7544	0.6406	0.7041	0.7567			
Na	0.0192	0.0151	0.0203	0.0252	0.0176	0.0209	0.0179	0.0167	0.0193	0.0206			
K	0.0008	0.0000	0.0005	0.0007	0.0012	0.0013	0.0003	0.0000	0.0015	0.0004			
Tot.	4.0055	4.0099	4.0121	4.0137	4.0061	4.0121	4.0029	4.0031	3.9998	4.009			

Table 1. Recommended mineral-liquid distribution coefficients for Ti, Zr, Y and Nb, based on Fig. 2. Values in parentheses have been determined by interpolation or extrapolation from measured values

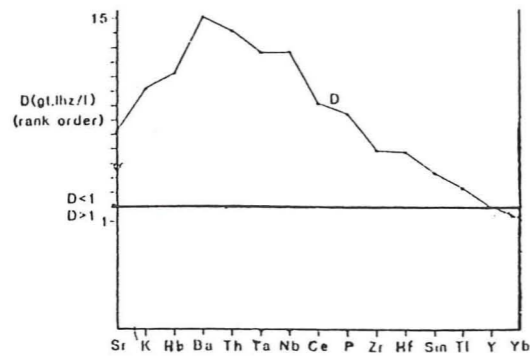
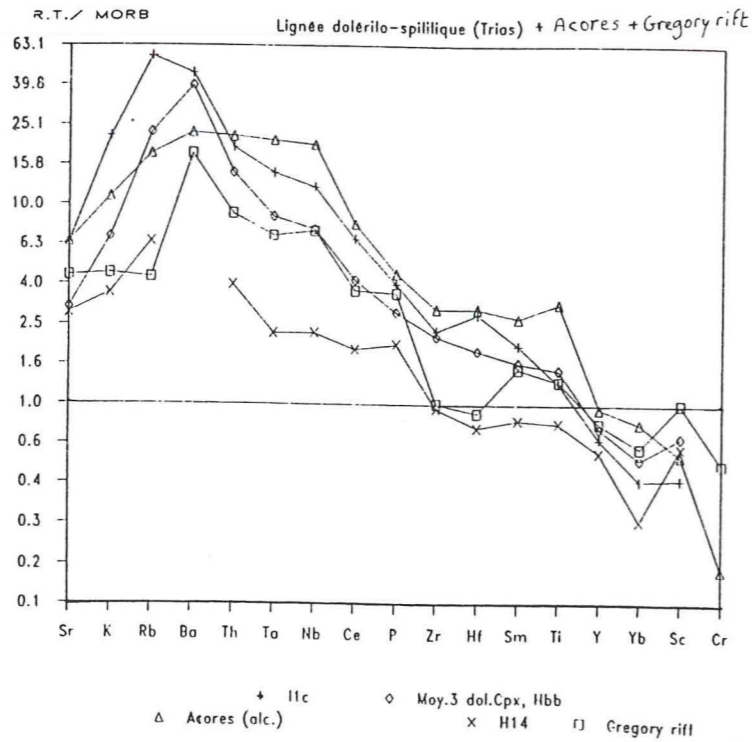
		ol	pl	cpx	opx	hbl	gt	mt	ap	phl
Basic	Ti	0.02	0.04	0.3	0.1	1.5	0.3	7.5	-	0.9
	Zr	0.01	0.01	0.1	0.03	0.5	0.3	(0.1)	-	(0.6)
	Y	0.01	0.03	0.5	0.2	1.0	2.0	(0.2)	-	0.03
	Nb	0.01	0.01	0.1	0.15	0.8	(0.1)	(0.4)	-	(1.0)
										bi+zr
Intermediate	Ti	0.03	0.05	0.4	0.25	3.0	(0.5)	9.0	-	1.5
	Zr	0.01	0.03	0.25	0.08	1.4	0.5	0.2	-	(1.2)
	Y	0.01	0.06	1.5	0.45	2.5	11.0	0.5	20	(1.2)
	Nb	0.01	0.025	0.3	0.35	1.3	-	1.0	-	(1.8)
Acid	Ti	(0.04)	0.05	0.7	0.4	7.0	(1.2)	12.5	(0.1)	2.5
	Zr	(0.01)	0.1	0.6	0.2	4.0	1.2	0.8	(0.1)	2.0
	Y	(0.01)	0.1	4.0	1.0	6.0	35.0	2.0	40	2.0*
	Nb	(0.01)	0.06	0.8	0.8	4.0	-	2.5	(0.1)	3.0

