



**HAL**  
open science

**Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins Pelvoux ( Alpes françaises) : aspect volcanologique et problèmes de carbonatation.**

Ghilaine Adline

► **To cite this version:**

Ghilaine Adline. Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins Pelvoux ( Alpes françaises) : aspect volcanologique et problèmes de carbonatation.. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1982. Français. NNT : . tel-00548557

**HAL Id: tel-00548557**

**<https://theses.hal.science/tel-00548557>**

Submitted on 20 Dec 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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE  
ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE  
SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE  
OPTION : PETROLOGIE - METALLOGENIE

ADLINE  
EX. 1  
G  
n°1



LES SPILITES POTASSIQUES  
TRIASIQUES DE LA BORDURE OCCIDENTALE  
DU MASSIF DES ECRINS PELVOUX (Alpes  
françaises): aspect volcanologique et problèmes  
de carbonatation.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I  
- INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (33) 76 63 58 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

PAR GHILAINE ADLINE

Soutenue publiquement le 28 Avril 1982 devant la commission d'examen

R. MICHEL /	Président
N. VATIN-PERIGNON	Rapporteur
G. BUFFET	Examineur
M. LEMOINE	Examineur
H. LOUBAT	Examineur

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. Int. 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 46 88  
http://plateau-ujf.grenoble.fr

- 8 JUIN 1982

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

LE PETIT PRINCE  
SAINT EXUPERY

" Je crois qu'il profita, pour son évasion, d'une migration d'oiseaux sauvages. Au matin du départ, il mit sa planète bien en ordre. Il ramona soigneusement ses volcans en activité. Il possédait deux volcans en activité. Et c'était bien commode pour faire chauffer le petit déjeuner du matin. Il possédait aussi un volcan éteint. Mais, comme il disait, "On ne sait jamais", il ramona donc également le volcan éteint. S'ils sont bien ramonés les volcans brûlent doucement et régulièrement, sans éruptions. Les éruptions volcaniques sont comme des feux de cheminée. Evidemment sur notre terre nous sommes beaucoup trop petits pour ramoner nos volcans. C'est pourquoi ils nous causent des tas d'ennuis".

Je dédie cet ouvrage à mes parents.

Je remercie Dominique.

ERRATUM

- p 28 ligne 30 lire "d'une part une discordance"
- p34 ligne 10 et p 46 ligne 10 lire "Myophoria Goldfussi"
- p 40 ligne 6 lire "Elles contiennent"
- p 40 ligne 11 lire "leur déplacement"
- p 43 ligne 30 lire "Neyrarel"
- p 45 ligne 9 lire "chilled margin"
- p 45 ligne 10 lire "enallogène"
- p 53 ligne 34 lire "c) a) b "
- ligne 36 lire "1,5 μh "
- ligne 37 lire "10 μh "
- p 62 ligne 9 lire "BUCKLEY et al!"
- p 62 ligne 12 lire "authigène "
- p 74 ligne 35 lire "résorption"
- p 80 ligne 10 lire "eu égard"
- p 84 ligne 24 lire "chap III"
- p 87 ligne 13 lire "report"
- p 92 ligne 27 lire "%."
- p 95 ligne 10 lire "VILMINOT (1962)"
- p 96 ligne 19 lire "δ13C allant du -6‰ à -12‰ "
- ligne 25 et 31 lire "δ18 O"
- ligne 32 lire "δ13C = -10 ‰, δ18 O = -9‰"
- p 101 lire " BUFFET G. "
- lire "lapilli" au pluriel
- bibliographie ; ajouter :

BERGER E.T. 1982  
Enclaves ultramafiques, mégacristsaux et leurs basaltes hôtes en contexte océanique (Pacifique sud ) et continental (Massif central français ).  
Thèse d'état. Université d'Orsay.

LEFEVRE Ch. 1979  
Un exemple de volcanisme de marge active dzns les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogénèse des andésites et shoshonites).  
Thèse d'état Paris sud. Orsay.

## AVANT-PROPOS

L'étude des gisements hyperpotassiques du volcanisme triasique du massif des Ecrins Pelvoux a été effectuée à l'Institut Dolomieu - Géologie Minéralogie - de l'Université de Grenoble.

L'essentiel de l'étude réalisé avec le soutien financier de l'A.T.P. géodynamique (campagne de terrain, analyses chimiques, microsonde) a été réalisé dans le laboratoire associé au C.N.R.S. Géologie alpine, volcanologie, pétrologie, dirigé par Monsieur le Professeur DEBELMAS (LA 69) et s'intègre au projet de recherche "rift naissant - ouverture de la Téthys", proposé et coordonné par Monsieur LEMOINE, Directeur de recherche au C.N.R.S.

Le travail présenté ici est la partie volcanologique d'un sujet à deux volets dont le premier a été présenté par BARON (1981) sous l'intitulé: "Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du massif du Pelvoux (Alpes occidentales) - Stratigraphie et tectonique synsédimentaire".

L'étude des formations volcaniques du secteur a été réalisée au sein de l'équipe de volcanologie dirigée par N. VATIN-PERIGNON, Maître de recherche au C.N.R.S. et s'intègre au programme de G. BUFFET, Attaché de recherche dont la thèse utilise quelques uns des résultats.

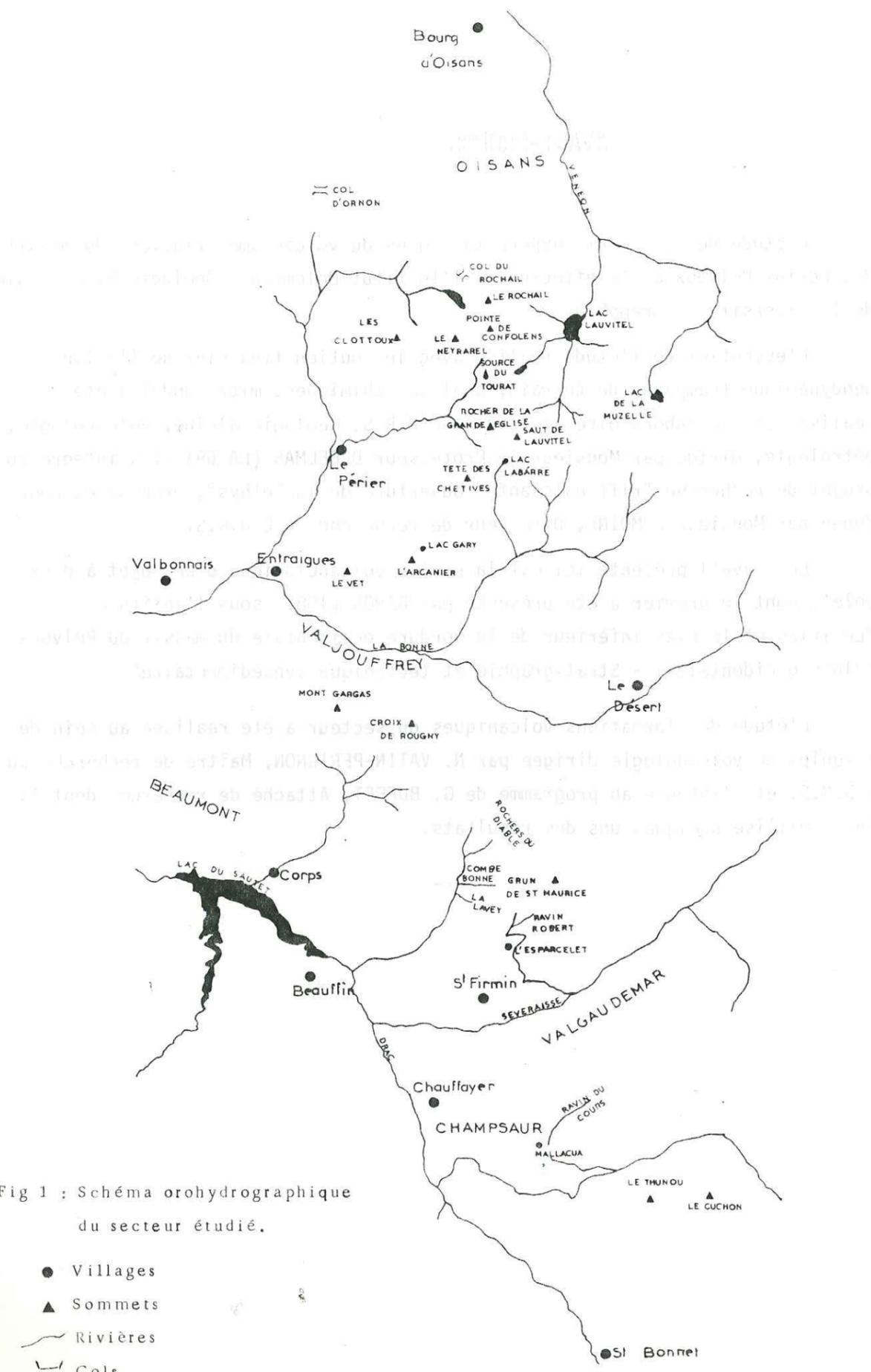


Fig 1 : Schéma orohydrographique du secteur étudié.

- Villages
- ▲ Sommets
- ~ Rivières
- ⌌ Cols

INTRODUCTION

A- LOCALISATION DE L'ÉTUDE

Cette étude concerne le volcanisme triasique de la bordure W et SW du massif des Ecrins Pelvoux (Alpes occidentales françaises) à la limite des départements de l'Isère et des Hautes Alpes. Le secteur ouvert s'étend du col d'Ornon, près de Bourg d'Oisans à Saint-Bonnet-en-Champsaur (fig.1).

Le massif des Ecrins Pelvoux appartient à l'ensemble des massifs cristallins externes des Alpes. Le socle cristallin est recouvert en discordance sur sa bordure W par les sédiments permien, secondaires et tertiaires (fig.2).

C'est à la limite des affleurements du Trias sédimentaire et du Lias (entre 180 et 200 Ma) que se situe en première approximation l'épisode volcanique étudié. Stratigraphiquement, il sera démontré que quelques manifestations effusives débutent dans les sédiments du Trias supérieur pour se prolonger au début du Lias inférieur (Hettangien inférieur).

B- TRAVAUX ANTÉRIEURS

TERMIER (1896, 1928) effectue la première étude détaillée du massif des Ecrins Pelvoux et s'intéresse au magmatisme spilitique tant effusif qu'intrusif. Il émet déjà les hypothèses d'une relation génétique entre filons lamprophyriques du socle et coulées spilitiques de la couverture, tout en évoquant une métasomatose sodi-potassique transformant des laves basaltiques normales en spilites.

BELLAIR (1948) précisera le contexte tectonique des observations de TERMIER. En 1956, MICHEL et VERNET signalent une cheminée spilitique: l'Aiguille Fourchée et lui accordent une parenté andésitique; puis MICHEL et TANE (1960) décrivent dans les coulées quelques faciès de laves en coussins tout en précisant le caractère potassique original de certains gisements (MICHEL, 1960) - TANE (1963) reprenant l'étude des laves d'une manière plus systématique, met en évidence dans la cheminée de l'Aiguille Fourchée le passage progressif des faciès filoniens à celui des laves spilitiques. Il confirme ainsi l'hypothèse de TERMIER qui voyait dans les filons les racines profondes des coulées.

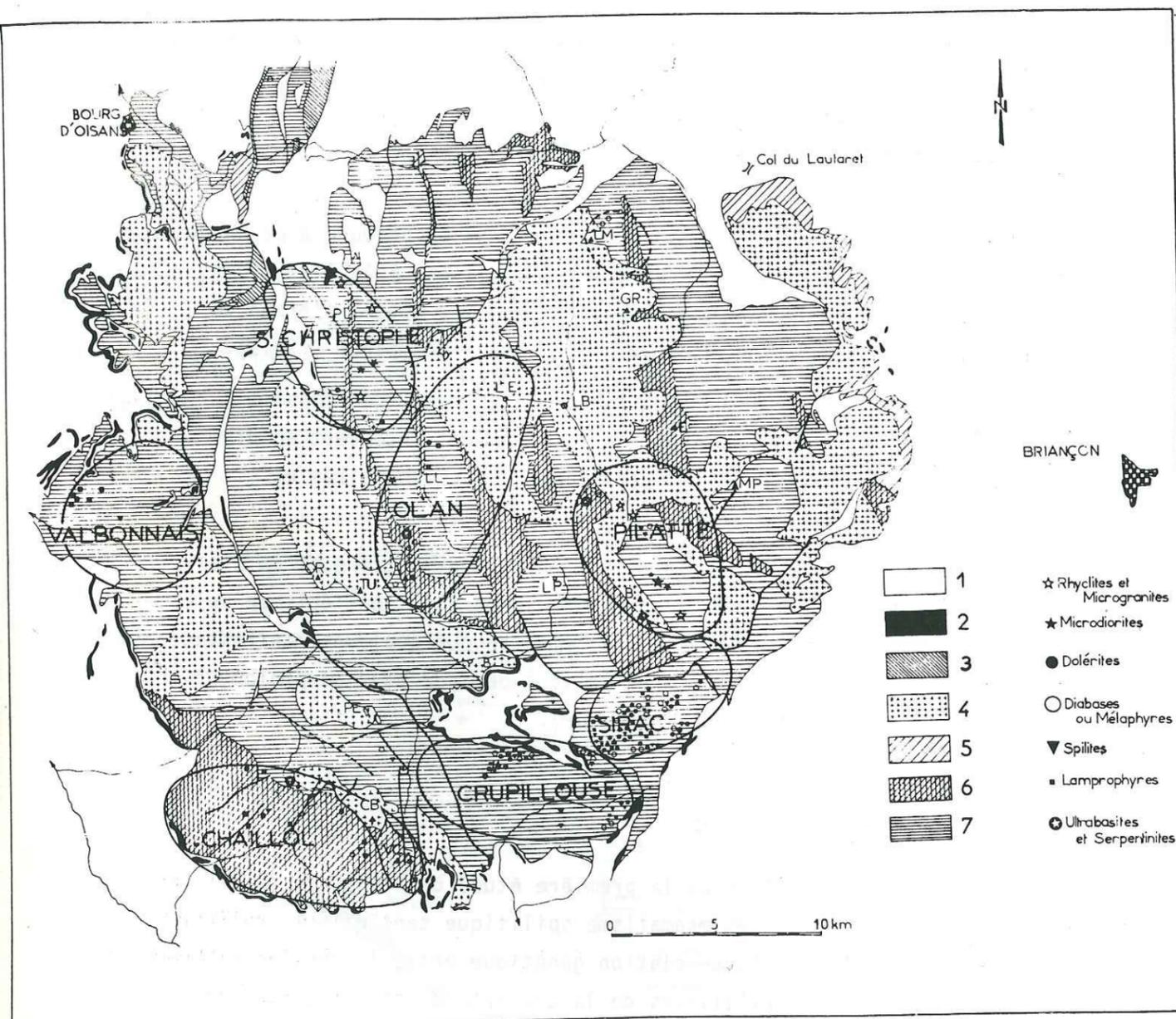


Fig 2 : Carte géologique de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux

1, Sédimentaire mésozoïque et tertiaire ; 2, Volcanisme spilitique triasique ; 3, Carbonifère ; 4, Granites hercyniens ; 5, Ensemble C : Volcanisme acide (rhyolites, porphyroïdes arkosiques), volcano-détritique (gneiss, grauwackes) (faciès Culm) et granulite des Rousses ; 6, Ensemble B : Série corticale du Chaillol (amphibolites, micaschistes, conglomérats) et amphibolites du noyau ; 7, Ensemble A : Granite ancien de Crupillouse (gneiss œillés), gneiss et migmatites du noyau.

Toponymie : B, Sommet des Bans ; B, Le Bourg ; CB, Pic de Colle Blanche ; E, Barre des Ecrins ; GR, La Grande Ruine ; LB, La Bérarde ; LE, Les Etaiges ; LL, La Lavey ; LM, La Meije ; LP, Le Pigeonnier ; MP, Mont Pelvoux ; O, Pic d'Olan ; OR, Cime d'Orgières ; PE, Pic Pétarel ; PL, Plan du Lac ; TU, Pic de Turbat ; VC, Vieux Chaillol.

Les zones encadrées correspondent aux principales provinces filoniennes.

Avec la cartographie de VERNET (1965) on dispose d'un relevé très précis des affleurements de toute la couverture du massif. VATIN-PERIGNON et TANE (1969), à l'aide de quelques éléments en trace cherchent à préciser l'origine de ce volcanisme effusif et quelques temps plus tard, VATIN-PERIGNON et col. (1972) reprennent l'étude pétrographique des filons du massif des Ecrins-Pelvoux. Ils soulignent la grande diversité des filons du socle tout en évoquant la possibilité de plusieurs genèses distinctes à des périodes bien différentes.

Avec les études pétrologiques des formations cristallophylliennes du socle dans la zone orientale, par BARBIERI, BARBIERI, GUILLOT, LACOMBE et PECHER (1970) et la zone occidentale par LE FORT (1971) et GIBERGY (à paraître) le contexte du substratum cristallin et son état métamorphique est précisé. Pour la couverture sédimentaire, les travaux d'APRAHAMIAN (1968-1974) couvrent la région du Beaumont. Les cartes de DEBELMAS (feuille Orcières 1/50 000e, 1981) et de GIDON (feuille St Bonnet 1/50 000ème, 1981), (feuille La Mure 1/50 000ème à paraître) ont également été largement utilisées.

Deux études récentes concernant principalement les laves spilitiques et les filons du massif du Pelvoux, leur minéralogie, pétrographie et leur géochimie (BUFFET et AUMAITRE, 1973, BUFFET, 1981). Elles précisent le lien génétique entre les coulées triasiques et l'ensemble des filons doléritiques, et attribuent le caractère spilitique des laves à des altérations hydrothermales précoces par rapport à leur mise en place.

BUFFET (1981) définit dans le volcanisme effusif sous-jacent aux massifs granitiques du Rochail et du Grun, un ensemble à caractère potassique à hyperpotassique et suggère une relation étroite entre le socle granitique et les laves hyperpotassiques par un processus de contamination.

La présente étude a été conduite conjointement à celle de BARON (1981) qui concerne la stratigraphie et la tectonique synsédimentaire au Trias et au Lias inférieur dans cette bordure occidentale du massif du Pelvoux.

### C- ORIENTATION DE CETTE ÉTUDE

La connaissance des mécanismes éruptifs ayant précédé et accompagné la naissance de la Téthys mésozoïque et l'évolution de sa marge continentale occidentale contribue à préciser le contexte géodynamique du secteur étudié au Trias.

Le levé de coupes caractérisées par la présence de volcanisme, leur corrélation, la cartographie de détail permet de préciser le style du dynamisme des laves et des manifestations associées.

Par la pétrographie, la minéralogie, la géochimie, cette étude est aussi une contribution à la connaissance des phénomènes de spilitisation, toujours présents dans le matériel étudié. Mais cette préoccupation, n'étant pas le thème principal de la recherche entreprise a conduit à des résultats ponctuels subordonnés à ceux qui cherchent à reconstituer la nature et le mode de mise en place des formations volcaniques triasico-liasiques de la plateforme bordant à l'Ouest la Téthys embryonnaire.

## CHAPITRE I - CONTEXTE ET CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES SPILITES POTASSIQUES DU MASSIF DES ECRINS PELVOUX

### A - CONTEXTE SÉDIMENTAIRE DU VOLCANISME

Le volcanisme spilitique débute au Trias supérieur et s'achève à l'Hettangien inférieur.

On observe dans les sédiments calcaires et dolomitiques des faciès terminaux du Trias, les figures de sédimentation suivantes: les birds eyes (fig.3), petites masses sphériques de quelques millimètres, remplies de calcite, qui sont à l'origine des bulles de gaz emprisonnées dans le sédiment. Elles correspondent généralement à des dépôts intertidaux; les mudcracks ou fentes de dessiccation, craquelures formant un réseau polygonal grossier dues à une exposition à l'air libre du sédiment, au moins temporairement; les cristaux de gypse (fig.4), il s'agit d'un phénomène d'épigénisation tardive de gypse en calcite ou en silice qui se produit dans les sédiments de domaine intertidal supérieur et supratidal. les nodules d'anhydrite (fig. 5 et 6): de tels nodules se forment actuellement dans les sebkhas marines, marginales ou continentales. Dans les sédiments du Trias du Pelvoux, ils sont millimétriques à centimétriques et épigénisés par du quartz et/ou de la calcite (BARON, 1981).

Le Trias volcanique est surmonté stratigraphiquement par le Lias sédimentaire. Suivant les gisements, les premiers bancs de Lias rencontrés appartiennent à l'Hettangien ou au Sinémurien; les étages ont des caractères suffisamment marqués pour qu'on puisse les reconnaître sur le terrain d'après leur faciès.

Hettangien inférieur: c'est un ensemble de bancs calcaires et de marnes contenant une faune de lamellibranches, accompagnée de radioles d'oursins. Un niveau de cet ensemble présente une patine ocre prononcée, et peut servir de repère stratigraphique pour les corrélations entre gisements.

Hettangien supérieur: calcaire gris en bancs demi-métriques, datables par des ammonites dont *Schlotheimia angulata* (détermination MOUTERDE in, BARON, 1981) et contenant également des lamellibranches, des débris de crinoïdes, des radioles d'oursins.