Table 4. Liquid/crystal partition coefficients

	ol	opx	cpx	plag	gt	sp
Ba	0.0001	0.001	0.001	0.15	0.002	0.001
Rb	0.0002	0.0006	0.002	0.03	0.0007	0.0002
Th	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
K	0.0002	0.001	0.002	-	0.001	-
Nb	0.01	0.15	0.01	0.01	0.1	0.4
La	0.0005	0.0005	0.02	0.109	0.001	0.025
Ce	0.0008	0.0009	0.04	0.12	0.003	0.03
Sr	0.0002	0.007	0.078	1.4	0.001	0.0002
Pr	0.001	0.0014	0.065	-	0.010	0.03
Nd	0.0013	0.0019	0.09	0.017	0.0184	0.035
P	0.043	0.014	0.009	-	0.15	-
Sm	0.0019	0.0028	0.14	0.08	0.0823	0.05
Eu	0.0019	0.0036	0.16	0.20	0.1333	0.05
Zr	0.01	0.03	0.10	0.01	0.3	0.1
Ti	0.02	0.1	0.3	0.04	0.3	-
Gd	0.00015	0.016	0.3	0.10	0.498	0.07
Tb	0.0019	0.0059	0.19	-	0.2568	0.09
Dy	0.0019	0.0074	0.19	-	0.669	0.10
Ho	0.0020	0.0089	0.195	-	1.085	0.10
Er	0.0015	0.03	0.30	-	2.00	0.11
Y	0.002	0.009	0.50	0.03	2.00	0.2
Yb	0.004	0.0286	0.20	0.067	4.00	0.10
Lu	0.0048	0.038	0.19	-	7.00	0.09
Sc	0.25	1.1	3.1	-	6.50	0.048
V	0.09	0.30	1.5	-	0.27	38.0
Cu	0.37	-	2.0	0.01	-	4.2
Zn	0.95	-	0.41	0.43	-	12.0
Cr	1.0	5.0	5.0	0.001	17.5	200.0
Ni	14.0	63.0	3.0	0.04	-	12.0

REE, Sc, V from Frey et al. (1978) for ol, cpx, opx, gt. Cu data from Seward (1971), Bird (1971), Clague and Beeson (1980). Zn from Gunn (1971), Henderson (1982); P - Schilling et al. (1980). Ti, Nb, Zr, Y (Pearce and Norry, 1979); Cr, Ni, Ree (plag), REE, V, Sc, Ni, Cr (sp) - Irving (1978); V (mt) Lindstrom (1976); Th arbitrarily set to 0.001 (after Clague and Frey 1982); Pr, Dy data re interpolated estimates from REE data of Frey et al. (1978)

Éléments en traces normalisés aux MORB



Annexe II-F -

Tab. 1 : coefficients de distribution minéral/liquide pour les séries volcaniques (d'après Pearce & Norry, 1979).

Tab. 4 : coefficients de distribution minéral/liquide pour les séries basaltiques, d'après Baxter, 1983.

A gauche : spectres d'éléments en traces normalisés à la moyenne des basaltes de ride océanique (MORB) pour les filons dolérito-spilitiques (H14: dol. oph. à cpx + ol +/- amph; la moy. de 3 dol. à cpx et/ou amph. soit éch. B1c, A3, F6, une spilite: éch. Ilc, dyke du veyre à l'Aig. Fourchée) et pour un basalte transitionnel (Gregory Rift), et alcalin (Acores).

En bas, à gauche: spectre des valeurs des coefficients de distribution minéral/liquide pour le grenat à l'équilibre avec un basalte primaire (Pearce, 1983). Le spectre est comparable à celui des basaltes alcalins (cf. fig. au dessus) suggérant que ces basaltes sont engendrés dans une source à grenat.