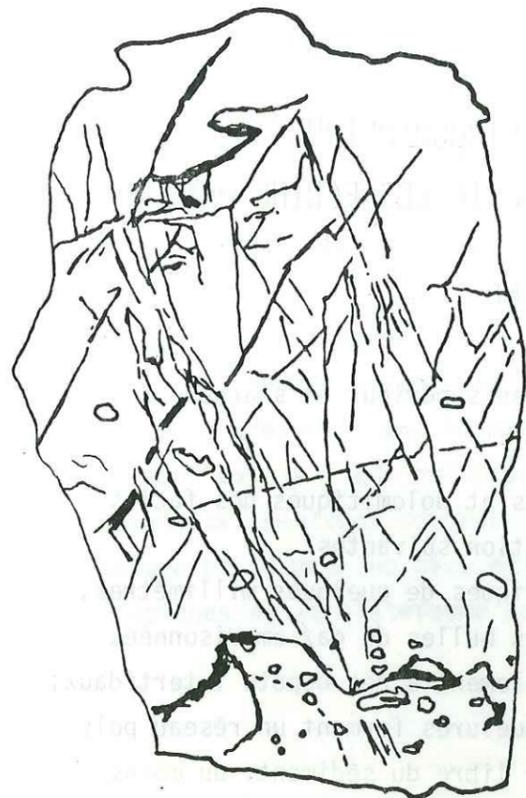


Fig 3

1 cm



Fig 4

1 cm

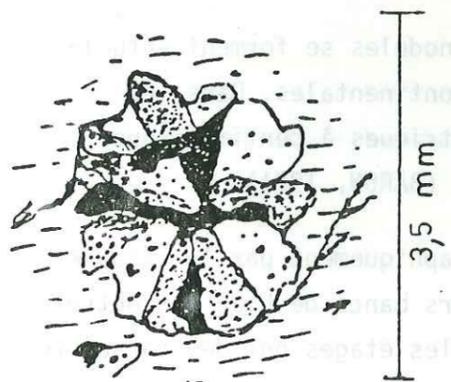
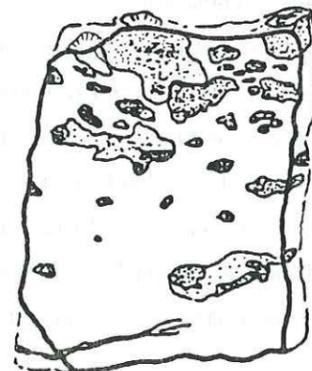


Fig 6

3,5 mm



1 cm

Fig 5

Fig 3 : Structures fenestrées (birds eyes) , dans une dolomie ( crête de la Lavey ; BARON 1981 , fig 2.14 )

Fig 4 : Pseudomorphose de gypse en calcite dans une dolomicrite (crête de la Lavey ; BARON 1981 , fig 2.7 )

Fig 5 : Pseudomorphose d'anhydrite en calcite (crête de la Lavey ; BARON 1981 fig 2.5 )

Fig 6 : Pseudomorphose d'anhydrite en silice , dans un calcaire micritique (crête de la Lavey ; BARON 1981 , fig 2.6 )

Sinemurien: alternance en bancs décimétriques de calcaires et de marnes gris.

Les corrélations dans le Trias sont délicates. Le niveau repère utilisé correspond au sommet d'un niveau peu épais (1 m maximum) de schistes noirs, présent dans tous les sites observables en continu, mais formés de dépôts détritiques fins sédimentés dans des petits lacs peu profonds où la circulation d'eau était suffisante pour transporter les sédiments (BARON, 1981). Ses caractères lithologiques très typés sont commodes sur le terrain, mais sa nature lacustre très lenticulaire en limite la précision stratigraphique.

## B - LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES

Le volcanisme triasique est principalement effusif, son alimentation correspond à la montée d'un magma par un réseau de fractures depuis un réservoir profond. En effet, on observe actuellement à l'affleurement dans les secteurs de la Malsanne, du Neyrarel et du Rochail, des dykes constituant une lame épaisse de quelques mètres de roche magmatique recoupant les couches sédimentaires de l'encaissant sans les déformer.

A travers ces fractures, la lave peut cependant s'injecter entre les sédiments, parallèlement aux structures de l'encaissant, sous forme de filons-couche ou sills, limités en épaisseur et en extension latérale. Lorsqu'elle atteint la surface, la lave s'épanche sous forme de coulées. Celles-ci sont des unités homogènes d'épaisseur et de nombre variables suivant les gisements. A la limite Trias-Lias, on compte le plus fréquemment entre trois et cinq coulées épaisses de 10 à 20 m chacune. Les coulées, les plus anciennes sont, d'une manière générale, bien individualisées entre des niveaux sédimentaires et sont moins épaisses que celles de la limite Trias-Lias. Une même coulée peut se diviser en feuilletts qui se superposent les uns les autres et ne sont pas séparés par des horizons intercalaires de cendres ou de lapillis. Les coulées sont sombres. La roche est gris anthracite à la cassure et verte ou lie de vin en patine. Le sommet des coulées est généralement scoriacé et parfois une semelle vitreuse délimite la base. Elles sont parfois très riches en pustules rondes, aplaties ou diverticulées, remplies par du quartz, de la calcite et/ou de la chlorite, et dont l'abondance révèle une concentration préférentielle à la base et au sommet de la coulée. La lave en refroidissant peut se prisme (Malsanne) ou encore se débiter en boules lorsqu'elle

entre en contact avec de l'eau. On n'observe que rarement de vrais "coussins" le plus souvent ce ne sont que des ébauches de débit en boules. Suivant la fluidalité de la lave, lors de l'arrêt de l'écoulement la coulée peut n'avoir conservé aucun lien avec son appareil d'émission.

Le volcanisme effusif s'accompagne de projections. Compte-tenu de la nature alcaline des laves triasiques du Pelvoux (BUFFET, 1981), de la taille et des caractéristiques de mise en place des pyroclastites associées, la nomenclature de Mac DONALD (1972) établie sur l'exemple des produits alcalins d'Hawaï est la mieux adaptée pour décrire les produits observés.

#### Classification of tephra

SIZE OF FRAGMENTS (average diameter)	SHAPE OF FRAGMENTS	CONDITION ON EJECTION	NAMES	
			Individual fragments	Accumulations of fragments
Greater than about 2½ inches	Round to subangular	Plastic	Bombs	Agglomerate
	Angular	Solid	Blocks	Breccia
About 2½ inches to ⅓ inch	Round to angular	Liquid or solid	Lapilli	Lapilli agglomerate or lapilli breccia
Less than about ⅓ inch	Generally angular, but may be round	Liquid or solid	Ash	Ash when unconsolidated, tuff when consolidated

Les éléments les plus fins, inférieurs à 2 mm forment des niveaux rouges ou verts, de matériel pulvérulent ou cimenté postérieurement et très souvent affecté par la schistosité. Il s'agit de cendres, formant parfois des horizons intercalaires entre les couches ou encore accumulées sur quelques mètres dans l'Hettangien inférieur, au dessus des coulées massives.

Les lapillis et les bombes se rencontrent principalement au dessus des coulées massives, dans l'Hettangien inférieur. Ils forment alors des alternances de niveaux à lapillis seuls et de niveaux à bombes et lapillis.

Les lapillis sont constitués par des petits fragments arrondis de lave, montrant souvent un léger aplatissement parallèle à la stratification (fig.7).

Lorsqu'ils coexistent avec les bombes, les lapillis constituent le matériel interstitiel, et il n'est pas rare de trouver des empreintes de lapillis sur la face inférieure des bombes, prouvant l'état encore visqueux de ces dernières au moment de leur impact au sol.

Les bombes ou boules de lave, sont toujours grossièrement arrondies, avec parfois un léger aplatissement parallèle à la stratification. On observe à leur surface une pellicule initialement vitreuse, entièrement remplacée par des oxydes de fer ou de la chlorite. Cette surface est le plus souvent criblée de petites cupules, attribuables à l'impact d'autres fragments volcaniques éjectés dans la même éruption. Certaines de ces projections sont formées par une lave massive et ont une forte densité. D'autres, au contraire, sont très légères et très fissurées à la manière d'une scorie bulleuse (Fig. 8). Elles sont parfois isolées dans une matrice constituée de projections plus fines du type cendre, et de couleur vert-jaune; dans d'autres cas elles sont jointives et forment des niveaux très compacts qu'il est bien difficile sur le terrain de distinguer d'une coulée massive.



Fig 7 : Lapillis agglomérés arrondis et montrant un léger aplatissement parallèle à la stratification . Ech : A320 81 LA VIVOLLE

Fig 8 : Scorie d'une formation à projections hettangiennes ; l'élément présente un contour très capricieux , de nombreuses vacuoles définissant une texture spongieuse ; certaines , étirées représentent :  
-soit des fissures concaves de refroidissement  
-soit d'éventuelles échardes de matériel initialement plus vitreux rapidement altéré , puis éliminé par les circulations .  
Ech A 341 81 LA VIVOLLE

## CHAPITRE II

## CONTEXTE ET CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES SPILITES K DU MASSIF DES ECRINS PELVOUX

### A. ASPECTS DE TERRAIN

#### 1. LOCALISATION DES COUPES SELECTIONNEES

Les coupes ont été levées sur toute la bordure occidentale du massif des Ecrins Pelvoux. Pour cette étude ont été sélectionnées parmi les gisements accessibles, ceux qui sont le moins tectonisés et qui présentent la meilleure continuité d'affleurement depuis le socle cristallin jusqu'au Lias susjacent aux niveaux volcaniques. Quelques lacunes dans les levés ont cependant été complétées par des observations latérales.

Les coupes qui présentent des originalités volcaniques particulières font l'objet d'une description détaillée. De nombreux autres gisements ont été levés dans une optique cartographique ou dans le but d'effectuer des corrélations latérales. Ils ne sont alors que mentionnés dans le texte mais leur log stratigraphique est cependant donné en annexe.

#### 2. LEGENDE DES COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

	Calcaire
	Lave spilitique
	Projection volcanique
	Dolomie
	Argilite
	Brèche
	Silex
	Birds eyes
	Galets plats
	Aiguille de gypse
	Lumachelle
	Grès
	Socle cristallin
	Lacune d'observation

### 3. DESCRIPTION DES GISEMENTS

#### a) Le col du Rochail (fig.9)

La coupe est orientée SE-NW, elle longe la crête des Rochers de Terre Rousse depuis le col du Rochail jusqu'au sommet coté 2 796 m, et on y accède par le chemin du Lac du Vallon qui part des Bosses.

Les formations volcaniques sont affectées par des failles N 150 pentées vers l'Est (fig.10).

Les sédiments triasiques reposent en discordance sur le socle granitique. Le dernier banc de brèche sédimentaire, situé sur la première coulée (fig.10) présente un intérêt particulier car latéralement vers l'Est, il est recoupé par de la lave spilitique. Malheureusement, à cet endroit la base de ce banc ainsi que toute la partie sédimentaire de la coupe sont cachés par des éboulis, et il n'est pas possible d'observer si la lave recoupe vraiment la partie basale des sédiments.

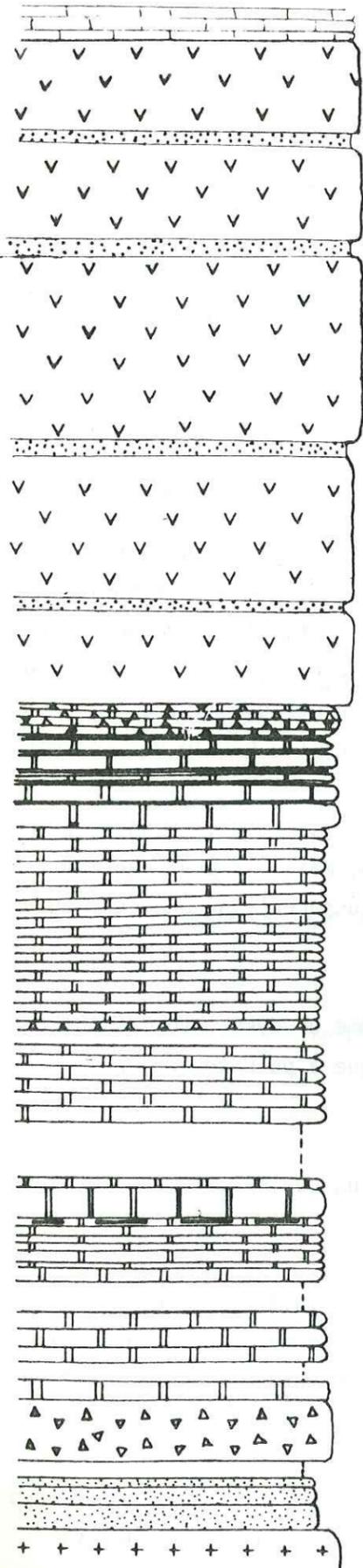
La première coulée de la séquence volcanique est, elle aussi, recoupée par cette injection de lave selon un contact orienté N 150, mais la prolongation supérieure de l'accident dans l'horizon intercalaire susjacent, ne présente aucun remplissage.

Le panneau lavique subvertical est interprété comme un dyke antérieur aux derniers épanchements, mais dont la direction tectonique a pu rejouer par la suite en une faille stérile (fig. 10).

La séquence volcanique proprement dite présente cinq coulées de lave formant relief dans le paysage.

Chacune de ces coulées est composée de plusieurs feuillets riches en bulle de calcite et de chlorite. La coulée basale présente des zones concentriques, friables, brun rouge (fig.11) à concentrations d'hématite. AUGUSTITHIS (1978) attribue de telles figures à l'altération météorique.

Les coulées sont séparées les unes des autres par des horizons intercalaires de cinérites rouges contenant parfois des rognons de dolomie dûs à des dépôts consécutifs à des infiltrations d'eaux chargées en carbonates (BARON, 1981).



Calcaire du Lias

5ème coulée A 274 80 à A 276 80

Horizon intercalaire : cendres rouges

4ème coulée : A 272 80 ; A 273 80

Horizon intercalaire : cendres rouges, A 85 79 ; A 271 80

3ème coulée : A 267 80 ; A 268 80 ; A 270 80 ;

Horizon intercalaire cendres rouges A 83 79 ; A 84 79 ;

2ème coulée : A 263 80 . A 264 80 . A 266 80 .  
A 269 80 .

Horizon intercalaire : cendres rouges à rognons de dolomie .

1ère coulée : A 260 80 à A 262 80 .

Brèche : éléments de dolomie , d'argilites vertes, de silex noirs.

Alternance de bancs blancs et d'argilites vertes A 74 79 .

Dolomie violacée, en petits bancs de 20 à 30 cm présentant des passées d'argilites vertes et des niveaux bréchiques. Pyrite.

Sur 20 m : éboulis de dolomie jaune cagneulisée et de grès chocolat. A 73 79.

Dolomie ocre avec quelques passées noires, des silicifications et des minéralisations de fer.

Brèche à ciment dolomitique et éléments de dolomie, et à silex noirs. A 72 79.

Grès fins quartzeux , gris, à passées grossières.

Socle granitique.

FIG 9 : Coupe du col du Rochail . Alt : 2750m . 2m

NW

SE

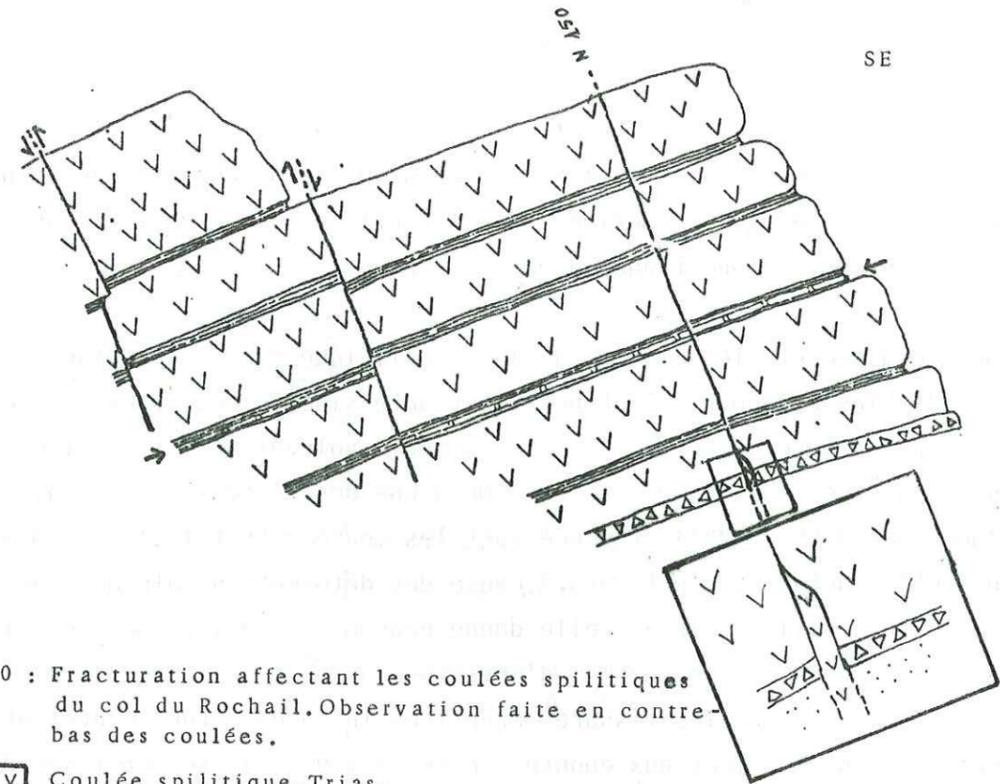


Fig 10 : Fracturation affectant les coulées spilitiques du col du Rochail. Observation faite en contre-bas des coulées.

- VV Coulée spilitique, Trias.
- - - Argilites avec passées dolomitiques, Trias.
- ▲▼ Brèche dolomitique, Trias.
- Failles

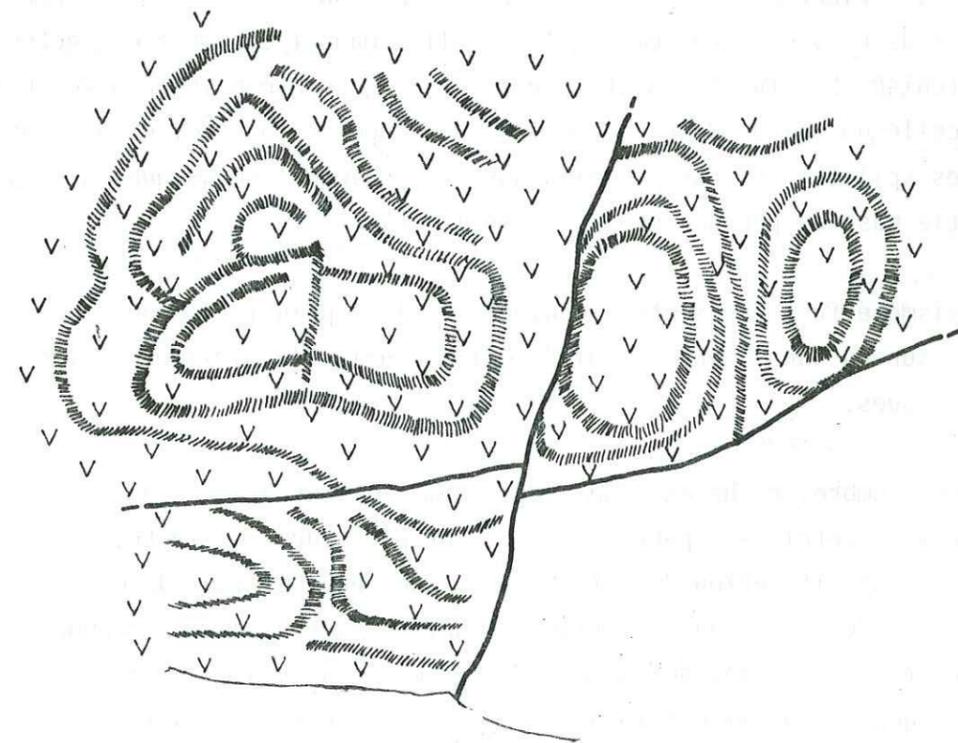


Fig 11 : Auréoles d'altération développées à partir des fractures ( Col du Rochail 1ère coulée )

Sur cette série triasique volcanique reposent en discordance des bancs calcaires du Lias, d'âge sinémurien, mais latéralement, au NW, le Trias volcanique est surmonté d'une flaque d'Hettangien.

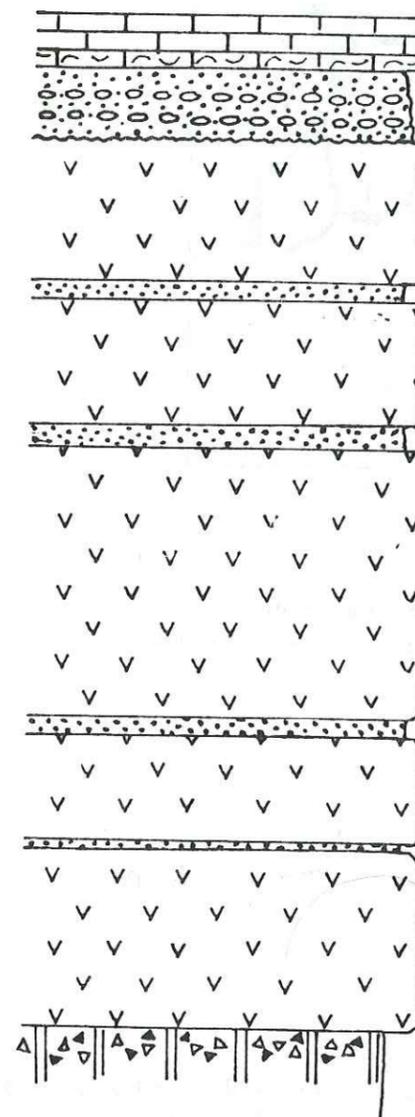
Dans ce gisement, les coulées de lave spilitique sont donc situées à la limite Trias Lias et apparaissent nettement anté-sinémuriennes. La mise en évidence d'un dyke recoupant la base de la série volcanique est un élément nouveau et sa direction N 150 est conforme à une des directions tectoniques déterminées par BARON (1981) et concernant les mouvements triasiques. Même si cette direction actuelle n'est plus, à cause des déformations alpines, dans son orientation originelle au Trias, elle donne néanmoins une information utile pour la connaissance des mécanismes d'ouverture à travers la couverture sédimentaire. En effet de telles fissures éruptives intracouvertures n'avaient pas été décrites. Les relations aux épontes entre la lave injectée et les sédiments encaissants non déformés suggèrent davantage une ascension de magma dans une fissure ouverte qu'une ouverture due à la seule pression du magma.