- TABLE DES MATIERES -

I - LISTE DES CHAPITRES ET SUBDIVISIONS

	pages
Remerciements	2
Résumé	3
Résumé en Anglais (abstract)	4
Sommaire	5
 <u>INTRODUCTION : PRÉSENTATION GÉNÉRALE, ÉTAT DE LA QUESTION</u>	
I -Présentation générale - état de la question	7
II - Aperçu géographique et morphologique du Massif des Écrins-Pelvoux	10
III - Structures géologiques du M.E.P.	13
A - Le socle ancien anté-granites tardi-hercyniens.	13
B - Les granites tardi-hercyniens	15
C - La couverture sédimentaire	16
IV - Histoire géologique du M.E.P.	16
A - La structuration du socle ancien, comparaison et relations avec la chaîne de Belledonne	16
B - La structuration alpine du M.E.P.	23
V - Conclusions	24
 <u>PREMIERE PARTIE : LES LAMPROPHYRES SUBALCALINS POTASSIQUES DU MASSIF DES ÉCRINS-PELVOUX: CARACTÉRISATION, GÉNESE, CONTEXTE DE MISE EN PLACE</u>	
	26
 PRÉSENTATION, TRAVAUX ANTÉRIEURS	 27
 <u>CHAPITRE I : Gisements des lamprophyres et des roches associées</u>	 29
I - Gisements des lamprophyres micacés (minettes, kersantites)	29
a - Caractères communs à l'affleurement	29
b - Le Champsaur	30
c - Le Valbonnais	32
d - Le Taillefer	32
e - Les minettes du noyau	33
II - Gisements des lamprophyres à amphibole (vogésites) et des quartz-monzodiorites	33
A - Les vogésites	33
B - Les quartz-monzodiorites	37
C - Le filon à intrépontes du Petit Chaillol	39
III - Synthèse des données structurales	39
A - Répartition des lamprophyres et des quartz-monzodiorites	39
B - Directions des lamprophyres	40
IV - CONCLUSIONS	42
 <u>CHAPITRE II - Pétrologie et minéralogie des lamprophyres et des faciès différenciés associés - Données d'âges radiométriques</u>	 43

I - Les minettes et les kersantites	43
A - Pétrographie	43
B - Compositions des minéraux analysés	50
II - Pétrographie des vogésites et des quartz-monzodiorites	57
A - Les vogésites	57
B - Les quartz-monzodiorites	59
C - Le filon bréchique du "Travers des Chamois" (Lavey): un exemple de brèche magmatique associant des vogésites et des quartz-monzodiorites	64
D - Compositions chimiques des minéraux analysés	68
III - Datations radiométriques des lamprophyres du MEP	74
A - Les vogésites	
B - Les minettes et les kersantites	
CONCLUSIONS : séquences de cristallisation et récapitulatif des données minéralogiques	75
I - Les minettes et les kersantites	75
II - Les vogésites	76
III - Les quartz-monzodiorites	74
<u>CHAPITRE III</u> - Compositions chimiques, nomenclature et affinité magmatique des lamprophyres et des quartz monzodiorites	80
I - Méthodes d'analyses	80
II - Les lamprophyres	80
A - Les éléments majeurs	80
B - Les éléments en traces	84
C - Problèmes de nomenclature	84
D - Géochimie et altération	85
III - Les quartz-monzodiorites	89
IV - Comparaisons des vogésites, kersantites et minettes	92
A - Les éléments majeurs	92
B - Les éléments en traces	94
C - Comparaison vogésites/kersantites	94
V - Affinité magmatique des lamprophyres et des quartz-monzodiorites	98
A - Les lamprophyres	98
B - Les quartz-monzodiorites	103
C - Comparaison des lamprophyres et des quartz-monzodiorites du MEP avec les lamprophyres calco-alcalins des Alpes du N-W et du Mexique	106
VI - CONCLUSION	106
<u>CHAPITRE IV</u> - Comparaison des lamprophyres et des magmas basiques à amphibole -biotite du Haut-Dauphiné; origine et contexte géodynamique de mise en place	108
I - Comparaisons	
A - Les dolérites à amphibole du cortège triasique	108
B - Les enclaves des granitoïdes Hercyniens du MEP	109
C - Les volcanites stéphaniennes du massif des Grandes Rousses	112
II - Origine et genèse des lamprophyres et des quartz-monzodiorites	114
A - Introduction	114
B - Comportements des constituants chimiques	115
C - Interprétation : hypothèses concernant les modes d'enrichissement	