#### b) La Malsanne (fig.12)

La coupe est orientée SE-NW, et se situe sur la haute falaise qui sépare la combe du Pré de La Vache, de celle de la Virolle. Dans l'ensemble ce secteur est assez tectonisé. Les failles sont d'orientation générale N 150 pentées Est, identiques à celle du col du Rochail. Le levé de coupe est partiel et ne concerne que les coulées spilitiques, sans détails sur les sédiments triasiques sous-jacents en grande partie masqués par des éboulis (fig.12).

Le volcanisme effusif présente 5 coulées massives principales qui reposent en concordance sur un banc compact (5m) de dolomie grise, bréchiques à silex noirs centimétriques.

La lave est sombre, riche en minéraux ferromagnésiens oxydés. Des vacuoles, le plus souvent millimétriques, parfois atteignant plusieurs centimètres, sont remplies de chlorite et/ou de calcite. Quelques échantillons de ces dernières ont été prélevés dans l'optique d'analyse isotopique des carbonates. En surface structurale, le dos des 3ème et 4ème coulée présente une nette prismation pentagonale, qu'il est impossible d'attribuer à un diaclasage tectonique (fig.13).



Calcaire massif à spicules d'échinoderme et à brachiopodes. Hettangien supérieur.  
Niveau de projections avec alternance de cendres fines et de bombes.

5ème coulée : A 255 80

Horizon intercalaire : cendres rouges.

4ème coulée : coulée prismée.

Horizon intercalaire : cendres rouges vertes et noires . A 253 80.

3ème coulée : A 251 80; A 252 80; A 254 80;

Horizon intercalaire : cendres rouges.

2ème coulée : A 245 80 à A 247 80 ; A 248ab 80;

Horizon intercalaire : cendres rouges à éléments décimétriques de lave : A 240 80.

1ère coulée : A 241 80 à A 244 80 .

Dolomie bréchique grise à silicifications au sommet du banc .

FIG 12 : Coupe de la Malsanne . Alt : 2200 m . 2m

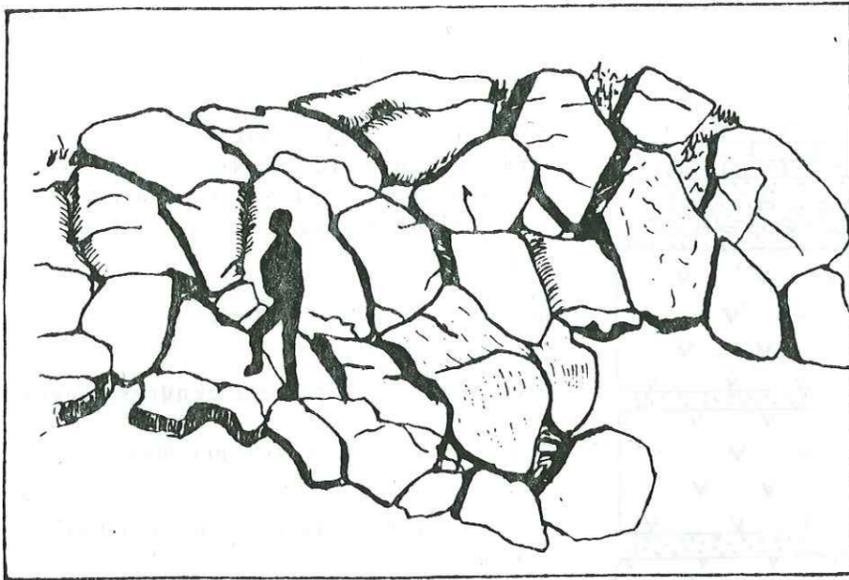


Fig 13 : Prismation pentagonale de la 3ème coulée de la Malsanne . Surface de coulée dégagée par l'érosion .

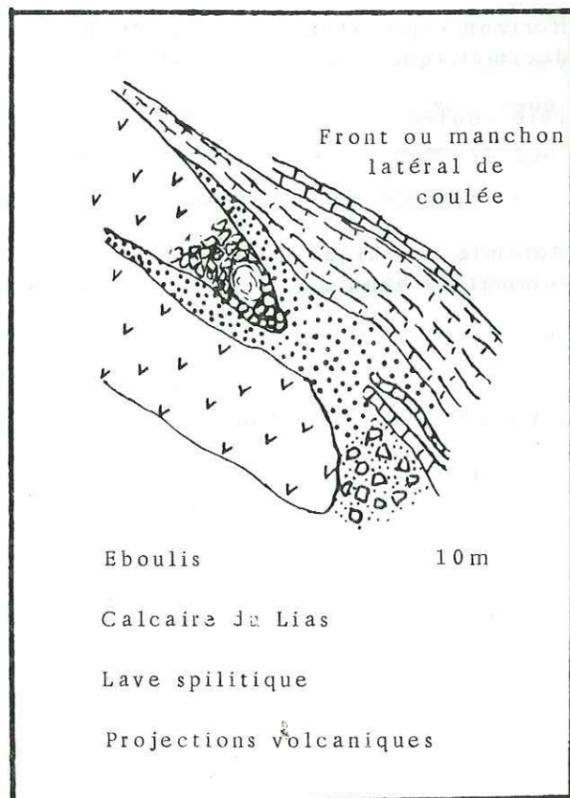


Fig 14 : Front de coulée ; coupe de la Malsanne .

Au niveau de la vire herbeuse qui permet l'observation, la cinquième coulée s'interrompt en blocs métriques chaotiques, caractéristiques d'un avancement de la lave par basculements successifs de panneaux refroidis. On se trouve donc en présence d'un front de coulée fossile (fig.14).

Toutes les coulées sont séparées par des horizons intercalaires de cinériterouge.

Au-dessus de la 5ème coulée, le gisement présente des variations d'Est en Ouest :

- à l'Est : un banc de calcaire gris massif d'1 mètre d'épaisseur s'est déposé sur la 5ème coulée. Il est suivi d'une passée de schistes noirs puis d'un banc de calcaire à débris d'Echinodermes et de brachiopodes d'âge Hettangien supérieur (BARON 1981).
- à l'Ouest : l'affleurement montre une alternance sur 6,70 m de :
  - . niveaux à boules de lave décimétriques aplaties parallèlement à la stratification, piquetées en surface, craquelées en fissures concentriques et séparées par des cendres ou des lapillis. Parfois la taille des boules s'accroît jusqu'à atteindre 40 cm dans la plus grande dimension.
  - . niveaux de cendre et de lapillis noirs ou verts très schistosés et à débit en crayons.

Cet ensemble est surmonté par deux bancs massifs de calcaire, métriques à oolites, spicules et radioles, et brachiopodes d'âge Hettangien supérieur (BARON 1981), séparés par 50 cm de schistes noirs.

Le gisement de la Malsanne montre cinq coulées massives dont deux sont nettement prismées. Elles sont surmontées par des niveaux de projection à bombes pour les grosses et lapillis et cendres pour les plus fines. Prismation des coulées et faciès particuliers des projections évoquent pour le gisement une mise en place plutôt aérienne.

#### c) La Vivolle (fig.15)

A l'extrémité sud de la Combe de la Vivolle, sur l'arête qui joint le sommet des Clottoux au Nerarel un affleurement allongé NS présente une coupe caractérisée par l'absence de coulées massives à la limite Trias-Lias. En revanche, 800 m plus au Nord, la même série sédimentaire triasique est coiffée par une masse importante de volcanisme, comptant cinq à six coulées spilitiques massives (fig. 16 et 17).

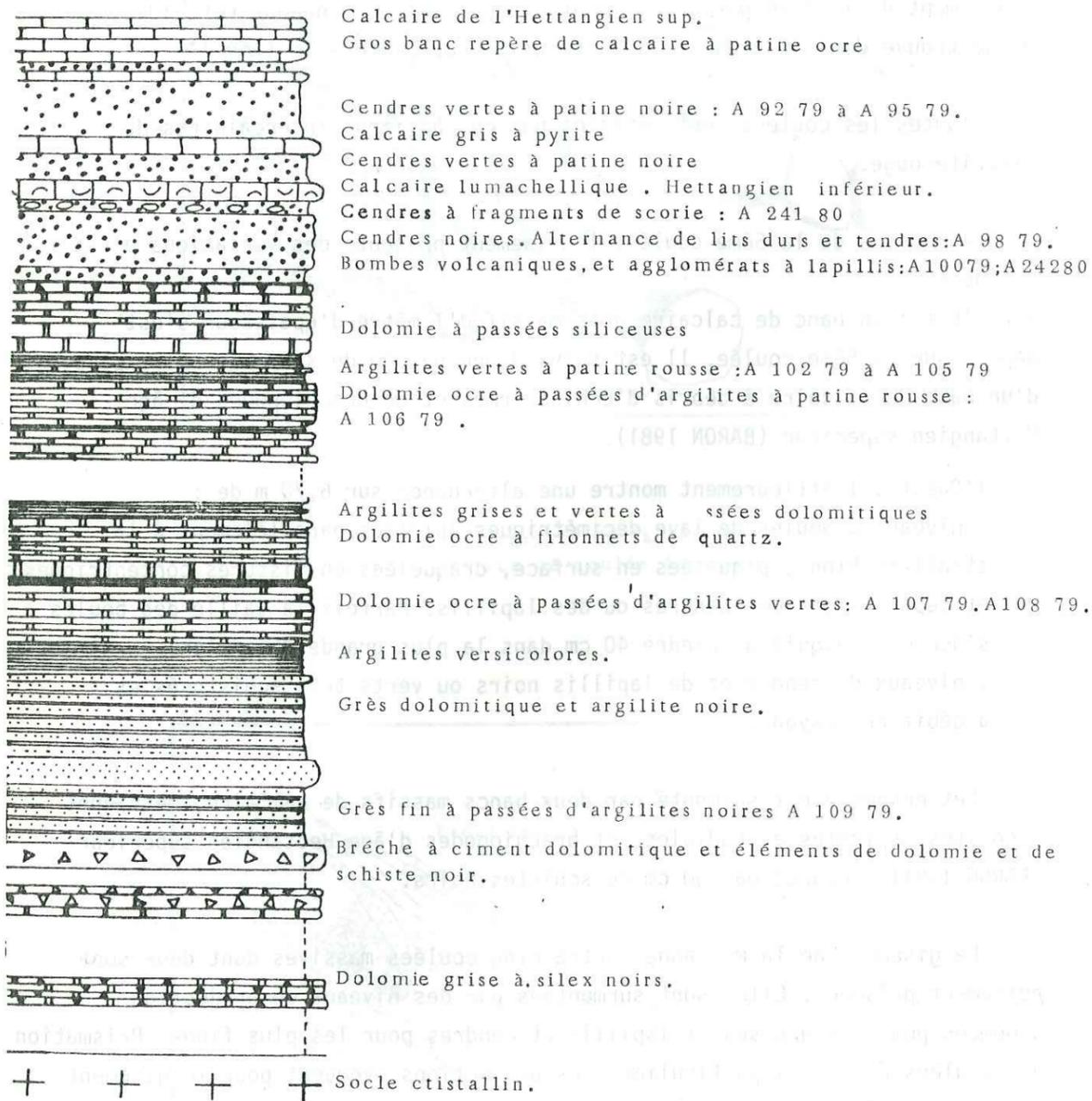


FIG 15 : Coupe de la Vivolle . Alt : 2450m

2m

Fig 16 : Trias sur l'arête du Neyrarel

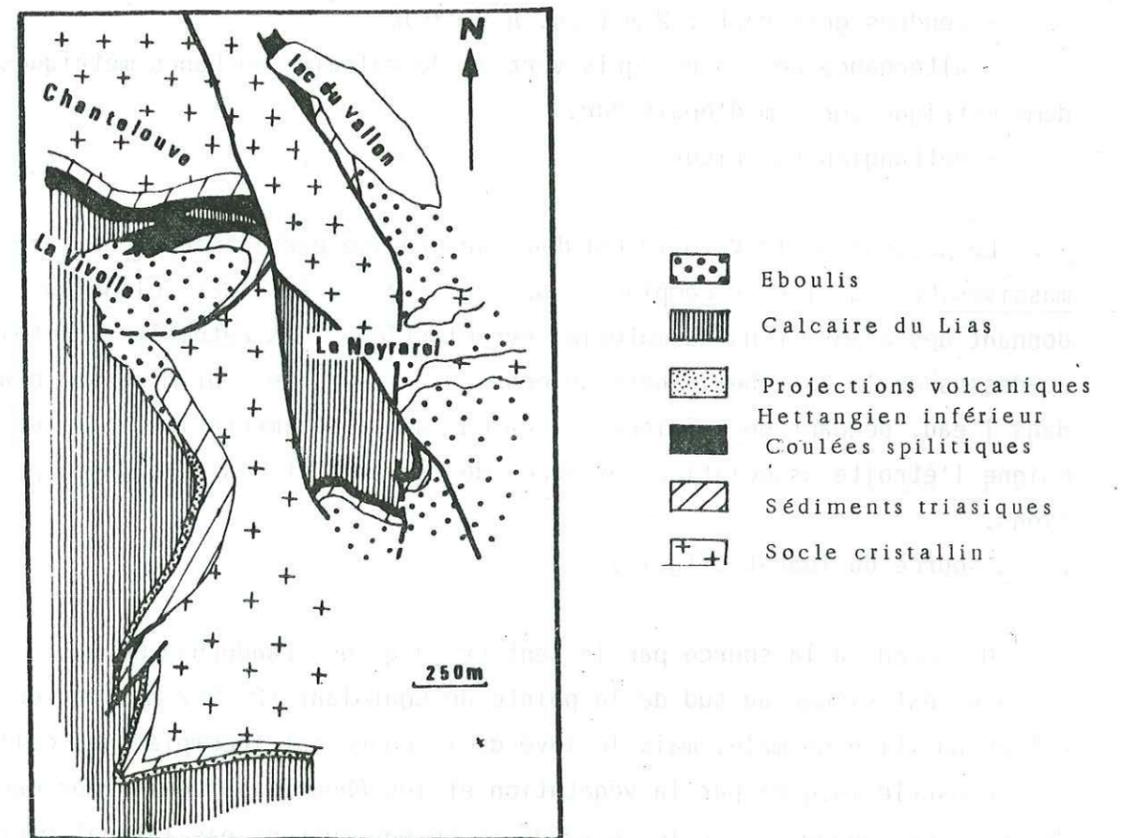
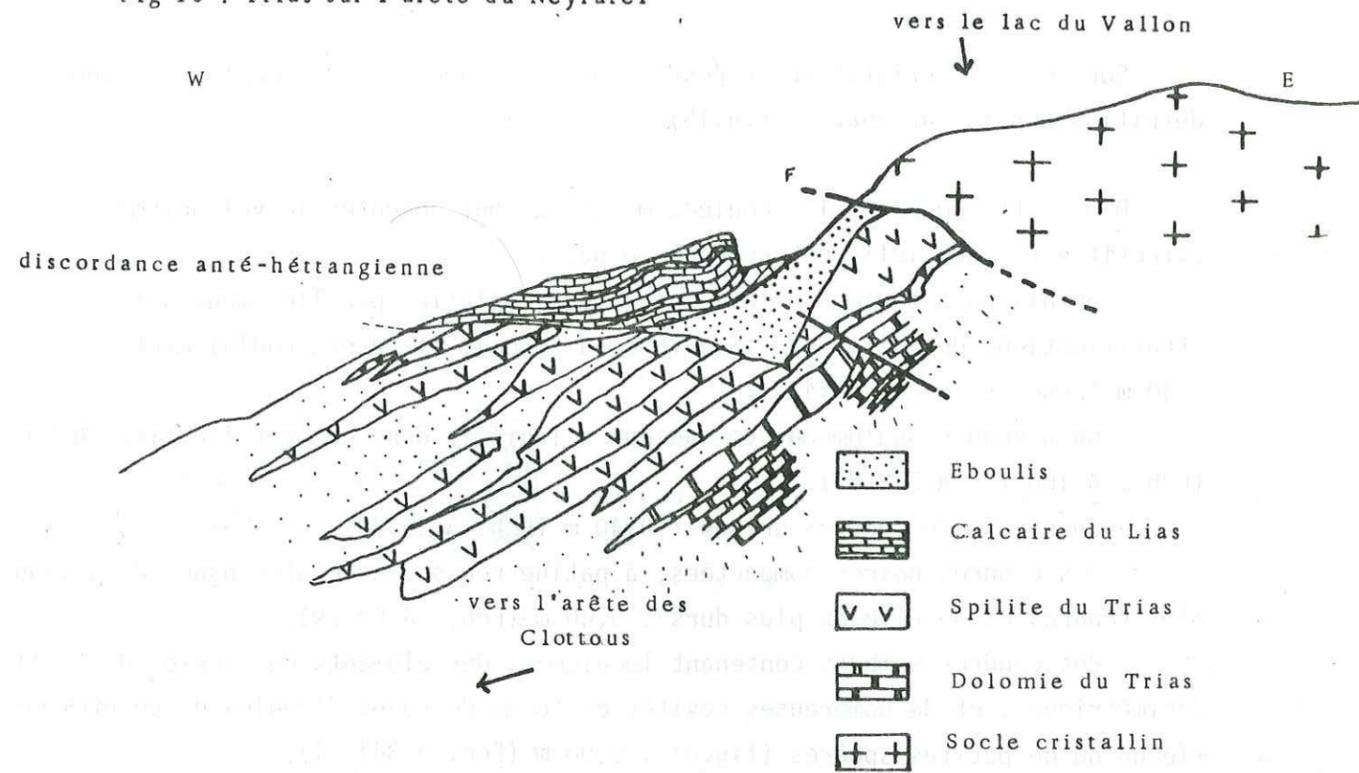


Fig 17 : Distribution cartographique du volcanisme triasique dans le secteur du lac du Vallon ; Neyrarel-Vivolle.

Sur le socle cristallin, reposent en discordance des sédiments triasiques détritiques puis carbonatés (fig.15).

Dans cette coupe où les coulées massives sont absentes le volcanisme effectif est essentiellement représenté par :

- un niveau à boules de lave spilitique, aplaties parallèlement à la stratification, de taille variable (5 cm à 50 cm), fissurées radialement: 0,40 m (Ech : A343 81, A344 81).
- un niveau d'agglomérat volcanique à lapillis dans une matrice fine: 0,50 (Ech : A 100 79, A 342.81).
- un niveau de cendres grises : 0,40 m (Ech. A 99 79),
- des cendres noires compactées, à patine rousse, avec alternance de niveaux plus tendres et de niveaux plus durs : 3,40 m (Ech. A 98 79).
- des cendres sombres contenant localement des éléments de scories de taille décimétriques, et de nombreuses cavités en forme de coups d'ongle, de pointes de flèche ou de petites sphères (fig.8) : 0,90 m (Ech. A 341 81).

Les niveaux sédimentaires recouvrent ensuite en concordance ces niveaux volcaniques et sont interstratifiés avec d'ultimes niveaux de cendres :

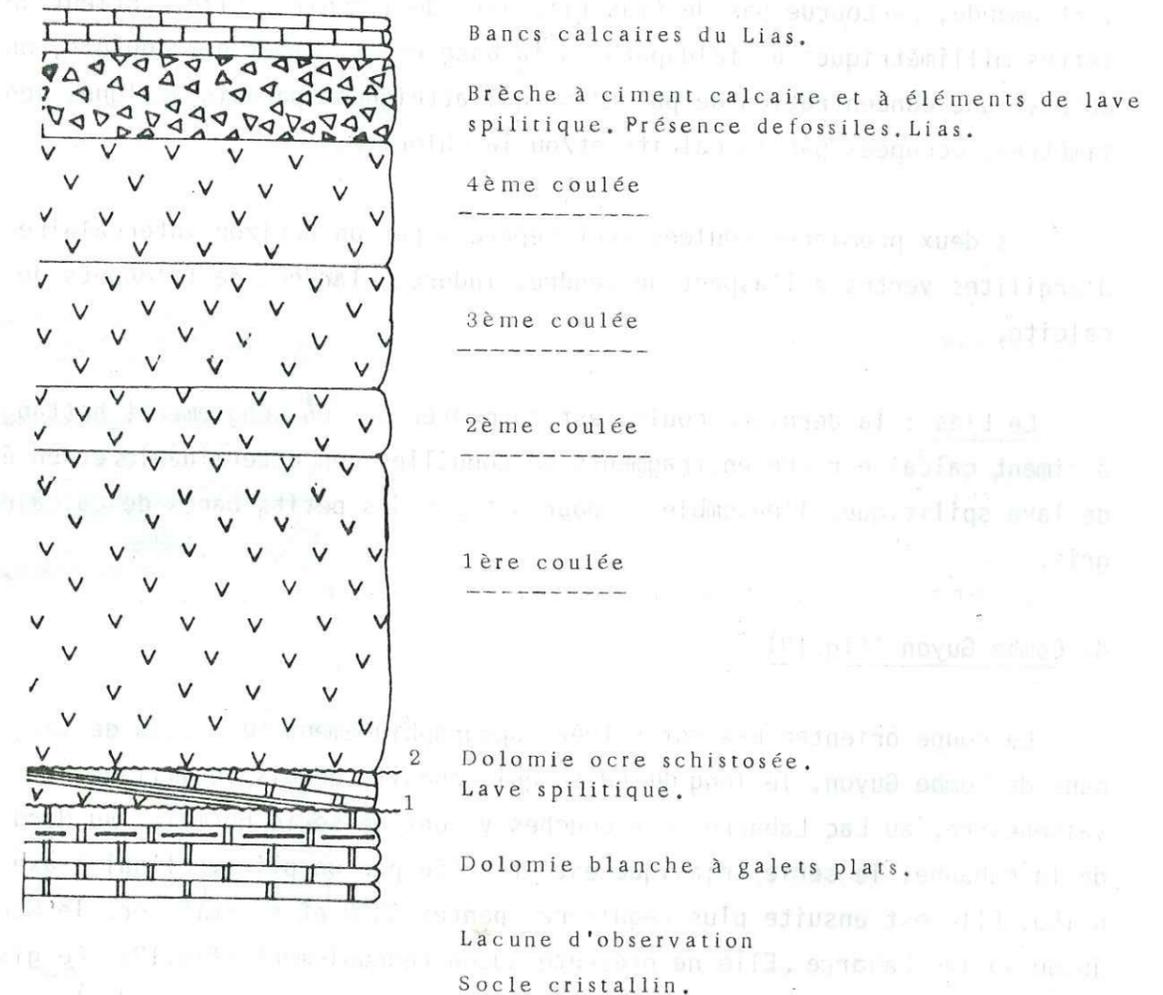
- calcaire lumachellique de l'Hettangien inférieur : 1,20 m.
- cendres gris vert : 2 m (Ech. A 96.79).
- alternance de cendres gris vert et de calcaire en bancs métriques à demi-métrique sur 8 m d'épaisseur.
- Hettangien supérieur.

Le secteur de la Vivolle est donc caractérisé par l'absence de laves massives. Celles-ci sont remplacées par une série d'épisodes volcaniques donnant des dépôts fins de matériel pyroclastique. Les retombées volcaniques, au-dessus de la lumachelle hettangienne inférieure, se sont mises en place dans l'eau, pendant une période de reprise de la sédimentation comme en témoigne l'étroite association des bancs de calcaire et des niveaux de projections.

#### d) La source du Tourat (fig.18)

On accède à la source par le sentier de grande randonnée GR 54.

La coupe est située au sud de la pointe de Confolant (2 982 m). La série est en position normale, mais le levé de la coupe est incomplet car celle-ci est en partie masquée par la végétation et les éboulis qui eux-mêmes cachent des contacts anormaux car les niveaux ne se poursuivent pas latéralement.



1 e. 2 : discordances angulaires intratriasiques.

FIG 18 : Coupe de la Source du Tourat . Alt : 2600m

2m

Le détail de la coupe fait apparaître du bas vers le haut des formations sédimentaires triasiques dont le détail a été reporté sur la colonne lithostratigraphique (fig. 18).

Les formations volcaniques : quatre coulées de lave spilitique sont discordantes sur les sédiments sous jacents. La lave est de teinte lie de vin à vert amande, parcourue par de fins filonnets de limonite. Elle contient des lattes millimétriques de feldspath. A la base et au sommet des coulées, on observe une concentration de pustules qui atteignent parfois quelques centimètres, occupées par la calcite et/ou la chlorite.

Les deux premières coulées sont séparées par un horizon intercalaire d'argilites vertes à l'aspect de cendre, indurées, lardées de filonnets de calcite.

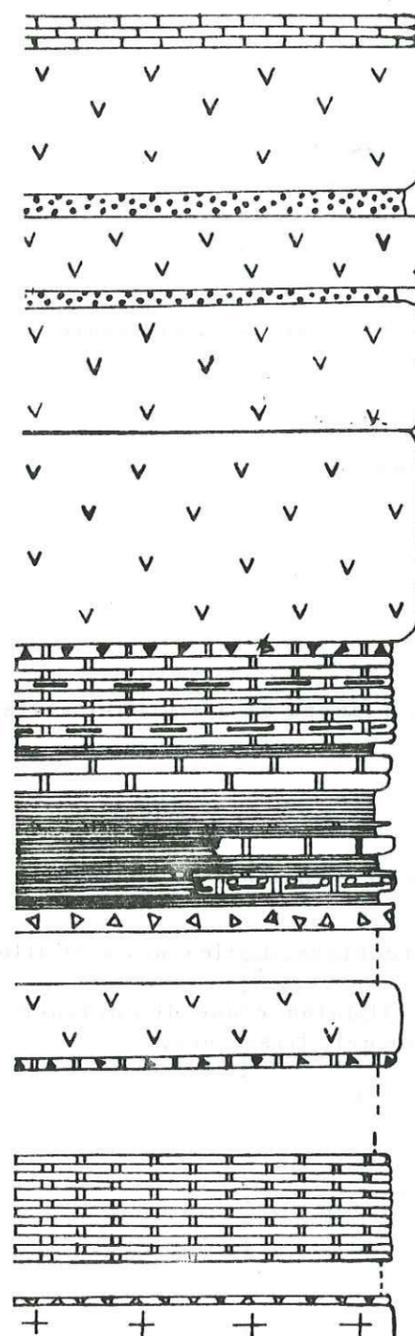
Le Lias : la dernière coulée est surmontée par un conglomérat hettangien à ciment calcaire riche en fragments de coquilles non déterminables et en éléments de lave spilitique, l'ensemble se poursuit par des petits bancs de calcaire gris.

#### d) Combe Guyon (fig.19)

La coupe orientée E-W est située topographiquement au-dessus de la cabane de Combe Guyon, le long du GR 54 qui conduit, depuis le village de Valsenestre, au Lac Labarre. Les couches y sont en série normale. Au Nord de la cabane, la série triasique est affectée par un pli synclinal à axe N 150. Elle est ensuite plus régulière, pentée 35°N et se suit vers le Nord jusqu'au lac Labarre. Elle ne présente aucun redoublement (fig.19). Ce gisement à la particularité de posséder en plus des coulées massives de la limite triasico-liasique, une coulée de lave spilitique interstratifiée entre des bancs assez bas dans la coupe.

#### e) Le lac Gary (fig.20)

Le coupe est orientée SW-NE ; elle surplombe le lac Gary au Nord de l'Arcanier, et se situe sous le point côté 2 540,7 m (fig.21). On suit



Lias calcaire.

5ème coulée

Horizon intercalaire: cendres versicolores

4ème coulée

Horizon intercalaire: cendres rouges. A 234 80.

3ème coulée : la lave est très schistosée.

2ème coulée : A 233 80.

Dolomie ocre en gros bancs avec passées de schistes noirs.

Schiste lie de vin ou noir à intercalations de dolomie ocre.

Brèche polygénique: A 232 80; A 43 79 à A 47 79.

1ère coulée: A 231 80

Dolomie ocre à silex.

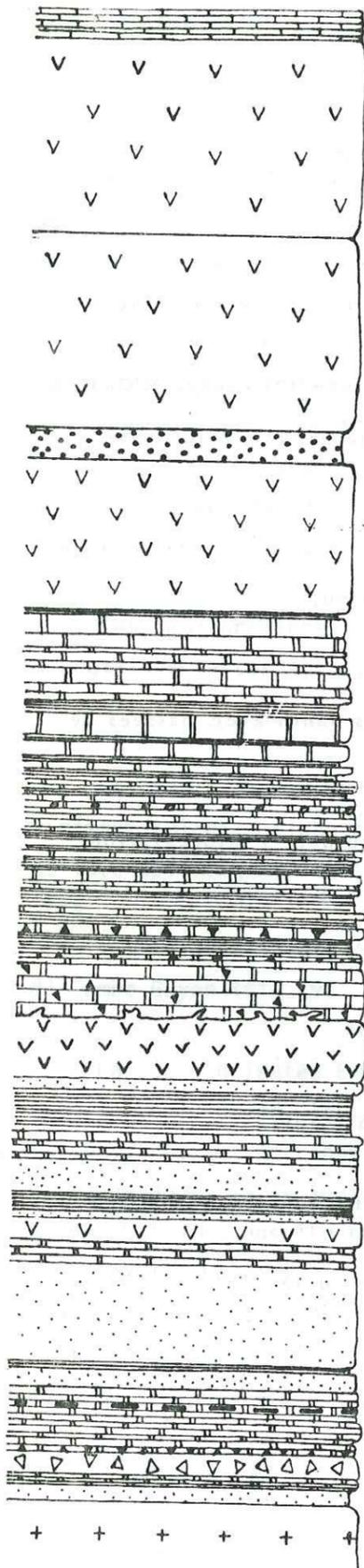
Lacune d'observation : 50m.

Dolomie ocre en petits bancs.

Brèche à éléments de socle.  
Socle cristallin.

FIG 19 : Coupe de Combe Guyon. Alt 2000m

2m



Lias calcaire

3ème coulée: A 124 79

2ème coulée: A 283 80

Horizon intercalaire: cendres vertes à éléments de lave spilitique.

1ère coulée: A 281 80. A 282 80

Dolomie ocre.

Alternance de dolomie blanche et d'argilites vertes.

Alternance de dolomie ocre massive et de dolomie schistosée.

Dolomie localement bréchique, à silex noirs et filonets de lave spilitique à la base.

Sill de lave spilitique. Il jalonne une discordance angulaire dans les sédiments triasiques.

A 277 80 à A 279 80.

Alternance de grès et d'argilites noires.

Dolomie beige.

Grès clair en plaquettes avec concrétions siliceuses.

Dolomie ocre localement bréchique.

Socle cristallin.

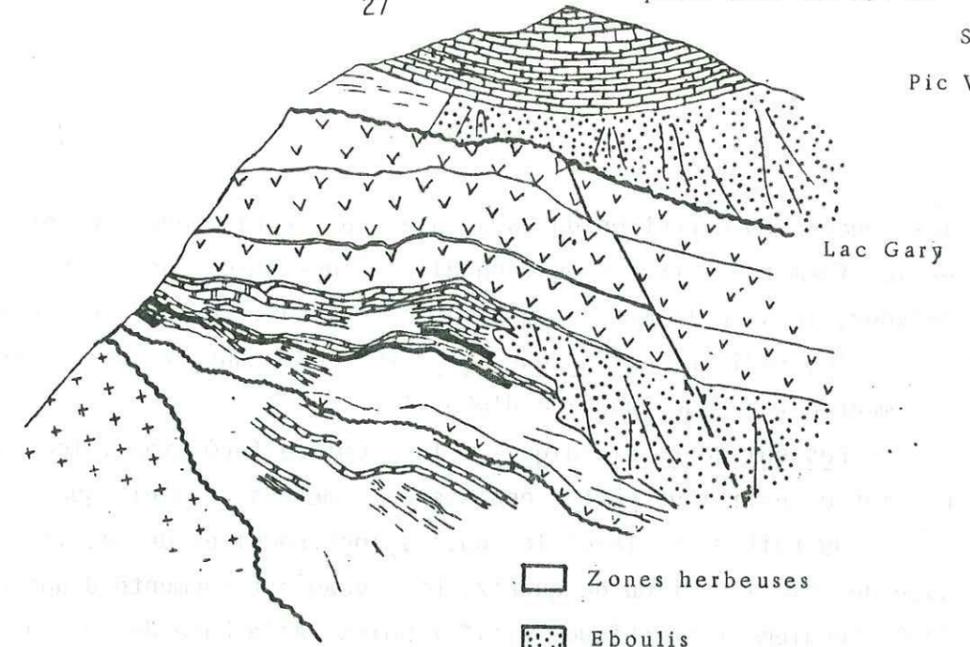
FIG 20 : Coupe du Lac Gary . Alt. 2450m 2m

NW

point coté 2510.7 m

SE

Pic Vert



- Zones herbeuses
- Eboulis
- Trias spilitique et sill
- Trias dolomitique
- Trias schisteux
- Socle cristallin
- Failles
- Discordance

Fig 21 : Coupe schématique du versant SE de l'extrémité de l'arête Pic-Vert, Tête des Chétives.

Echelle 10m

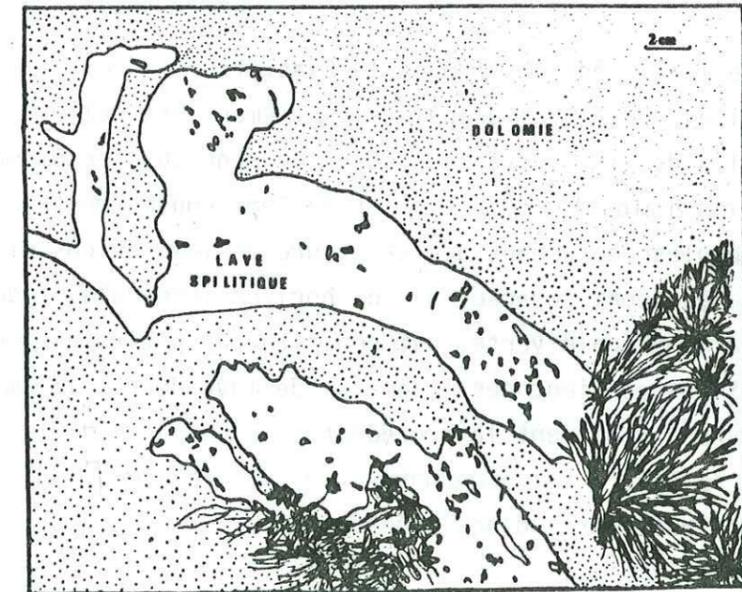


Fig 22 : Injection de lave spilitique à la base d'un banc de dolomie sus-kacent à un sill.

les couches en direction du NW jusque sous le Pic Vert, en série normale, et les formations traversées, en discordance au-dessus du cristallin du Pelvoux, lors de la montée au point coté 2 540,7 m sont les suivantes :

- les sédiments triasiques (fig.20) ; le contact socle cristallin-sédiment est masqué par 1 m d'éboulis.

- Les épisodes volcaniques : la première formation volcanique est une masse spilitique verte, épaisse de 4 mètres, aphanitique et bulleuse.

Au toit de celle-ci les bulles sont remplies de calcite et à sa base de chlorite et/ou de quartz. Le niveau est surmonté d'une dolomie beige (3m), localement bréchique, à silex noirs. A la base de ce banc dolomitique des injections de lave spilitique en filonnets de 2 à 10 cm, (fig.22), s'échappent de la masse de la lave sous-jacente et pénètrent parallèlement ou en bayonnette par rapport à la stratification de quelques dizaines de cm à l'intérieur du banc sédimentaire.

Seule de la lave injectée dans des sédiments imparfaitement consolidés peut expliquer ce type de gisement en sill intratriasique. De plus cette formation est injectée dans le plan d'une discordance syntriasique formant une discontinuité au sein des sédiments.

Entre le Trias sédimentaire et le Lias, trois coulées massives (30 à 40 m d'épaisseur) forment des reliefs sur la crête. La lave est lie de vin avec des cristaux de minéraux ferromagnésiens brun rouille non déterminables. La 1ère et la 3ème coulée montrent à leur base un débit en boules, ébauchant une structure de lave en coussins. Les deux premières coulées sont séparées par un horizon intercalaire de 2 m. Celui-ci d'une teinte générale verte, est constitué de petits éléments ovoïdes, style lapillis et contient des fragments de lave de 1 à 10 cm. La troisième coulée recouvre directement la précédente.

Le Lias calcaire est discordant sur les coulées. Il est constitué par des petits bancs gris d'âge sinémurien.

Le gisement du Lac Gary a la particularité de montrer une part de discordance au sein des sédiments du Trias, conséquence de mouvements tectoniques syntriasiques, d'autre part, un sill injecté dans la discontinuité du plan de discordance souligne le rôle d'une certaine tectonique syntriasique et suggère une relation directe de cause à effet entre la tectonique et les épanchements volcaniques.

#### g) Le vet NW (fig.23)

Dans le Valjouffrey, sur le sommet (2 161 m) de la montagne du Vet qui domine Entraigues, on observe une épaisse série volcanique en posture normale. La base de cette coupe est brutalement interrompue par une faille laissant apparaître la Lias.

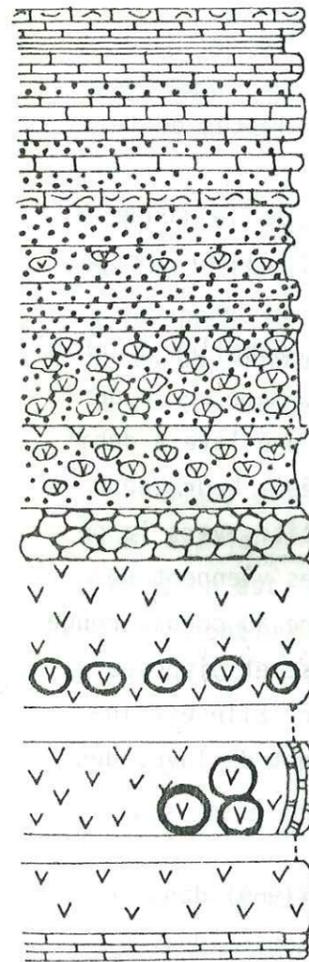
#### Description du gisement

1ère coulée: 4 m : lave spilitique massive, à grandes lattes de felpaths.

1er horizon intercalaire. Non observable au niveau de la coupe à cause d'une lacune d'observation, la formation apparaît latéralement sous la forme de cendres fortement schistosées.

2ème niveau volcanique : 5 m : spilite noire, massive, à bulles de chlorite cerclées de calcite. Le sommet est nettement scoriacé, mais en se déplaçant vers le NW, l'affleurement se termine latéralement par une lave à débit en coussins de 1 m à 1,50 m, à bordure vitreuse (dévitriifiée). Leur coeur est riche en bulles, de grosse taille au centre et plus petites vers la périphérie des coussins. Latéralement, des bancs sédimentaires viennent se plaquer contre la lave. Il s'agit de dolomie stratifiée ocre au coeur, rouge brique en surface, ayant subi une réaction thermique intense et disposée perpendiculairement à la stratification générale du secteur. Elle est injectée de lave (fig.24). On observe au toit de l'affleurement de lave, des fissures perpendiculaires à la stratification.

Des observations analogues ont été décrites par YAGI (1969) dans le cas d'un sill qui se met en place dans des sédiments, non consolidés. Le magma pénètre dans un plan de stratification. La base et le sommet du sill, au contact du sédiment, se figent, formant un tunnel au centre duquel la lave non refroidie progresse. Le front du sill se solidifie lui aussi, mais se brise sur la force du flux de magma. La lave liquide et chaude entre alors en contact avec le sédiment saturé d'eau, il en résulte la formation de structures en coussins. A la base, et au toit du sill, on observe alors une fissuration perpendiculaire au plan de stratification du sédiment (fig.25). (Ech : A 150.79, A 151.79, A 152.79, A 153-79, A 287.80, A 288.80, A 289.80).



Calcaire lumachellique de l'Hettangien sup. (BARON 1981)

Alternance de projections volcaniques noires et de calcaires datés de l'Hettangien inf. par *Modiola cf. hillanus*, *Isocyprina* voisin de *germani* et *Gervilleia*, voisin de *conimbrica*. (BARON 1981)

Dolomie lumachellique de l'Hettangien inf.

A 142 79; A143 79; A 144 79;

Alternance de projections fines et grossières A 286ab 80

Projections volcaniques : bombes et cendres

5ème coulée: A 355 81; A 149 79.

Projections volcaniques bombes et cendres.