en éléments majeurs et en incompatibles	115
D - Hypothèses concernant les écarts de composition en éléments incompatibles, en Al et Fe/Mg entre minettes, kersantites et vogésites à SiO ₂ constant	122
E - Relations entre lamprophyres et laves des Grandes Rousses	127
F - Conclusions	128
<u>CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE</u> : contexte de mise en place du cortège lamprophyrique et relations avec les granitoïdes tardi-hercyniens	129
<u>II° PARTIE - L'ÉPISODE THOLÉIITIQUE ASSOCIÉ A LA DISTENSION MÉSOSZOÏQUE : DONNÉES STRUCTURALES, PÉTROLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES</u>	134
<u>CHAPITRE I</u> - Présentation et résumé des travaux concernant le cortège basaltique alcalin (cortège "dolérito-spilitiques")	135
I - Présentation	135
II - Résumé des travaux concernant le cortège dolérito-spilitique	135
A - Gisements	136
B - Pétrographie, minéralogie	136
C - Compositions chimiques et affinité magmatique	138
D - Directions des filons et contexte géodynamique de mise en place	138
<u>CHAPITRE II</u> : Données nouvelles sur les filons dolérito-spilitiques de l'W du MEP et caractérisation des filons de la lignée tholéiitique : gisements, pétrographie, minéralogie	140
I - Gisements des filons dolérito-spilitiques du centre-ouest du MEP entre le Vieux Chaillol et la Tête de Laurantoure	140
II - Cartographie des filons de la lignée tholéiitique	142
A - Gisements des dolérites à ilménite	142
B - Gisements des quartz-dolérites	144
C - Conclusions	150
III - Pétrographie des filons dolérito-spilitiques du centre-ouest du MEP (filons étudiés de l'W de la feuille St-Christophe/O.)	151
IV - Pétrographie et minéralogie des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites	152
A - Pétrographie des dolérites à ilménite	152
B - Pétrographie des quartz-dolérites	154
C - Compositions des minéraux analysés	150
<u>CHAPITRE III</u> - Géochimie des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites : définition de la lignée tholéiitique et signification structurale	164
I - Acquisition et présentation des données	164
II - Comparaison des compositions des dolérites à cpx, cpx+hb de l'W du MEP avec les faciès types des secteurs S-E (Sirac)	164
III - Compositions chimiques des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites	166
IV - Géochimie et altération	170
V - Données géochimiques confirmant l'existence d'un ancien grand dyke de	

quartz-dolérite recoupant de part en part le socle du MEP, jusqu'à l'accident majeur du Lac de La Muzelle	173
VI - Caractérisation magmatique des dolérites à ilménite et des quartz-dolérites	176
A - Affinité magmatique	176
B - Comparaison avec les roches du cortège dolérito-spilitique	179
C - Comparaisons avec les basaltes anorogéniques	180
VII - Discussion Pétrogénétique	186
A - Comportement des éléments majeurs et en traces	186
B - Hypothèses d'un processus de fractionnement silicaté ?	191
C - Mode d'enrichissement des éléments très incompatibles	195
VIII - Age de la lignée tholéitique et contexte de mise en place	199
CONCLUSION DE LA SECONDE PARTIE	202
CONCLUSION GÉNÉRALE : synthèse des associations magmatiques étudiées et signification géodynamique de leur mise en place successive	204
BIBLIOGRAPHIE	209
ANNEXES	220

II - LISTE DES ANNEXES

Annexe A : Aperçu sur les granites hercyniens et de leurs enclaves basiques	220
Annexe B : I - Méthode et précision analytiques des analyses chimiques (R.T.); II - Mode d'échantillonnage et numérotations	221
Annexe I-A: compositions des micas des lamprophyres du MEP	222
Annexe I-B: classement I.U.G.S. des lamprophyres; compositions des amphiboles de la kersantite BH62 et des feldspaths des lamprophyres	223
Annexe I-C: composition des amphiboles des vogésites du MEP	224
Annexe I-D: paramètres chimiques de la classification des roches plutoniques (Debon & Le Fort, 1983-1988)	225
Annexe I-E : diagramme des nomenclature des roches plutoniques pour les lamprophyres du MEP (Debon & Le Fort, 1983)	226
Annexe II-A1: compositions des minéraux magmatiques du filon de La Chaup (Lignée dolérito-spilitique)	227
Annexe II-A2: (suite de II-A1)	228
Annexe II-B : analyses chimiques des roches de la lignée dolérito-spilitique: éléments majeurs et dosages de Rb, Sr, Y, Nb, Zr	229
Annexe II-C : carte des filons de dolérites à ilménite et des filons dolérito-spilitiques entre L'Olan et La Mariande	230
Annexe II-D : carte des filons de quartz-dolérites dans l'W du MEP (1/30000) entre le col du Crouzet et La Muzelle.	231
Annexe II-E : composition des pyroxènes de la lignée tholéitique	232
Annexe II-F : coefficients de distributions minéral/liquide pour les roches volcaniques (Pearce & al., 1979)	233