4ème coulée

3ème coulée

2ème coulée ou sill

1ère coulée

Calcaire du Lias

FIG 23 : Coupe Le Vet . Alt : 1920m

2m

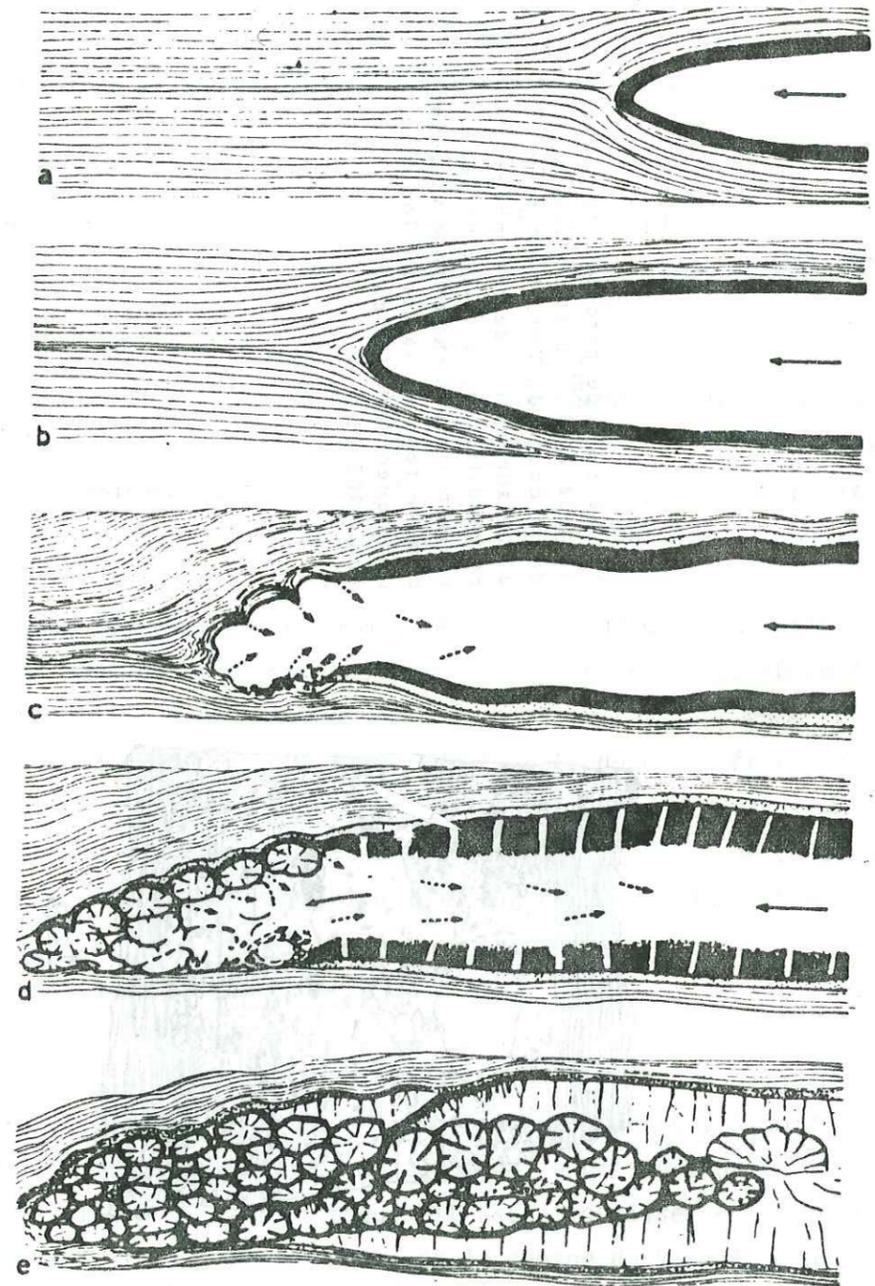


FIG 25 : Schéma montrant le mécanisme de formation de pillow lava dans un filon couche  
YAGI 1969

Lacune d'observation : 2 m

3ème niveau volcanique : 8 m . Coulée de lave spilitique verte à patine rousse. Sa partie supérieure est massive, mais sa base présente une ébauche de structure en coussins que l'on peut interpréter comme la conséquence d'un épanchement dans une faible tranche d'eau.

4ème niveau volcanique : 3 m . Coulée de lave spilitique constituée uniquement par des boules de lave homogène contigues, sans ciment interstitiel.

5ème niveau volcanique : 10 m . Niveau de boules de lave spilitique verte, à patine rouille, de taille décimétrique dans des cendres vert pâle. Dans la partie médiane de cet ensemble, s'est mis en place une petite coulée épaisse de 80 cm, de lave spilitique à patine rousse.

6ème unité volcanique : 6,20 m . Alternance de cendres vertes emballant des boules de lave et de bancs grossièrement lités, épais de 80 cm (fig.26) de spilite bréchique à patine rousse.

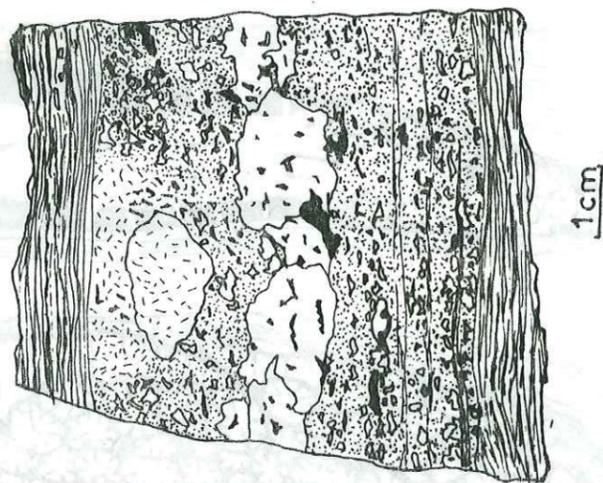
- banc de calcaire lumachellic, d'âge Hettangien inférieur, à radiales d'oursins et débris de brachiopode.

- alternance sur 8 m d'épaisseur de cendres noires et de bancs de calcaire datés de l'Hettangien inférieur par une faune de lamellibranches (BARON 1981).

- Hettangien supérieur banal.

Le secteur du Vet montre donc au-dessus de coulées massives un épisode de projections volcaniques daté de l'Hettangien inférieur. Sa mise en place s'est faite en milieu marin comme en témoigne la présence de fossiles marins. Toutefois ce volcanisme pyroclastique est assez localisé. En se déplaçant latéralement vers le SE, en direction de la cabane du Vet, la coupe complète montre un grand nombre de coulées, sur lesquelles repose directement le Lias en discordance, mais pas de pyroclastites. Celles-ci ont pu être érodées. La coupe du Vet NW montre également la mise en place d'un sill entre des bancs de dolomie triasique non indurés et hydratés.

Fig 26 : Lit de pyroclastite provenant de la 6<sup>ème</sup> unité volcanique de la coupe du Vet. Il est formé d'une succession de retombées pyroclastiques, de taille variable vraisemblablement encore visqueuses compte tenu de la forme lobée et imbriquée des éléments.  
Ech A355 81



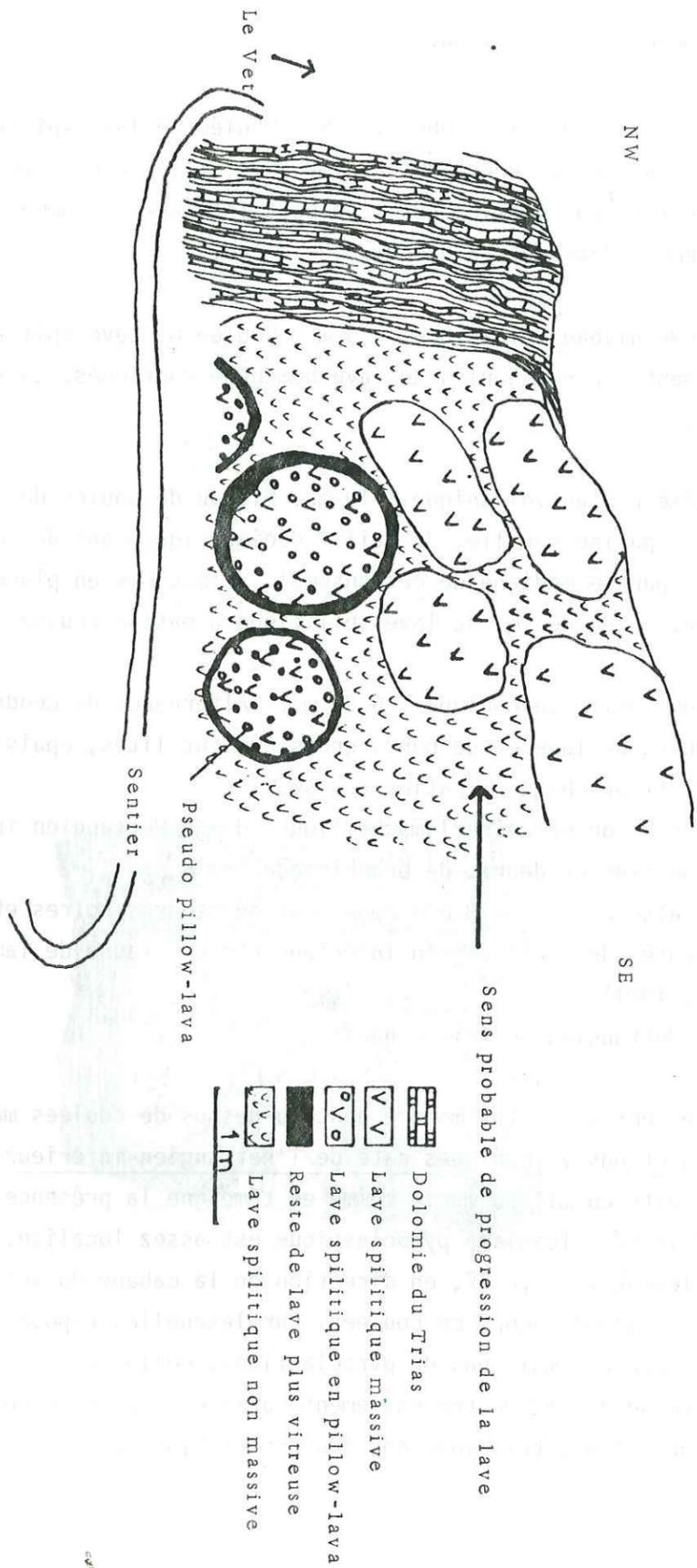
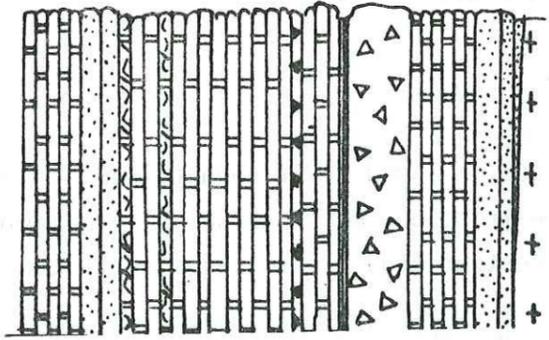


Fig 24 : Mise en place d'un sillon dans des sédiments non consolidés. L'affleurement montre un rebroussement très net des lits dolomitiques et des structures en pseudo pillow interprétées selon le schéma de YAGI 1969 (fig 25).



- Calcaire gris.
- Grès fins à éléments de socle.
- Dolomie ocre à aiguilles de gypse et fragments de coquilles .
- de Myophoria Goldfussi; la dolomie contient localement des silex noirs.
- Argilites noires.
- Brèche monogénique à éléments de dolomie et ciment dolomitique.
- Dolomie ocre avec passées de schiste noir.
- Bancs massifs de grès.
- Socle cristallin.

FIG 27 : Coupe de la crête de La Lavey . Alt : 2000m 2m

Coupe : Crête de La Lavey, Combe Bonne, Lavey N, Les Ravins Robert  
(fig. 27, 28, 29, 30, 31)

Au Nord de St Firmin, dans le ravin de la Lavey, sous les crêtes de Chamouset, cinq coupes sériées tous les 200 m ont été levées. Elles présentent toutes la particularité d'offrir une série dédoublée. Les deux parties des trois premières sont séparées par un affleurement de calcaire liasique.

BARON (1981) interprète l'unité triasique stratigraphiquement supérieure encadrée à la base et au sommet par du Lias, comme un olistolite.

Dans le gisement de la crête de la Lavey, les dolomies de base ont fourni des *Myophona Goldfussi* datant la formation du sommet du Trias moyen ou de la base du Trias supérieur.

Plus à l'Est, mais toujours au Nord du village de l'Esparcelet, le ravin Robert-Lumières et le ravin Robert, montrent dans la série triasique un redoublement des niveaux des schiste rouge et dolomie.

BARON (1981) voit dans ce redoublement un olistolite syntriasique.

Tous ces gisements sont cependant en la série inverse sous le socle antétriasique chevauchant. La tectonique intense du secteur rend délicate l'interprétation des redoublements.

g) Le Thunou (fig.30, fig.32)

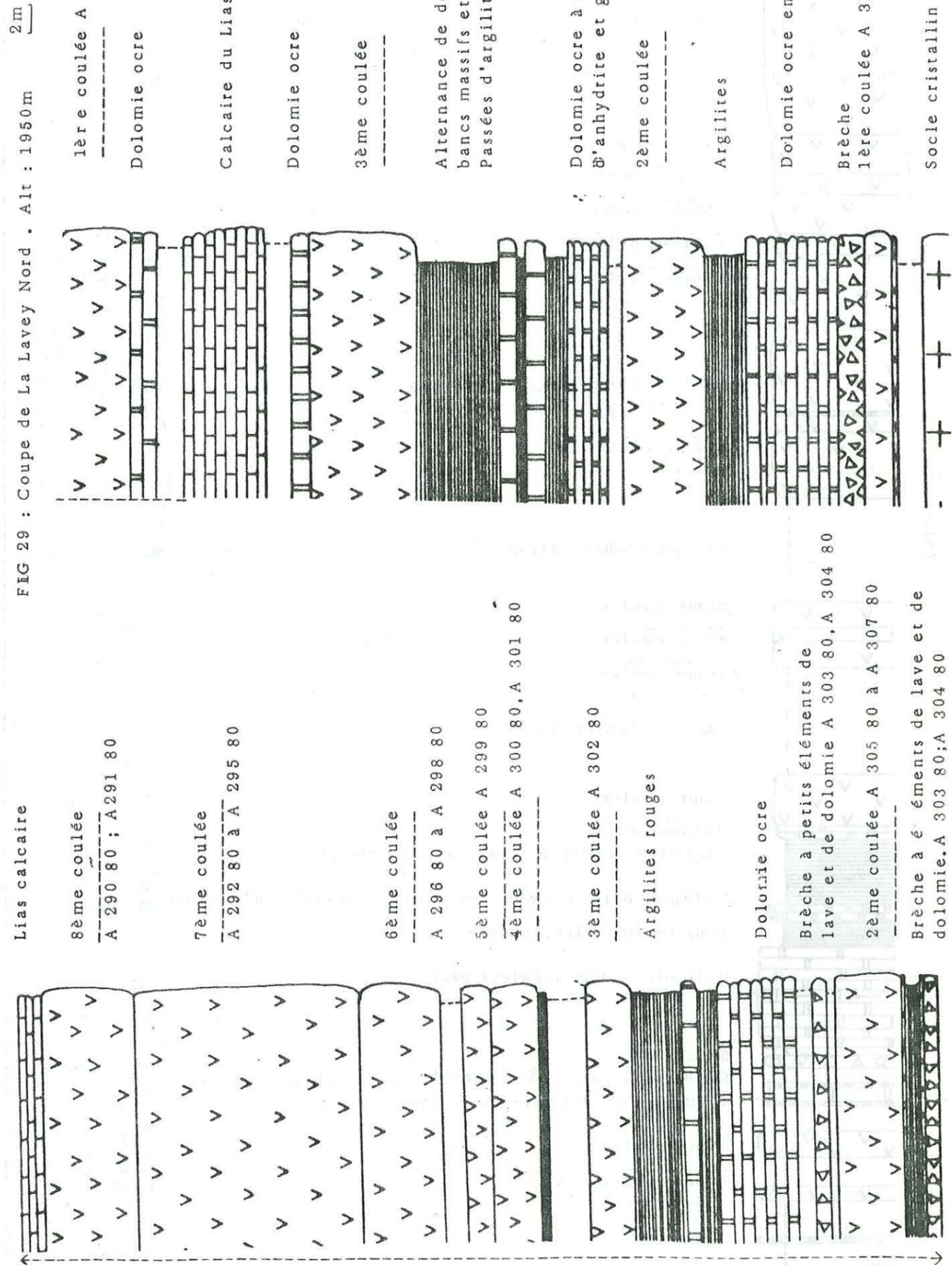
Dans le Champsaur, au Nord de St Bonnet, sous le sommet du Thunou (1 886,3 m) la série triasique est inverse. Elle atteint ici le maximum d'épaisseur sur le secteur étudié, soit près de 115 m.

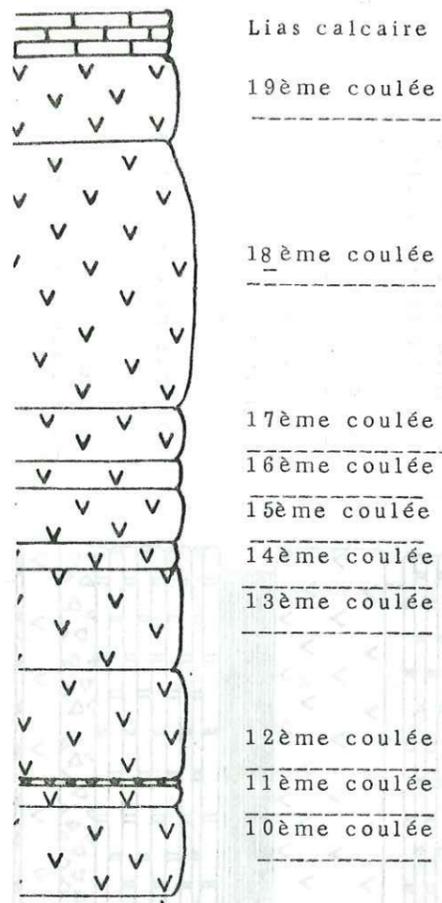
Les sédiments triasiques sont discordants sur le socle cristallin. Les niveaux volcaniques sont nombreux, et correspondent surtout à des coulées.

A la base de la séquence volcanique on relève un épisode intrusif dans une dolomie ocre très schistosée. Le contact est souligné par une brèche carbonatée à éléments de la lave spilitique = 0,70 m.

Olistolite (BARON 1981)

FIG 29 : Coupe de La Lavey Nord . Alt : 1950m





Lias calcaire 36

19ème coulée

18ème coulée

17ème coulée

16ème coulée

15ème coulée

14ème coulée

13ème coulée

12ème coulée

11ème coulée

10ème coulée

FIG 28 : Coupe de Combe Bonne  
Alt 1930m  
2m

Lacune d'observation

9ème coulée

8ème coulée

7ème coulée

Lacune d'observation

6ème coulée

Dolomie rose  
Argilites rouges à filonnets de calcite

Dolomie ocre à pseudomorphose de nodules d'anhydrite

Schiste dolomitique ocre

Dolomie beige à galets plats

Brèche

Dolomie ocre et bancs de brèche à ciment dolomitique et éléments de dolomie et de lave

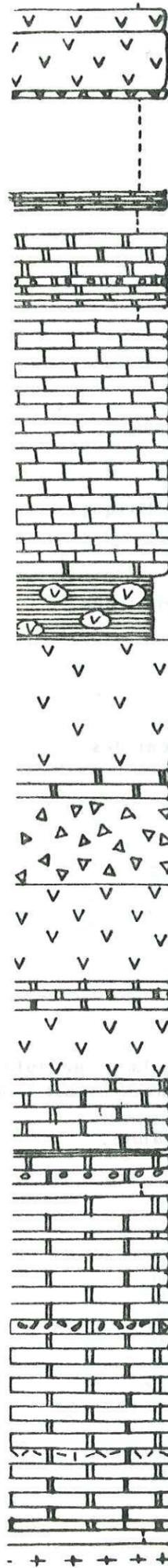
5ème coulée

4ème coulée

3ème coulée

Brèche à ciment dolomitique et éléments de dolomie et de lave  
Dolomie ocre à "birds eyes"

Olistolite liasique (BARON 1981)



2ème coulée 37

1ère coulée

Brèche à éléments de dolomie et de lave

Lacune d'observation

Dolomie ocre schistosée

Dolomie chocolat avec localement des "birds eyes";  
à la base de l'affleurement la dolomie est bréchique et contient  
des éléments de lave et de dolomie

Lias calcaire

Boules de lave (bombes) dans des lapillis agglomérés

3ème coulée

Dolomie ocre à passées de schiste noir

Brèches à ciment dolomitique et à éléments de dolomie,  
de lave spilitique et d'argilite rouge

2ème coulée

Bancs massifs de dolomie à galets de spilitite

1ère coulée

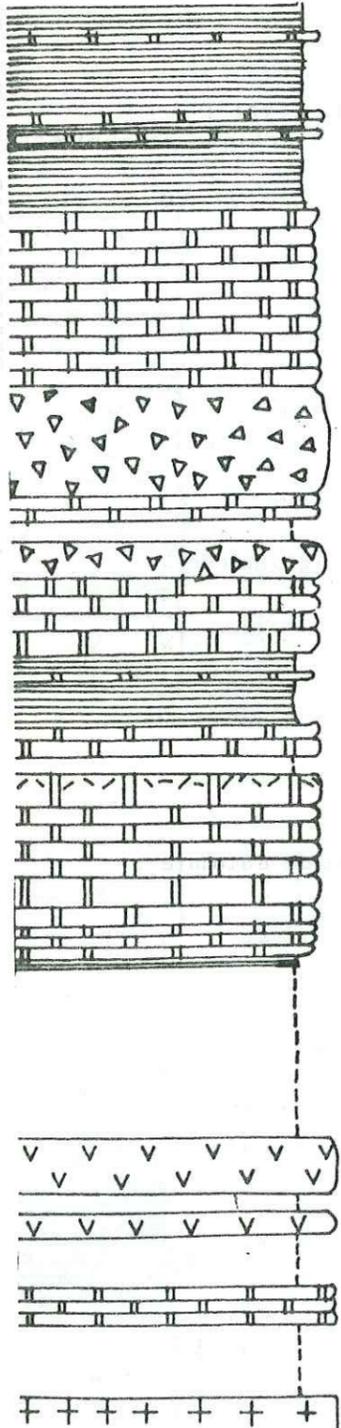
Bancs massifs de dolomie ocre  
Schiste noir

Dolomie ocre à "birds eyes" et à aiguilles de gypse

Socle cristallin chevauchant

Olistolite liasique (BARON 1981)

FIG 28 (suite)



Schiste noir à passées dolomitiques.

Dolomie ocre en petits bancs.

Brèche à éléments de dolomie et de lave spilitique.

Dolomie ocre.

Brèche à éléments de dolomie et de lave spilitique.

Dolomie grise localement bréchique.

Schistes noirs à passées dolomitiques.