III - LISTE DES ILLUSTRATIONS

N° figure	pages
1 - Situation du Massif des Écrins Pelvoux dans la chaîne alpine	11
2 - Schéma orographique du secteur d'étude, sauf Taillefer et Valbonnais	12
3 - Schéma structural du Massif des Écrins-Pelvoux	14
4 - Schéma structural de Belledonne	19
5 - Carte géologique des formations S-W de Belledonne dans la basse vallée de La Romanche	19
6 - Schéma structural de l'extrémité S de Belledonne et des formations corticales du, M.E.P. dans la région du Valbonnais-Valjouffrey.	19
7 - Filons de lamprophyres et de dolérites du secteur de Molines/Champsaur	31
8 - Filons de lamprophyre micacé bréchique à veines de carbonates (Champsaur)	31
9 - Filons de minettes du Pas du Limon (Petit chaillol)	31
10 - Filon de minette télescopé du Chemin de Ronde (Molines/Champsaur)	31
11 - Carte des filons de lamprophyres du secteur Lavey - Mariande - Lauranoure (noyau)	34
12 a - Filon de vogésite M2, des amphibolites de L'Olan (La Rouye)	36
12 b - Filon bréchique S9 du vallon de La Lavey	36
12 c - Filon de vogésite du Lac des Bèches (S36)	36
12 d - Filon de vogésite du granite du Gioberney (R6)	36
12 e - Localisation des lamprophyres dans le secteur Pilatte-Gioberney	36
13 - Aspect du filon de quartz-monzodiorite à amphibole (S3), Lavey.	38
14 - Gisements des lamprophyres hercyniens du M.E.P.	41
15 - Rosaces des directions des filons de lamprophyres du M.E.P.	41
16 - Microtexture minette mafique à cpx (éch. V3b, vall. Mariande)	44
17 - Microtexture minette mafique (éch. OH4a, Champsaur)	44
18 - Microtexture minette felsique (éch. OJ33, Champsaur)	44
19 - Minette felsique (éch. GR, Entraigues/ Valbonnais)	44
20 - Phénocristaux de micas (éch. 4.3.3, & G.R.)	49
21 a - Section d'apatite (minette mafique, éch. OL510, Vieux Chaillol), b: apatite éch. OJ33. minette Molines/Champsaur)	49
22 - diagrammes Al ₂ O ₃ vs Mg/Mg+Fe et TiO vs Mg/Mg+Fe des roches Mg-K.	52
23 - compositions des biotites du M.E.P. par rapport aux micas des lamprophyres C.A.	52
24 - Diagramme de discrimination des amphiboles des lamprophyres	54
25 - Diagramme Ca - Fe+Mn - Mg de la classification des pyroxènes de Morimoto (1988)	55
26 - Diagramme SiO ₂ /Al ₂ O ₃ vs Mg# des lamprophyres (Rock, 1987)	55
27 - Microtexture d'une vogésite porphyrique (éch. S10, Lavey)	58
28 - Vogésite grenue éch. S9a : filon bréchique du Travers des Chamois. Lavey	58
29 - Vogésite microcristalline et quartz, éch. V6a, Vall. Mariande.	58
30 - quartz-Monzodiorite (éch. NA68, Vallon de La Lavey)	60
31 - vogésite microcristalline à texture très fine éch. U9a, Tête de Lauranoure	60
32 - Aspect macroscopique du filon bréchique S9 du Travers des Chamois, Vall. Lavey	65
33 - Microtexture de contacts entre vogésite microcristalline et quartz-monzodiorite à biotite (filon S9)	65
34 - Microtexture de la monzodiorite à biotite éch. S9e	65
35 - a, b, c, d, e : Phénocristaux et xénocristaux des vogésites	66
36 - Phénocristaux d'amphibole brune des vogésites (pargasite)	66
37 a, b, - Diag. PF vs SiO ₂ et Pf vs CaO pour les minettes et kersantites	86

38 - Lamprophyres micacés dans le diagramme des "Minéraux Caractéristiques" (Debon & al., 1983)	86
39 a, b, - Diag. CaO vs Pf et Sr vs PF pour les vogésites	88
40 a, b, - diag. "A-B" des "Minéraux caractéristiques" pour les vogésites et Qz-Mz.diorites.	88
41 a, b, -: Composition des vogésites S10 et S11a et des minettes V3b et OJ33 (normalisation aux M.O.R.B.)	93
42 - Compositon en al et Mg/Mg+Fe des micas des lamprophyres	93
43 - Domaine de composition en éléments majeurs des lamprophyres du M.E.P.	95
44 - Spectres étendus d'éléments incompatibles, normalisés aux chondrites des lamprophyres du M.E.P.	95
45 a, b, c - Compositions en éléments majeurs comparées des vogésites et des kersnantites.	96
46 - Diagramme Hf/3 - Ta -Th (Wood, 1983) des lamprophyres.	100
47 - Diagramme Ti/100 - Zr - Y*3 (Pearce & al., 1973) des lamprophyres	100
48 - Diagramme SiO ₂ vs FeO*/MgO (Myashiro, 1974) des lamprophyres.	100
49 - Diagrammes de dicrimination des roches magnésio-potassiques (Foley & al., 1987)	101
50 a,b,c,d - Spectres étendus normalisés aux chondrites des roches Mg/K du M.E.P; selon Foley & al., 1987.	102
51 a, b, c - Spectres des éléments incompatibles normalisés aux chondrites, des lamprophyres du M.E.P. et du Mexique et Alpes du NW.	104
52 - Spectres des éléments incompatibles des lamprophyres du M.E.P. et des Alpes du NW.	105
53 - Compositions en traces des Laves des Grandes Rousses et des vogésites du M.E.P.. normalisées aux M.O.R.B..	110
54 a, b - T.R. des minettes et des plutons de Moutières et Colle Blanche, normalisation aux chondrites	111
55 - Spectres étendus des minettes et des enclaves basiques des plutons w du M.E.P.	111
56 - Diag. MgO vs SiO ₂ (%) des associations lamprophyriques	116
57 - Diag. MgO% vs FeOt/MgO des associations lamprophyriques	116
58 - Diag. Al ₂ O ₃ % vs SiO ₂ des associations lamprophyriques	116
59 - Diag. Al ₂ O ₃ vs FeOt/MgO des associations lamprophyriques	116
60 - Diag. Fe ₂ O ₃ t% vs SiO ₂ des associations lamprophyriques	116
61 - Diag. Fe ₂ O ₃ t vs FeOt/MgO des associations lamprophyriques	116
62 - Diag. CaO% vs SiO ₂ des associations lamprophyriques	117
63 - Diag. CaO% vs FeOt/MgO des associations lamprophyriques	117
64 - Diag. Na ₂ O% vs SiO ₂ des associations lamprophyriques	117
65 - Diag. Na ₂ O% vs FeOt/MgO des associations lamprophyriques	117
66 - Diag. K ₂ O% vs SiO ₃ des associations lamprophyriques	117
67 - Diag. K ₂ O% vs FeOt/MgO des associations lamprophyriques	117
68 - Diag. A-F-M et Al -F-M des associations lamprophyrique	118
69 - Diag. P ₂ O ₅ % vs SiO ₂ , P ₂ O ₅ % vs FeOt/MgO des lamprophyres	118
70 - Diag. TiO ₂ vs SiO ₂ et TiO ₂ vs FeOt/MgO des lamprophyres	118
71 - Diag. CaO/Al ₂ O ₃ vs MgO% des lamprophyres. et Qz-Monzodiorites	119
72 - Diag. ternaire (Al/Fe/Mg)/100 des amphiboles et micas des lamprophyres	119
73 a, b, c, d, - Diag. Th vs Ta; Ce vs La, Sm vs Ce ; Zr vs Nb pour les lamprophyres. et laves stéphaniennes des Grandes Rousses.	124
74 - Répartition des filons de lamprophyres par rapport aux granites tardi-Hercyniens	131
75 - Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe (Matte, 1986)	131
75b - Microtexture de dolérite à cpx + amphibole du orthège dolérito-spilitique (Buffet, 1984)	139