Dolomie ocre en petits bancs avec localement des aiguilles de gypse.

Dolomie ocre.

Schiste noir calcaire.

Lacune d'observation.

Coulées de lave spilitique contenant des enclaves de dolomie. La lave riche en phénocristaux de ferromagnésiens, est peu bulleuse.

Coulée de lave spilitique à enclaves de dolomie.

Dolomie ocre.

Socle cristallin.

FIG30 : Coupe du Ravin Robert Lumières ; Alt 1700m [ 2m

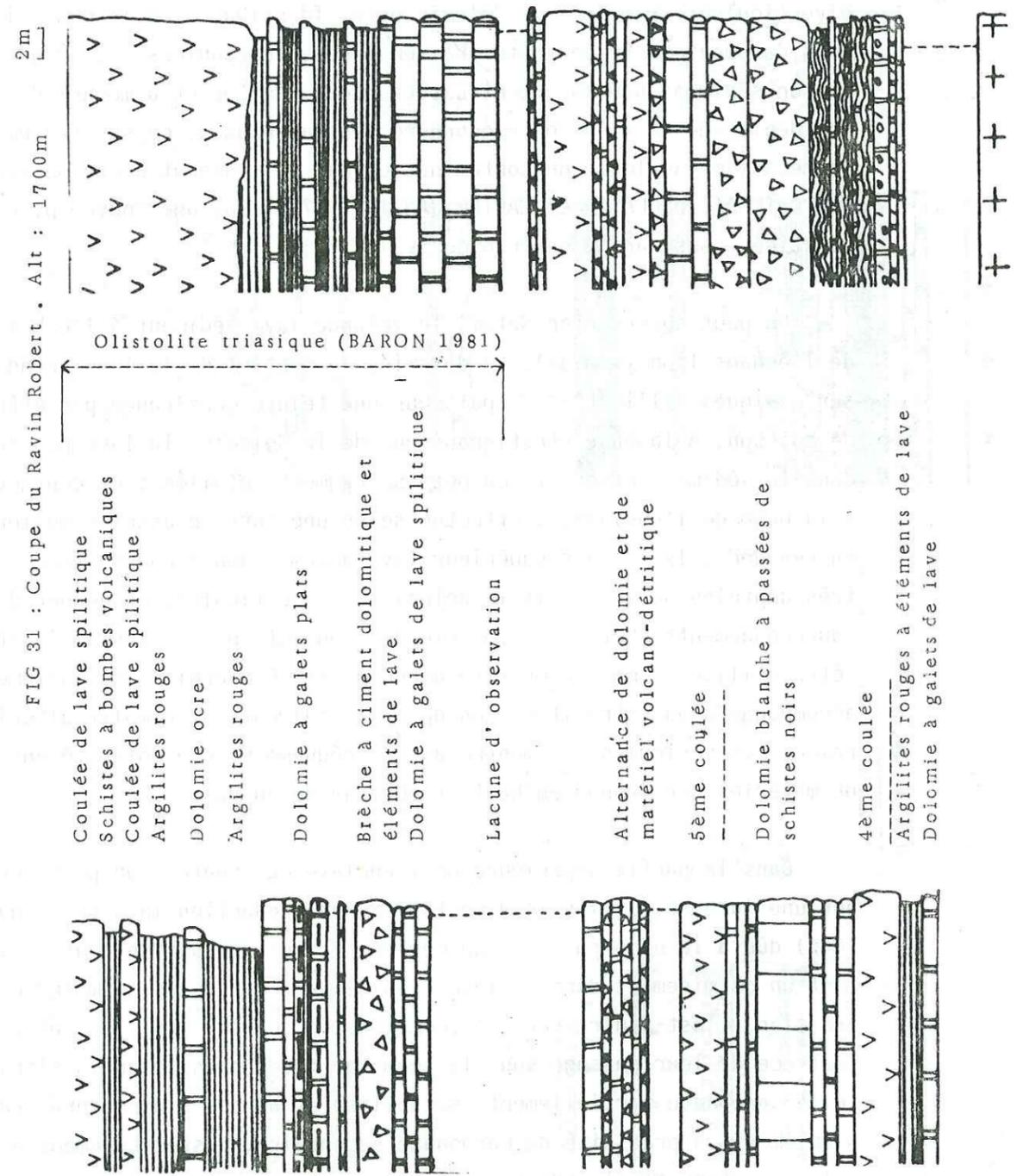


FIG 31 : Coupe du Ravin Robert . Alt : 1700m [ 2m

3ème coulée

Alternance d'argilite rouge et de dolomie

Dolomie grise

Dolomie et volcano-détritique

2ème coulée

Alternance de dolomie et de volcano-détritique

1ère coulée

Dolomie ocre

Brèche à ciment dolomitique et éléments de lave, de dolomie, de schiste noir

Schiste noir

Dolomie ocre à "birds eyes" et à aiguilles de gypse

Lacune d'observation

Socle cristallin

Olistolite triasique (BARON 1981)

Coulée de lave spilitique

Schistes à bombes volcaniques

Coulée de lave spilitique

Argilites rouges

Dolomie ocre

Argilites rouges

Dolomie à galets plats

Brèche à ciment dolomitique et éléments de lave

Dolomie à galets de lave spilitique

Lacune d'observation

Alternance de dolomie et de matériel volcano-détritique

5ème coulée

Dolomie blanche à passées de schistes noirs

4ème coulée

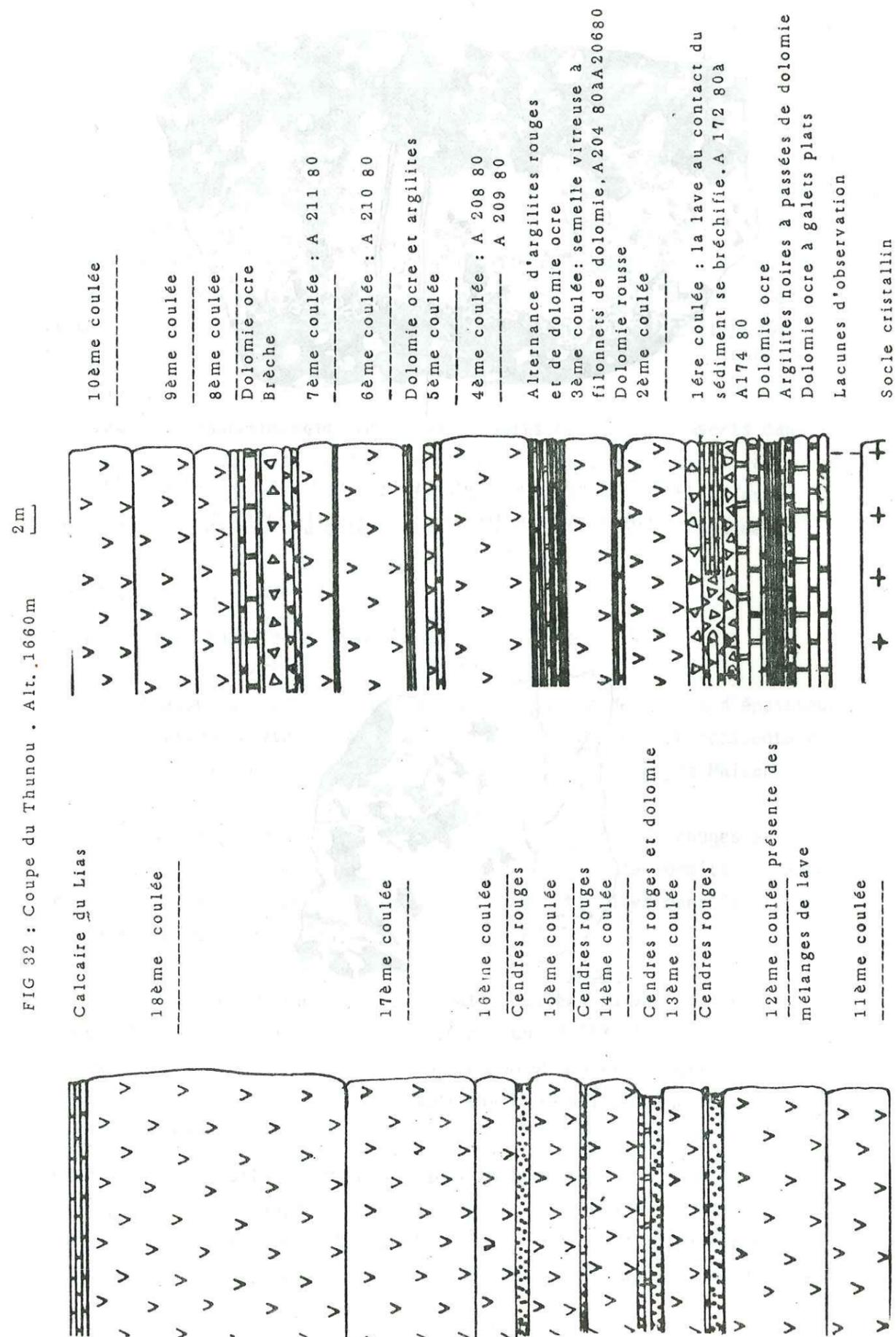
Argilites rouges à éléments de lave

Dolomie à galets de lave

Le volcanisme est continu, jusqu'aux premiers bancs calcaires du Lias, et on ne compte pas moins de 17 coulées superposées, bien individualisées et séparées par des horizons sédimentaires et/ou des projections volcaniques. Des veines d'épaisseur décimétrique de dolomie ocre, parallèles ou obliques à la stratification recoupent certaines coulées. Ils contiennent des fragments de lave aphanitique noire et étoilés (fig.33). La bordure de ces "filonnets" est riche en bulles diverticulées, remplies de dolomie ocre, identique à celle des filonnets carbonatés. Selon toute vraisemblance, les coulées ont progressé sur un sédiment non induré et saturé d'eau. Au fur et à mesure de son déplacement, elles ont incorporé des lambeaux de ce substratum. Un mécanisme analogue de contamination par du sédiment a été observé par CAILLAT, DEHLAVI, et MARTEL JANTIN (1978) dans une coulée pyroclastique sous-marine en Iran central.

On peut observer en détail le mélange lave sédiment à l'échelle de l'échantillon (fig.34). La dolomie, au contact de la lave prend sur quelques millimètres d'épaisseur une teinte ocre rouge par effet de cuisson. A la base stratigraphique de la dolomie, la lave pénètre dans le sédiment et éclate en petits fragments étoilés ; ce contact à la base de l'enclave, s'effectue selon une surface assez régulière. En revanche, le contact supérieur lave dolomie donne une surface, très dentelée où l'on voit la dolomie se diverticuler, et donner des bourgeonnements. Cette dissymétrie des contacts peut, sans ambiguïté, être utilisée comme un critère de polarité. Ce dernier est également accompagné d'une stratification dans le sédiment qui remplit ultérieurement les vésicules. Il montre assez fréquemment une polarité entre un matériel ocre rouge en haut et ocre jaune en bas.

Dans la partie supérieure de l'enclave carbonatée, on peut envisager une interaction lave-sédiment avec une production massive de gaz ( $CO_2$ ) due à la décomposition du carbonate. Ces gaz suivent naturellement un cheminement dans la lave liquide vers les zones de moindre pression, c'est-à-dire vers le sommet de la coulée. Ils laissent alors la trace de leur passage sous la forme de tubes dans lesquels s'injecte le carbonate partiellement destabilisé et auquel s'associera vraisemblablement un précipité de carbonate secondaire, postérieurement à la solidification totale. Un tel mécanisme est susceptible de rendre compte des zonations observées dans les vésicules et amygdales.



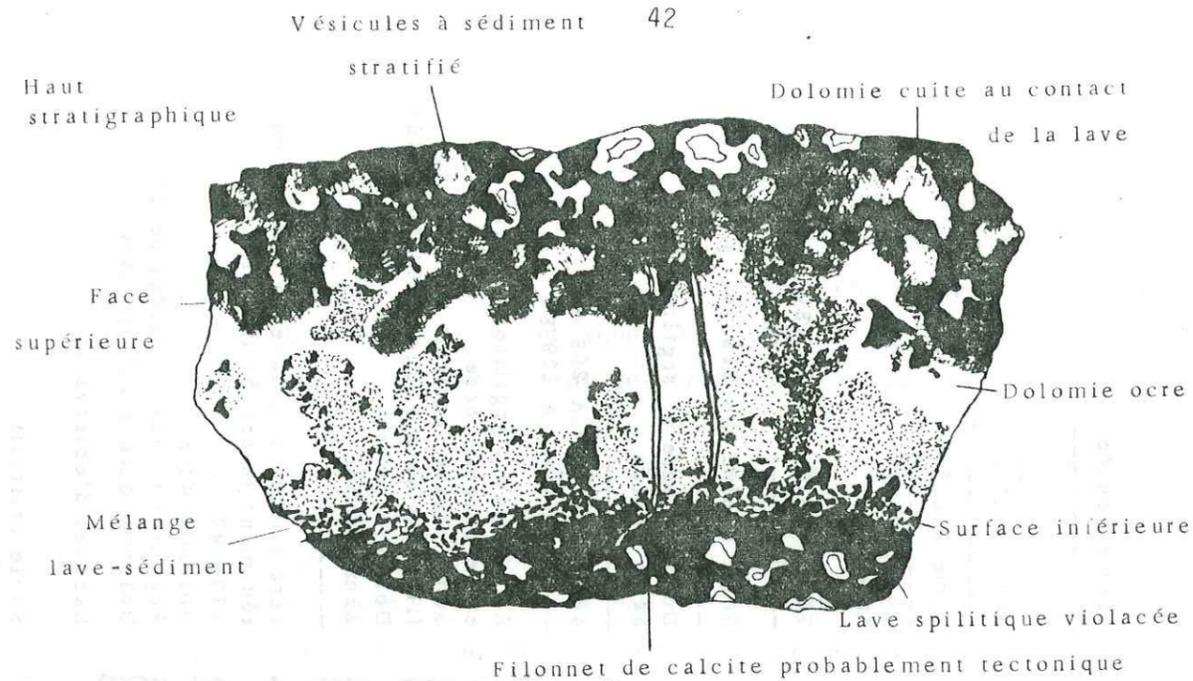


Fig 34 : "Filon" de dolomie dans une lave spilitique; Le bord de la dolomie a été rubéfié au contact de la lave chaude;

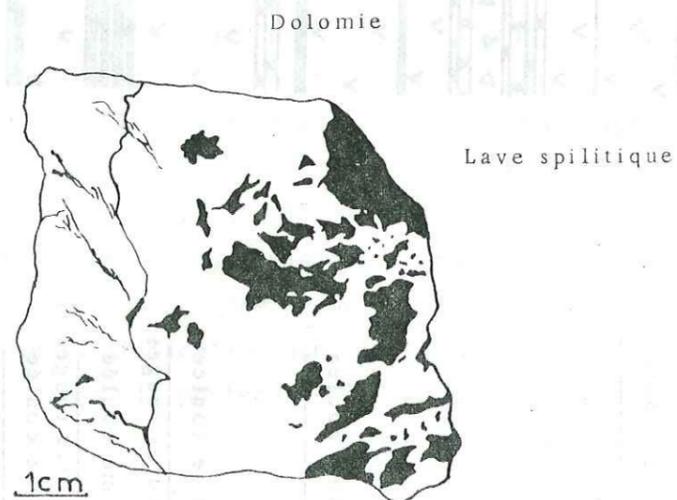


Fig 34 : Fragmentation de la lave au contact du sédiment dolomitique non consolidé et saturé d'eau;

#### 4. DESCRIPTION ET LOCALISATION DES FILONS

Dans le Massif des Ecrins Pelvoux, différents secteurs filoniens ont été individualisés et étudiés (TERMIER 1893, TANE 1962, 1963, 1967, VATIN-PERIGNON et al. 1972; AUMAITRE et BUFFET 1973), mais tous les filons décrits jusque là, recoupent exclusivement le socle cristallophylien et aucun d'eux, à l'exception peut être de la cheminée de l'Aiguille Fourchée (MICHEL et VERNET 1956) proche du contact socle couverture, n'a été observé dans la série sédimentaire.

Dans le cadre de cette étude, deux dykes ont été découverts dans la couverture sédimentaire de la bordure occidentale du massif, auxquels il conviendrait d'en rajouter un troisième probable mais où il est impossible d'observer la nature des contacts entre lave et sédiment.

##### Le dyke de la Malsanne

Coordonnées : feuille La Mure 3-4 au 1/25 000ème.

$$x = 888,525 - y = 3304,325 - z = 1750 \text{ m}$$

A l'Ouest du Lac du Vallon, une masse lavique de 0,80 m d'épaisseur observable sur une hauteur de 30 m recoupe la prolongation occidentale de la série sédimentaire décrite dans le gisement dit de la Malsanne (Chap. I).

Sa partie inférieure visible traverse les schistes rouges et dolomies des formations II et III (Chap. II). Sa partie sommitale s'interrompt juste avant la première des cinq coulées décrites dans le gisement de la Malsanne (fig. 35).

Le dyke est remplacé dans les quatre coulées suivantes par une simple fissure N 70 de même orientation (Ech. A 333-81, A 334-81, A 335-81)

##### Le dyke de Neyvarel

Coordonnées : feuille La Mure 3-4 au 1/25 000 ème.

$$x = 890,325 - Y = 3302,725 - Z = 2550 \text{ m}$$

Il est situé sous le Neyvarel (2750,8 m) à 500 m à l'Est de la coupe de la Vivolle (Chap. I). Il est observable sur 20 m de dévelop-

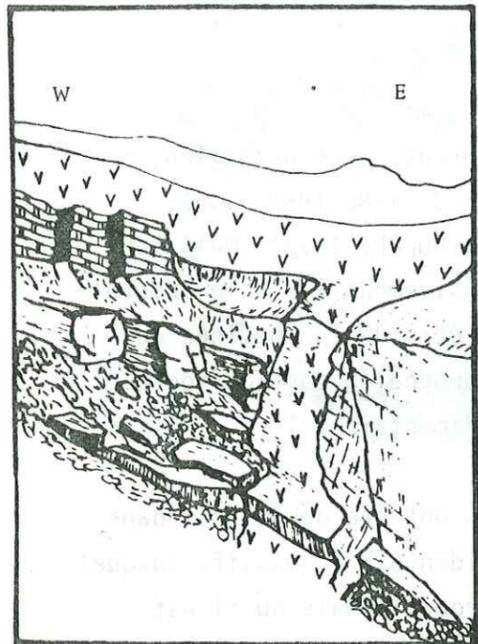


Fig 36 : Le dyke du Neyrarel

-  Coulées et dyke de lave spilitique  
 Dolomie du Trias

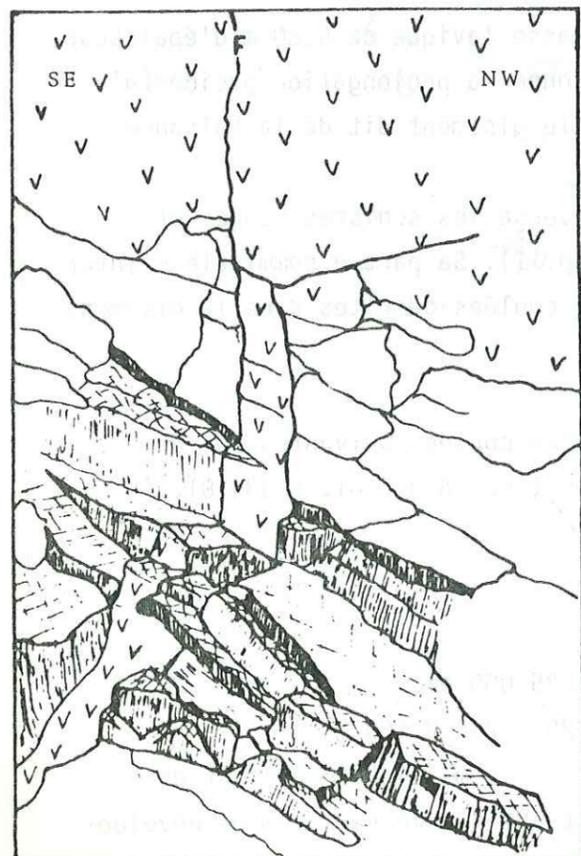


Fig 35 : Le dyke de la Malsanne

-  Lave spilitique; Trias  
 Dolomie; Trias

pement vertical. Sa partie inférieure visible traverse les dolomies de la formation III du Trias (Chap. I), du Trias (Chap. II). A sa partie sommitale, il passe en continuité à l'unique coulée spilitique du secteur. Celle-ci, épaisse de 10 m, possède une extension latérale apparente de 250 m vers l'Est, et de 125 m vers l'Ouest (fig. 36).

Il est orienté N 190, épais de 2,50 m la lave est peu bulleuse avec très localement un débit privilégié parallèle aux bordures du dyke où elle est plus vitreuse sur une épaisseur de 1 à 3 cm (Ech. A 348.81, A 350-81) (child margin). Localement, la lave du dyke contient des enclaves en allogènes provenant du socle cristallin. Elle est aussi abondamment recoupée par des filonnets de calcite.

#### Le dyke probable du Rochail (fig.10).

Coordonnées : feuille La Mure 3-4 au 1/25 000è

x = 890,425 - y = 3304,75 - z = 2 730 m.