76 - Localisation des fig. 77, 80 a & b au sein d'un schéma structural du M.E.P.	141
77 - Localisation des filons de dolérites à cpx, cpx + Hb, de spilites et de dolérites à ilménite dans la partie occidentale du M.E.P.	141
78 - Filons N-S de dolérite à cpx + Hb dans le haut Vallon de La Mariande	143
79 - Dessin du grand filon de dolérite à ilménite de Fond -Turbat.	143
80 a, b - Filon de quartz-dolérite affleurant entre le Vallon des Étages à l'accident du Lac de La Muzelle	146
81 - Grand filon de quartz-dolérite "Étages - Muzelle" entre le Petit Roux et le versant occidental de La Muzelle	148
82 - Aspect du filon de quartz-dolérite dans la marge proglaciaire du Glacier du Pierroux	148
83 - Microtexture de quartz-dolérite éch. U11a, "Oeil de La Muzelle"	153
84 - Microtexture de quartz-dolérite : cristal d'augite et schistosité alpine (Vallon des Étages)	153
85 - Microtexture : cristal d'augite partiellement épigénisé en épidote. dol. à ilménite éch. T1b. Fond-Turbat	153
86 - Diag. "A - B" dit des "Minéraux Caractéristiques" pour les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites	171
87 - Diag. CaO vs MgO pour les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites	171
88 - Diag. K ₂ O vs Rb pour les dolérites à ilménite et les quartz-dolérites	171
89 a, b, c - Compositions chimiques des quartz-dolérites, analyses de 6 éch. du grand filon oriental du Fifre	174
90 - Compositions en Ti et Na + Ca des pyroxènes de la lignée dolérito-spilitique.	177
91 - Compositions en Ti, Zr, Y des roches de la lignée dolérito-spilitique	177
92 - Diag. de discrimination des basaltes anorogéniques (Pearce, 1982)	178
93 - Diag. de discriminations des Laves basiques (Pearce & al, 1978)	178
94 - Spectres normalisés aux chondrites des éléments incompatibles pour les quartz-dolérites et dolérites à ilménite.	184
95 - Spectres normalisés aux chondrites des éléments incompatibles comparaison des Qz-dolérites et des tholéites de Mull et de Columbia River	185
96 - Spectres des T.R. des dolérites à ilménites et des quartz-dolérites (moy.)	185
97 - Diag. Alc-F-M et Al-F-M pour les dolérites à ilménite, les qz dolérites et les roches de la lignée dolérito-spilitique.	187
98 - Diag. TiO ₂ vs FeOt/MgO pour les dolérites à ilménite, les qz dolérites et les roches de la lignée dolérito-spilitique	187
99 - Rapports Ca/Mg/Fe des clinopyroxènes de dolérites et des coulées spilitiques du M.E.P.	189
100 - Diag. Ti vs Fe+Mn/Fe+Mn+Mg des pyroxènes et des roches totales pour les dolérites à ilménite, les qz-dolérites, les roches de la lignée dolérito-spilitique	189
101 - Fractionnement des laves basaltiques de Rodrigues Islandes (in Baxter & al.; 1985)	190
102 a, b, c - Diagrammes de Pearce & Norry (1978) consacrés à l'étude du fractionnement.	190
103 - Diag. Th vs Ta des associations basaltiques du M.E.P.	192
104 - Diag. La vs Ta des associations basaltiques du M.E.P.	192
105 - Diag. Ta vs Hf des associations basaltiques du M.E.P.	194
106 - Diag. La vs Ce des associations basaltiques du M.E.P.	194
107 - Spectres normalisés aux M.O.R.B. des dolérites à ilménite et de la moyenne des quartz-dolérites (Pearce, 1982)	198
108 - Modèles de contamination selective de basalte selon Pearce (1982)	198
109 a, b, c - Modèle d'évolution structural du domaine dauphinois entre le Carbonifère supérieur et le Lias	207

LISTE DES PHOTOS

N° Photo

- 1 - Agrégat de clinopyroxène (diopside chromifère), éch. Minette W2T, Taillefer
- 2 - Phénocristal de biotite phlogopite et inclusions d'apatite, éch. Minette, W41T, Taillefer
- 3 - Phénocristal de sphène éch. Minette V3b, Vall. de La Mariande
- 4 - clinopyroxène augitique et F.K. + biotite (même éch. que photo 3)
- 5 - Phénocristal corrodé d'amphibole brune décolorée. Éch. de Minette V3b, vallon de La Mariande.
- 6 - Phénocristaux de pargasite brune éch. Qz-Monzodiorite NA68, Lavey
- 7 - Phénocristal de pargasite brune et inclusion de plagioclase éch. vogésite porphyrique, S6, Lavey
- 8 - Microtexture de vogésite microcristalline Éch. M2, Pic de L'Olan
- 9 - Section d'allanite zonée, éch. vogésite microcristalline V11a, Vall. de La Mariande.
- 10 - Sections de biotite et inclusions de rutile à faciès sagénite, éch. Qz-Monzodiorite, S9e, filon bréch; S9, Lavey
- 11 - Microtexture de dolérite à cpx + amphibole + ilménite éch. T11a, dolérite du col de Turbat, lignée dolérito-spilitique.
- 12 - Clinopyroxène corrodé des quartz-dolérites éch. S16a, Lavey
- 13 - Microtexture de dolérite à ilménite éch. T1c, Fond-Turbat
- 14 - Microtexture de bordure figée du grand filon de quartz-dolérite, éch. S13c, Lavey
- 15 - Association symplectitique de quartz et probablement d'orthose ; quartz dolérite éch. S16a, Lavey
- 16 - Association symplectitique de quartz et probablement d'orthose, éch. U7a, Petit Roux - Lanchâtra