A l'Ouest du gisement du col du Rochail, au Nord du Lac du Vallon, une lame de lave parallèle à une série de failles N 150 65 E recoupe les feuilletés de lave spilitique. Elle s'interrompt dans la lère coulée et ne recoupe pas l'horizon intercalaire sus-jacent. Sa partie inférieure est visible sur une faible distance et traverse le seul banc de dolomie observable. Le reste disparaît sous les éboulis. Dans cette masse, la lave montre une pâte aphanitique très claire en patine et à phénocristaux ferromagnésiens verts ou rouille. La lave est tramée par des veinules d'oxyde de fer (hématite ou limonite) obliques aux épontes (Ech. A80-79 ; A 81-79).

### B. MILIEU DE DÉPÔTS ET CORRÉLATIONS

#### 1. RECONSTITUTION DU MILIEU DE DEPOT

Le Trias de la bordure occidentale du massif des Ecrins Pelvoux est constituée de dolomies et de calcaires montrant de nombreuses figures d'assèchement indiquant une nature inter et supratidale des dépôts sédimentaires:

- aiguilles de gypse pseudomorphosées et quartz ou en calcite au ravin Robert, à Combe Bonne et à la crête de la Lavey.

- nodules d'anhydrite pseudomorphosés en calcite ou en quartz, au lac Gary, à la Lavey et à Combe Bonne.

- "birds eyes" à Combe Bonne et à Combe Guyon.
- "mud cracks" au gisement de la Chave et cupules de dessiccation associées à des laminations algaires au Paletas.
- conglomérats à galets plats, cupules de dessiccation remaniées ou déplacées au lac Gary.

D'une manière générale, ces figures sédimentaires caractérisent un milieu situé au-dessus du niveau de la pleine mer, avec parfois quelques incursions marines. C'est à ces invasions marines occasionnelles que peuvent être imputés dans les gisements de la crête de la Lavey, les bancs de dolomie à accumulation de myophona Goldfussi du Ladinien supérieur - Carnien inférieur (BARON, 1981). En revanche, malgré un échantillonnage systématique des gisements favorables, aucune trace de pollens n'a été mise en évidence. Cette absence systématique est vraisemblablement significative de la rigueur du milieu sur les rivages voisins au Trias.

Ces sédiments de domaine supratidal reflètent deux tendances ; en effet, le niveau repère de schiste noir marque la limite entre une sédimentation dolomitique et une sédimentation à alternance de dolomies et argilites vertes ou rouges qui traduit l'existence d'apports terrigènes.

## 2. ESSAI DE CORRELATION DES DIFFERENTS GISEMENTS

Dans chacune des coupes présentées, ainsi que dans les dix autres coupes levées, une subdivision de cet ensemble sédimentaire et volcanique, en quatre parties peut être tentée (fig.37) :

### Ensemble I

Grès de base, bancs de dolomie, niveau repère de schistes noirs.

### Ensemble II

Alternance d'argilites rouges et de dolomie ocre pouvant passer latéralement à un ensemble continu de bancs de dolomie à nombreuses figures d'émersion. Cet ensemble traduit une période d'apports terrigènes relativement faibles.

Le Rochail

La Malsanne

La Vivolle

Le Rocher des Eglises

Combe Guyon

Le Lac Gary

Le Vet SE

Le Vet N

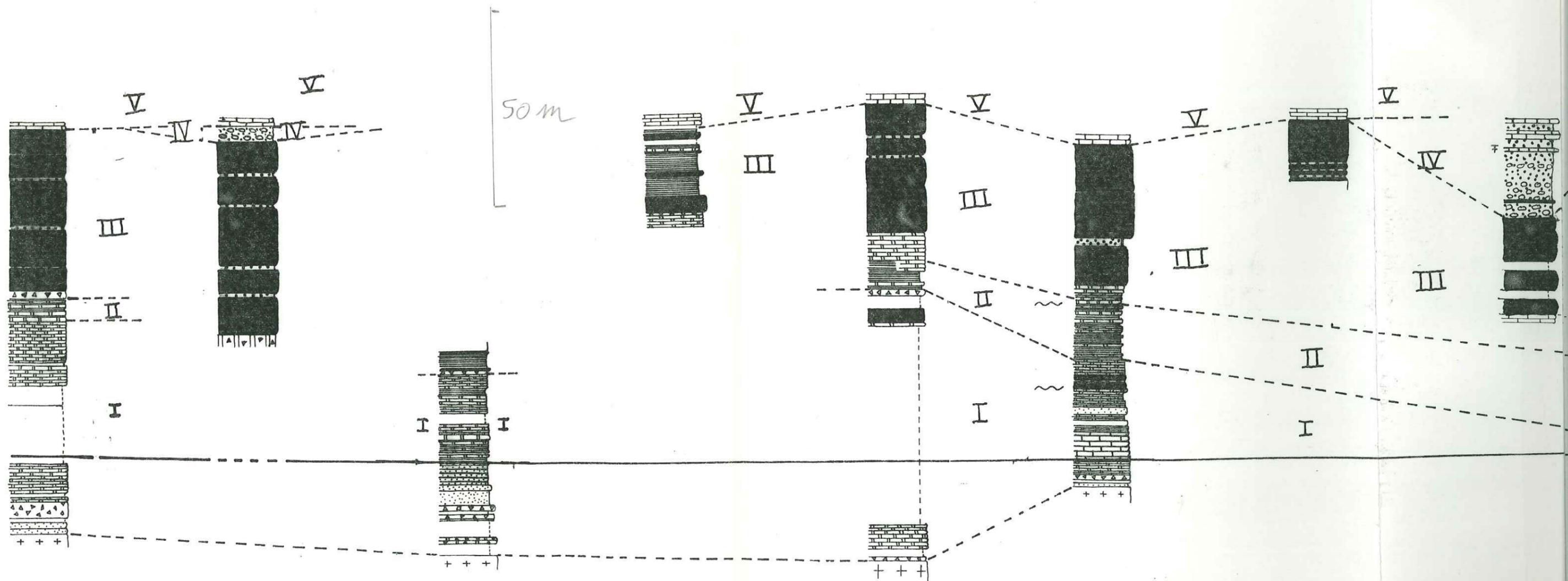


FIG 37 : Essai de corrélation NS des coupes levées sur la bordure du massif des Ecrins Pelvoux, en prenant comme repère les schistes noirs

- |          |              |                         |
|----------|--------------|-------------------------|
| Spillite | Schiste      | Grès                    |
| Dolomie  | Schiste noir | Projections volcaniques |
| Calcaire | Brèche       | Silex                   |
|          |              | Socle                   |

let W

Fré Clos

Combe Bonne

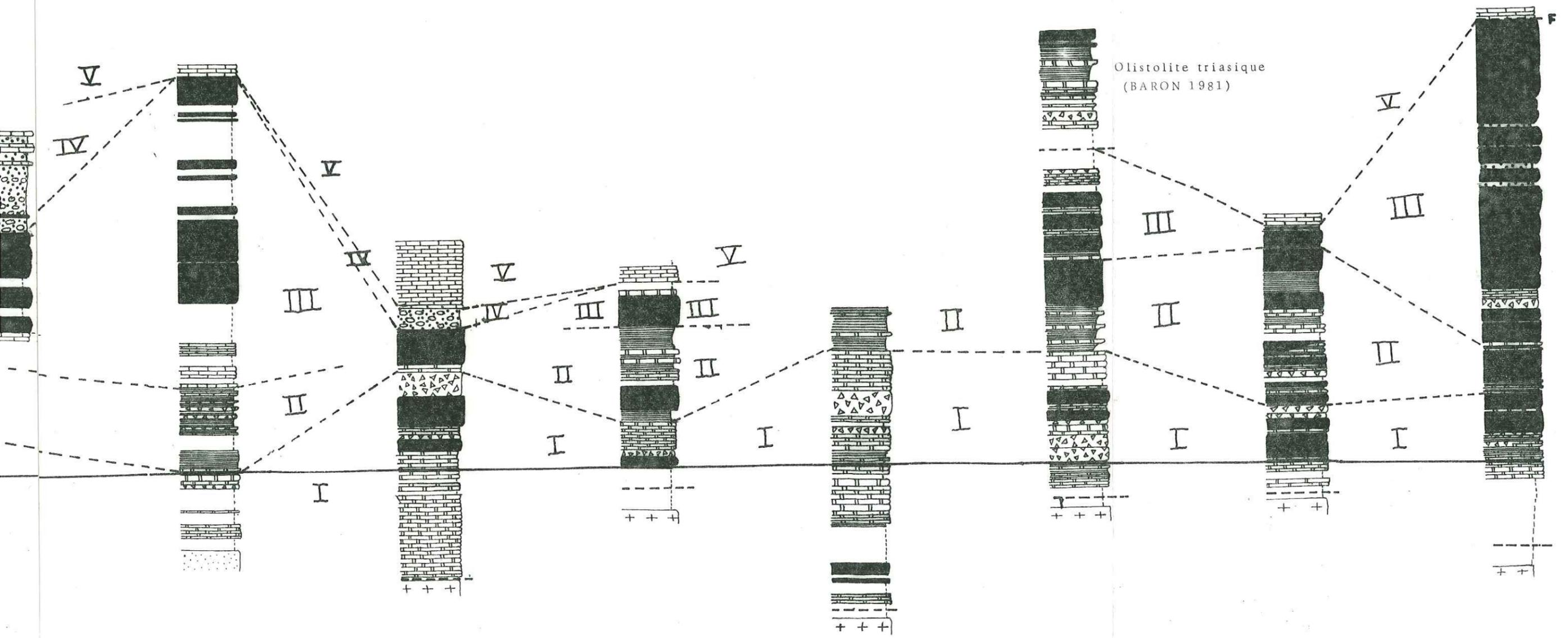
La Lavey N

Les Lumières

Ravin Robert

Mallarua

Le Thunou



olcaniques

Discordance syntriasique

5m

Ensemble III

Dolomie ocre en bancs massifs dont le dépôt est suivi d'émission de laves spilitiques subaériennes séparées par des horizons intercalaires de retombées pyroclastiques.

Ensemble IV

Niveaux de projections volcaniques à bombes, lapillis et cendres.

Ensemble V

Calcaires de l'Hettagnien inférieur et du Sinémurien.

L'ensemble IV n'existe pas dans tous les gisements. On l'observe à la Malsanne, à la Vivolle où on le suit en continuité jusqu'au Paletas, au Rocher de la Grande Eglise, au Pic Vert, au Vet NW.

Dans chacun des ensembles décrits, les sédiments peuvent alterner avec des coulées qui au moment de leur mise en place les intrudent ou les recouvrent localement.

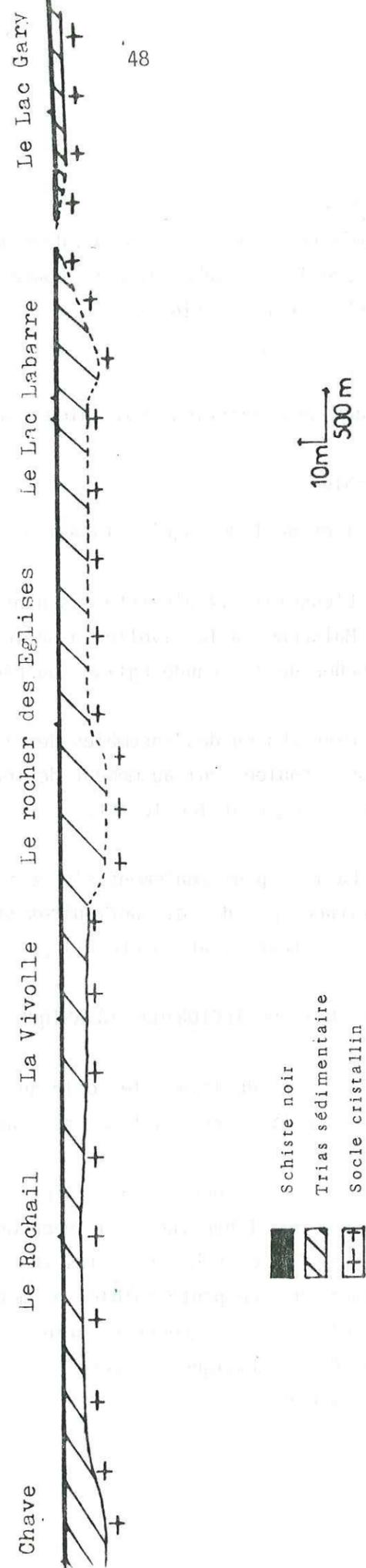
La lave peut également s'injecter dans des zones de faiblesse constituées par des discontinuités stratigraphiques (discordances, plans de stratification etc...) pour donner des sills.

3. ELEMENTS DE TECTONIQUE TRIASIQUE

Au début du Trias, le socle des Ecrins-Pelvoux pénéplané conserve quelques reliefs résiduels et des lambeaux de Houiller et de Permien.

L'essai de corrélation des niveaux triasiques transgressifs, construit sur l'hypothèse du synchronisme et de l'horizontalité du niveau repère de schistes noirs (ce sont des dépôts fluviatiles mis en place sur une pente faible) permet d'apprécier l'importance des paléoreliefs. Cette reconstitution n'est possible que dans la mesure où la série triasique est complète et repose sur un socle cristallin non chevauchant.

Fig 38 : Reconstitution locale des paléoreliefs hercyniens



Malgré ces imprécisions, qui dépendent des contraintes du secteur étudié, on peut toutefois affirmer que l'importance des paléoreliefs éventuels reste toujours modeste, tant en extension qu'en dénivellation, comme en témoigne la reconstitution non partielle de la fig.38. Il faut souligner pour cette dernière que l'échelle verticale est dilatée 25 fois par rapport à l'échelle horizontale.

Une seconde hypothèse expliquerait aussi les variations d'épaisseur au Trias. Elle se réfère à une tectonique cassante syntriasique : BARON (1981) décrit l'existence au Trias de basculements du substratum vers le SE, antérieurement aux premiers dépôts de la formation III, puis un jeu de failles normales cachetées par les dernières coulées de cette formation.

L'orientation de ces failles triasiques dans le secteur de l'Esparcelet est N 180°, et les failles subméridiennes liées aux mouvements de la compression alpine sont certainement héritées de ces failles triasiques (VIALON P., PECHER A., 1974).

Vers Entraigues en présence d'un régime distensif de deux réseaux de failles normales conjuguées. Cette hypothèse est confortée par la découverte de deux dykes d'orientation N 180 et N 60.(Chap. UI).

De plus la direction subméridienne concorde avec celle des filons du socle décrite par BUFFET et AUMAITRE (1979) qui attribuent à une compression NS ou au jeu senestre d'un système de décrochement N 50, les extensions locales qui ont favorisé l'ascension magmatique.

### CHAPITRE III - PETROLOGIE DU VOLCANISME

Même si ce travail, concernant la pétrologie du volcanisme spilitique apporte quelques éléments au problème de la spilitisation, l'objectif principal reste une meilleure connaissance du dynamisme des phénomènes éruptifs.

#### A - MÉTHODES UTILISÉES

L'analyse minéralogique et pétrographique repose sur l'observation de plus de 200 lames minces traditionnelles.

Elle concerne aussi bien les faciès de coulées que les brèches et les horizons intercalaires.

Dans certains cas, l'identification des minéraux a été précisée sur diffractogrammes de poudre de roche totale ou de concentrés de minéraux (matériel Philips et CGR de l'Institut Dolomieu anticathode Cu, filtre Ni, monochromateur Li F, puissance : 20 mA x 40 Kv).

Des compositions chimiques ponctuelles de minéraux ont été obtenues sur les microsondes CAMEBAX de l'Université de Nancy et de l'École des Mines de Paris (centre de Minéralogie industrielle de Fontainebleau) par référence à des étalons naturels et en utilisant les programmes de routine de ces services.

#### B - LES COULÉES

La plupart des coulées rencontrées dans les gisements décrits au chapitre II présente une homogénéité de structure et de composition. Elles sont de structure microlitique intersertale.

Seules les coulées des gisements de la Malsanne et des sources du Tourat ont respectivement une structure microlitique et une structure porphyrique bien marquée et dominante. De plus, certaines coulées présentent des hétérogénéités locales de structure.

##### 1 - LES MINÉRAUX RELIQUES FERROMAGNÉSIENS DE LA MESOSTASE

Aucun minéral ferromagnésien de haute température de la paragenèse basaltique n'a été identifié. De plus, le seul minéral ferromagnésien

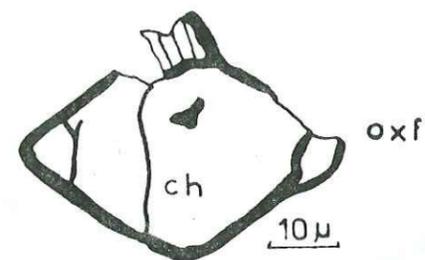


Fig 39

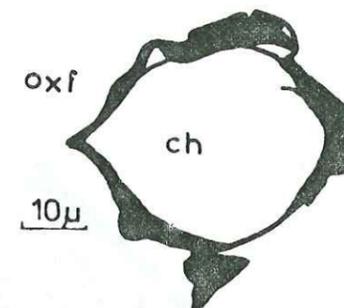


Fig 40

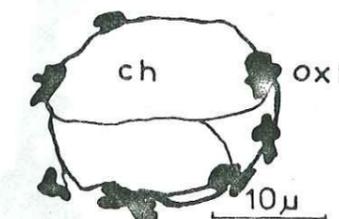


Fig 39 : Reliques d'olivine automorphe remplacée par une chlorite monocristalline optiquement. Ech : A264<sup>80</sup> Le Rochail.

Fig 40 : Reliques d'olivine ronde remplacée par une chlorite optiquement monocristalline. Ech : A246<sup>80</sup> La Malsanne

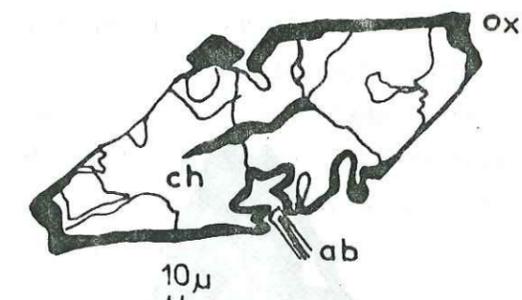
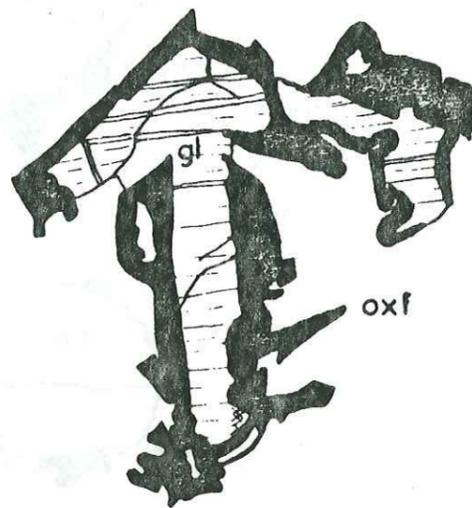


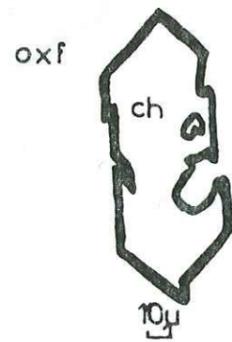
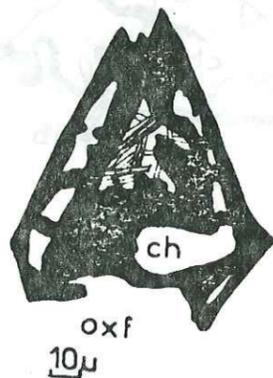
Fig 42

Fig 42 : Reliques d'olivine montrant des golfes de corrosion. La corrosion affecte préférentiellement les arêtes du cristal; sur les individus particulièrement corrodés la structure devient squelettique.

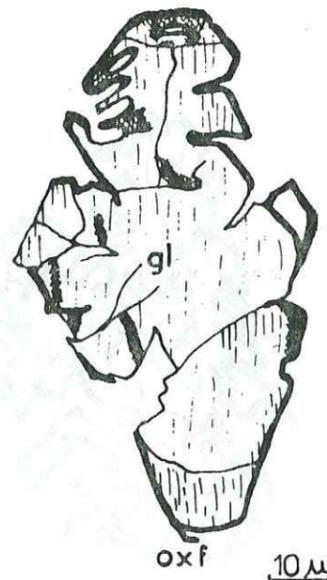


10µ  
Ech A307 80. La Lavey Nord

Ech A273 80. Le Rochail



Ech A305 81  
La Lavey Nord



Ech A305 81  
Le Rochail

Fig 41 : Reliques d'olivine montrant des lacunes de cristallisation.

de la paragenèse de haute température, reconnaissable par ses formes reliques, correspond à de l'olivine. Il faut souligner pour ces faciès hyperpotassiques étudiés qu'aucun pyroxène n'a été rencontré sous quelque forme que ce soit, ni frais, ni à l'état de relique.

On peut alors se demander si ce dernier n'a pas été totalement transformé en chlorite sans que ses formes aient été conservées. La rareté de l'amphibole, et le faciès parfaitement automorphe du mica exclut la possibilité d'une pseudomorphose du clinopyroxène par deux minéraux ferromagnésiens hydratés. On peut aussi avancer l'hypothèse que l'augite fréquente dans les spilites non potassiques, n'a jamais été rencontrée dans les laves étudiées.

Dans ce dernier cas, cette absence serait alors à rapprocher du caractère hyperpotassique de ces laves spilites. En revanche, dans les autres secteurs de la bordure du Massif Ecrins-Pelvoux, où les spilites dérivant d'une lave alcaline sont plus communes, AUMAITRE - BUFFET (1973), BUFFET (1981) ont décrit des augites fréquentes, souvent partiellement transformées en hornblende et parfois en biotite.