LISTE DES TABLEAUX

N° Tableau

- 1 - Composition chimique (zonations) des micas des minettes, kersantites et cumulats des laves potassiques
- 2 - Composition chimique des amphibole primaire de la kersantite BH62, comparaison avec celles des magmas potassiques
- 3 - Composition chimique du pyroxène des minettes du Taillefer (éch. W1T)
- 4 - Compositions chimiques des moyennes des clinopyroxènes des minettes, comparaison avec les roches magnésio-potassiques
- 5 - Compositions chimiques des amphiboles brunes et incolores des vogésites. (éch. S10, M2, V11a)
- 6 - Compositions chimiques amphibole brune des vogésites et comparaisons
- 7 - Tableau de synthèse des lamprophyres étudiés : localisations, gisements, minéralogie
- 8 - Composition chimique des Minettes et kersantites du M.E.P., comparaison avec les moyennes mondiales
- 9 - Composition chimique des vogésites du M.E.P.
- 10 - comparaison des vogésites avec les magmas C.A. potassiques et alcalins
- 11 - Compositions chimiques des quartz-monzodiorites du M.E.P.: comparaison avec des roches C.A., subalcalines et alcalines
- 12 - Compositions chimiques en Ta, Th, Hf, Sc, U et Terres Rares des lamprophyres et des quartz-monzodiorites
- 13 - Compositions chimiques comparées des lamprophyres du M.E.P.
- 14 - Compositions chimiques des minéraux utilisés pour le modèle d'équivalence vogésites/kersantites
- 15 - N° des éch. à caractères magnésio-potassiques pris en compte dans les diagrammes de Foley & al., 1987
- 16 - Compositions chimiques en majeurs et traces des lamprophyres du M.E.P., des alpes du N-W (Oligocène) et du Mexique (Pleistoscène)
- 17 - Compositions chimiques des vogésites et des laves laves basiques des Grandes Rousses
- 18 - Tab. comparatif des vogésites et des dolérites à amphibole seule.
- 19 - Compositions des minéraux magmatiques de la lignée dolérito-spilitique : moyennes et données complémentaires
- 20 - Analyses représentatives des filons dolérito-spilitiques, secteur S-E du M.E.P.
- 21 - Compositions des pyroxènes des dolérites à ilménites et des quartz-dolérites
- 22 - Compositions des oxydes ferro-titanés et des feldspaths des dolérites à ilménites et des quartz-dolérites
- 23 - Compositions chimiques des filons dolérito-spilitiques de l'W du M.E.P. et dosages en Y, Zr, Nb des coulées spilitiques
- 24 - Composition chimiques des dolérites à ilménite
- 25 - Compositions chimiques des quartz-dolérites
- 26 - Compositions chimiques en traces et Terres Rares, Th, Ta, Sc, Hf des roches dolérito-spilitiques, des dolérites à ilménite, des quartz-dolérites.
- 27 - Compositions des tholéites continentales, comparaisons avec les dolérites spilitiques du M.E.P..

RÉSUMÉ

Les filons basiques du Massif des Écrins-Pelvoux (massif cristallin externe des Alpes françaises) se rattachent à deux principaux cortèges marqueurs de l'évolution géodynamique du domaine dauphinois entre Carbonifère et Lias :

- un cortège basaltique associé à la distension du début du cycle alpin,
- un cortège lamprophyrique, d'affinité subalcaline à magnésio-potassique, Carbonifère supérieur.

I - Le cortège Carbonifère est formé par des lamprophyres micacés déjà connus (minettes), et également par des lamprophyres calco-alcalins à amphibole (vosgésites, quartz-monzodiorites). Ces deux groupes présentent des compositions semblables en SiO₂ (46 à 56%), et en Fe, Ti, Na, Ca à SiO₂ constant. En revanche, toutes les transitions existent pour Al, Mg, K, et les éléments incompatibles entre un pôle alumineux, calco-alcalin potassique (vosgésites) et un pôle métalumineux, magnésio-potassique (minettes). Ils sont engendrés par un manteau source commun, dont l'hétérogénéité serait à l'origine de leurs écarts de composition à SiO₂ constant. Ce cortège est génétiquement associé aux laves stéphaniennes des Grandes Rousses et postérieur à la dernière phase de structuration du cycle hercynien (324±12 M.a., Ménot & al., 1987).

II - Le cortège basaltique comprend d'une part, la lignée alcaline proprement dite, et d'autre part une lignée tholeiitique continentale composée de dolérites non spilitiques, riches en titane (TiO₂= 2.6-4%), Th, La, Ce, K; très fractionnées (Mg/Mg+Fe= 0.31 à 0.4, SiO₂= 48-54%) et sursaturées en silice, comparables aux tholéiites de plateaux (Columbia River, Ecosse). Les dolérites tholeiitiques affleurent en filons plurikilométriques E-W, dont un grand filon ancien, qui recoupait probablement tout le socle du M.E.P. Leur âges ne sont pas clairement établis mais ils sont contemporains du régime distensif éoalpin.

Mots-Clés : Alpes Occidentales françaises - Massif des Écrins-Pelvoux - magmatisme filonien basique - Carbonifère supérieur - lamprophyres subalcalins potassiques - minettes - kersantites - vosgésites - quartz-monzodiorites - Eomésozoïque - tholeiites de plateau - cartographie - Chimie minérale - Pétrogéochimie - dynamique hercynienne - distension alpine.