#### Les reliques d'olivine :

Les reliques d'olivine présentent des formes et des altérations variées. Depuis des formes parfaitement automorphes, tous les stades intermédiaires vers des formes très corrodées et arrondies peuvent être observés, (Fig. 39, 40, 41, 42). De plus, ces cristaux montrent les craquelures caractéristiques des olivines basaltiques, parfaitement préservées, voire soulignées par la pseudomorphose ainsi que de fréquentes lacunes de cristallisation.

#### a - Les lacunes de cristallisation.

D'après ch. DONALDSON (1976), la morphologie des olivines dépend du degré de surfusion, de la vitesse de refroidissement, de la teneur en olivine normative et de la quantité d'eau dissoute du bain silicaté. Cet auteur a mis en évidence les faits suivants :

- Les olivines présentent un habitus normal ( $a = b = c$ ) lorsque la vitesse de refroidissement et la surfusion sont faibles. Si ces deux paramètres augmentent, les minéraux s'allongent en un habitus aciculaire caractérisé par  $c \gg a, b$ .

- La croissance d'une olivine est liée à la vitesse de refroidissement. Selon b, une olivine grandit de 1,5 /h avec une vitesse de refroidissement de 7°C/h, mais de 10 /h avec une vitesse de 650°C/h.

- Il y a transition entre les cristaux complets et ceux dont la structure est ajourée, squelettique, selon la vitesse de refroidissement et la surfusion.

-Les olivines squelettiques croissent plus vite dans un magma pauvre en olivine normative et soumis à une brusque chute de température que dans un magma riche en olivine normative soumis aux mêmes conditions d'expérimentation.

Les différents types de formes obtenues par expérimentation sont illustrés par la Fig. 43.

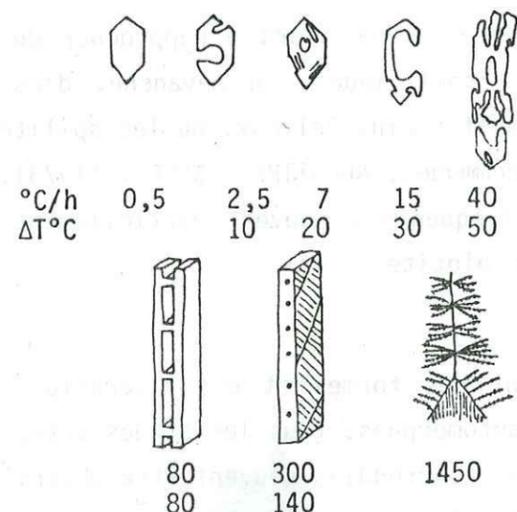
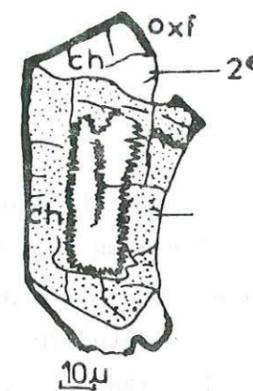


Fig. 43 : Formes des olivines obtenues par expérimentation (d'après C.H. Donaldson, 1976)

°C/h : vitesse de refroidissement  
 $\Delta T^{\circ}C$  : degré de surfusion

Dans les coulées hyperpotassiques, l'observation de nombreuses formes pleines arrondies prouvent que dans le magma initial, avant spilitisation, plusieurs générations d'olivine se sont individualisées. De plus, par comparaison aux spilites peu potassiques du reste du massif où l'habitus aciculaire est absent ou reste exceptionnel, on peut conclure que puisque des conditions de mise en place identiques ne doivent pas donner un type de refroidissement particulier, des magmas d'origine forcément différents se sont individualisés. L'étude géochimique montrera que ces disparités du magma initial ne concerne pas le chimisme majeur, ni le stade de différenciation par fractionnement. Ces variations sont donc plus subtiles, telles des variations de taux d'une contamination sélective ou de teneur en eau...



55

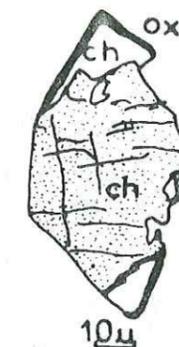
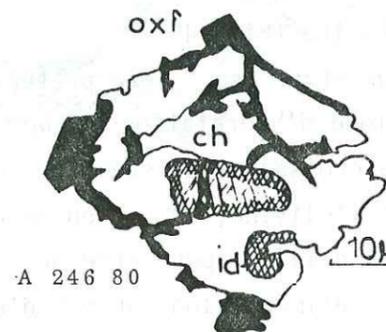


Fig 44



A 246 80

Fig 45



A 216 80

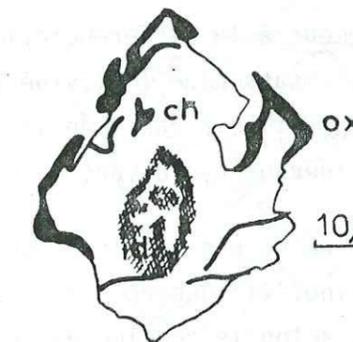
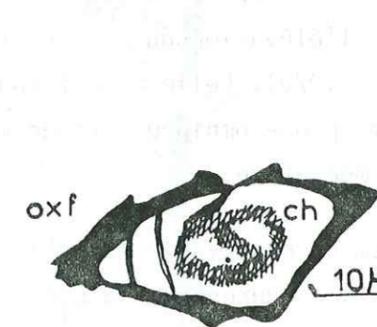


Fig 46

Fig 44 : Reliques d'olivine montrant deux générations successives. En pointillé, une olivine de première génération, en blanc, une deuxième génération. L'ensemble est ultérieurement pseudomorphosé par une chlorite monocristalline. La première génération est caractérisée par l'absence d'une auréole d'iddingsite. Ech A241 80 La Malsanne.

Fig 45 : Reliques d'olivine montrant deux générations; la première a été iddingsitisée avant pseudomorphose par la chlorite. Ech A246 80 La Malsanne; Ech A216 80 Le Lac Gary.

Fig 46 : Reliques d'olivine à couronne d'iddingsite, mais réduite à une tache à cause d'une intersection tangentielle avec la lame mince. Ech A263 81 Le Rochail.

b - Les générations d'olivine.

L'observation de plusieurs types d'altération ou formes de cristallisation dans un même échantillon microscopique laissent supposer l'existence de plusieurs générations d'olivine. Ce polymorphisme s'exprime de deux manières différentes dans les laves étudiées.

- Coexistence d'olivines automorphes sans lacune de cristallisation et d'olivine plus ou moins résorbées (Fig. 31) ou à faciès de trempe et cristallisation à l'état de surfusion (Fig. 43).

- Cristallisation d'une nouvelle génération d'olivine directement sur un noyau préexistant (Fig. 44). La frontière entre les deux générations peut être alors matérialisée par l'iddingsite (Fig. 45).

De telles cristallisations en deux étapes sont interprétées par EDWARDS (1938) comme l'action d'une période d'hydratation oxydation, responsable de l'iddingsite, au cours de la croissance cristalline. Compte tenu de ces variations dans le faciès de l'olivine, on est en mesure de supposer une 2ème cristallisation de l'olivine, peut-être dans une chambre magmatique ou dans une cheminée d'alimentation, autour d'un nucléus précoce d'olivine. Une telle interprétation demanderait à être confortée par l'observation d'une évolution de la teneur en forstérite du péridot, allant dans le sens d'une diminution du caractère magnésien parallèlement à la différenciation et à l'élévation du niveau structural de cristallisation de l'olivine (STANIK, 1970). Celle-ci est toutefois rendue impossible à cause de la pseudomorphose omniprésente de l'olivine, par des minéraux hydroxydés de basse température.

Un autre cas de figure est également observable dans l'altération de l'olivine. Il concerne la présence d'une couronne ou d'une tache centrale, selon la section du cristal, d'iddingsite au coeur du cristal hôte. Celle-ci ne présente pas de limite nette ou zonation laissant supposer les variations continues de condition au cours de la croissance cristalline (Fig. 46) ou des différences dans la migration du Fe au cours de l'altération.

c - Traces de déformation précoces dans certaines reliques d'olivine

Dans plusieurs échantillons, on observe des olivines pseudomorphosées, présentant des formes étirées, des déformations onduleuses, ou même des bandes d'éclairement qui ne sont pas sans évoquer d'anciennes macles identiques à ce qui caractérise, dans les basaltes frais, les olivines issues du manteau profond (VILMINOT, 1962) (Fig. 47).

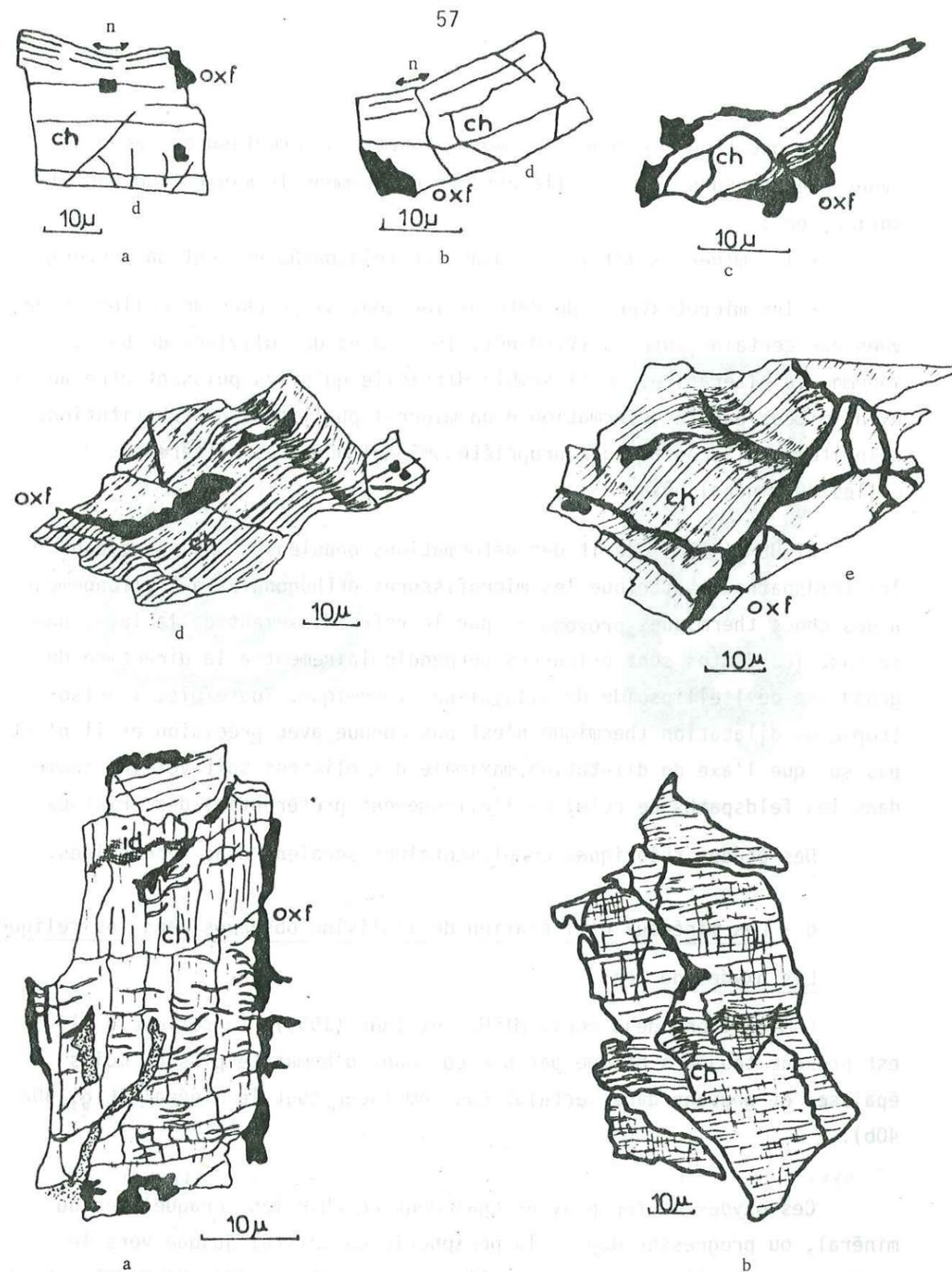


Fig 47 : Reliques d'olivine étirées et déformées. La dysharmonie entre la face déformée (d) et la face normale (n) ne peut être interprétée par une torsion secondaire.  
Ech A 263 80. Le Rochail: (a); Ech A 268 80. Le Rochail: (b);  
Ech A 248 80. La Malsanne (c); Ech A 242 80. La Malsanne (d, e).

Fig 48 : Reliques d'olivine montrant perpendiculairement au clivage du minéral de remplacement des microfissures sigmoïdes.  
Ech A 58 79. Sources du Tourat (a) ; Ech A 242 80 La Malsanne (b)

La question est donc de savoir si cette déformation est acquise avant pseudomorphose ou si elle affecte uniquement le minéral de substitution, or :

- les minéraux voisins et donc les feldspaths ne sont pas déformés.
- les microtextures de déformation sont si proches de celles observées par certains auteurs (VILMINOT, 1962) dans des olivines de basalte indemnes d'altération, qu'il semble difficile qu'elles puissent être aussi bien imitées par la déformation d'un minéral phylliteux de substitution, chlorite ou glauconite, aux propriétés mécaniques très différentes de celles du minéral hôte.

WILHEM (1977) décrit des déformations onduleuses analogues dans les feldspaths et attribue les microfissures orthogonales à l'allongement à des chocs thermiques provoqués par le refroidissement de la lave. Dans ce cas, les fentes sont orientées perpendiculairement à la direction du grand axe de l'ellipsoïde de dilatation thermique. Toutefois, l'anisotropie de dilatation thermique n'est pas connue avec précision et il n'est pas sûr que l'axe de dilatation maximale des olivines soit voisin, comme dans les feldspaths de celui de l'allongement préférentiel des cristaux.

Des études théoriques complémentaires seraient donc nécessaires.

d - Les minéraux d'altération de l'olivine observés dans les reliques  
Les oxydes de fer.

Comme l'ont déjà écrit MICHEL et TANE (1960), la relique d'olivine est presque toujours bordée par une couronne d'hématite plus ou moins épaisse, et pouvant dans certains cas remplacer tout le minéral (Fig. 40a, 40b).

Ces oxydes de fer peuvent également envahir les craquelures du minéral, ou progresser depuis la périphérie du cristal jusque vers le centre, donnant l'aspect de deux clivages à 90° (Fig. 49). VILMINOT (1962) décrit ce même phénomène dans les olivines des nodules de périclase inclus dans des basaltes du Velay, où il attribue ces cristallisations non pas à une altération secondaire, "mais plutôt à une évolution de l'olivine, liée à un stade tardi-magmatique du volcanisme, c'est à dire à l'épanchement de la lave à l'air libre, et à l'élévation de température, résultant de la combustion d'éléments volatils."



Fig 50

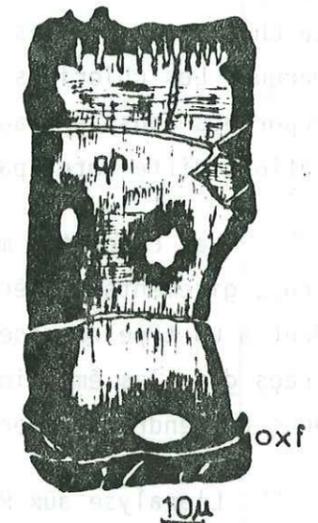


Fig 49

Fig 49 : Relique d'olivine envahie par des oxydes de fer mimant un clivage à 90°. Ech A247  $\times 80$ . La Malsanne.

Fig 50 : Relique d'olivine montrant une bordure de chlorite à clivage 001 bien marqué et un coeur de serpentine. Ech A264  $\times 80$ . La Malsanne.

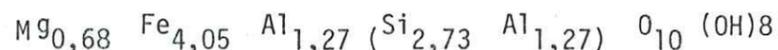
Cet auteur a, de plus, reproduit le processus expérimentalement, sans pouvoir préciser la température à laquelle a lieu cette "exsolution". Mais il constate que le phénomène est très rapide.

#### Les chlorites et les serpentines.

Ce sont les minéraux d'altération des olivines les plus courants. La chlorite, dans les sections favorables, montre un clivage unique très marqué. Les chlorites analysées à la microsonde (tableau 1 et 2) ont été reportées dans le diagramme de HEY (1954) (Fig. 51). On obtient deux populations différentes par leur teneur en Mg.

Les chlorites magnésiennes sont rencontrées dans les coulées de trois gisements différents, alors que les chlorites ferrifères correspondent à un type de gisement très différent : les "boules de lave", rencontrées dans les émissions tardives au Lias inférieur et sur lesquelles nous reviendrons ultérieurement.

L'analyse aux Rx de la roche totale de ces boules de lave donne un diagramme de chlorite à 7Å ou septo-chlorite. Sa formule structurale calculée par la méthode de BRINDLEY (1961) et SHIROZU (1958) est la suivante pour une 1/2 cellule :



Les paramètres stoechiométriques de cette formule, reportés dans le diagramme de HEY (1954) sont ceux d'une chlorite très ferrifère, conformes, à une légère translation près, à ceux obtenus à la microsonde. La mesure obtenue à partir des Rx est sensiblement plus ferrifère que celle obtenue à la microsonde. Il faut attribuer cette différence au fait que les Rx affectent une roche totale, intégrant le verre chloritisé de la mésostase, alors que la microsonde donne une analyse ponctuelle sur des individus cristallins isolés. Si la différence est jugée significative, on en déduit alors que la chlorite du verre est plus ferrifère encore que celle qui pseudomorphose les périclites.

La chloritisation fait apparaître une zonation dans la relique du périclote, due certainement à des variations de chimisme du minéral initial. Ces variations sont matérialisées également par la nature du minéral de pseudomorphose. En effet, la chlorite peut cristalliser uniquement à la périphérie, en remplacement d'une olivine plus ferrifère, alors que le cœur fréquemment transformé en serpentine témoigne d'une olivine plus magnésienne. (Fig. 50). Cette zonation ne concerne cependant que les olivines issues de plusieurs générations.

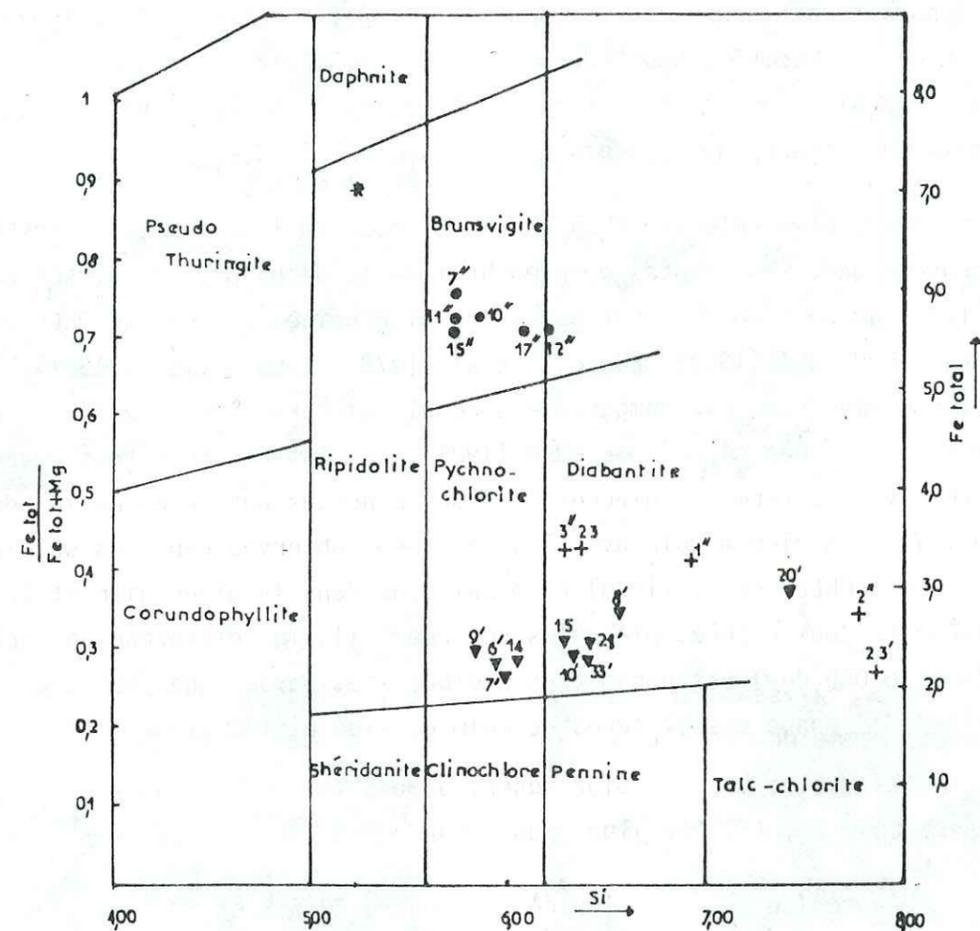


Fig 51 : Comparaison des chlorites des laves spilitiques dans le diagramme de HEY (1954).

Analyse diffractométrique d'une chlorite d'une bombe volcanique du Ver. Calcul de la formule structurale selon la méthode de BRINDLEY (1961) et de SHIROZU (1958).

Analyse à la microsonde des chlorites de pseudomorphose de l'olivine dans les bombes du Ver.

Analyse à la microsonde des chlorites en remplissage des bulles dans les coulées.

Analyse à la microsonde des chlorites de remplacement des périclites dans les coulées.

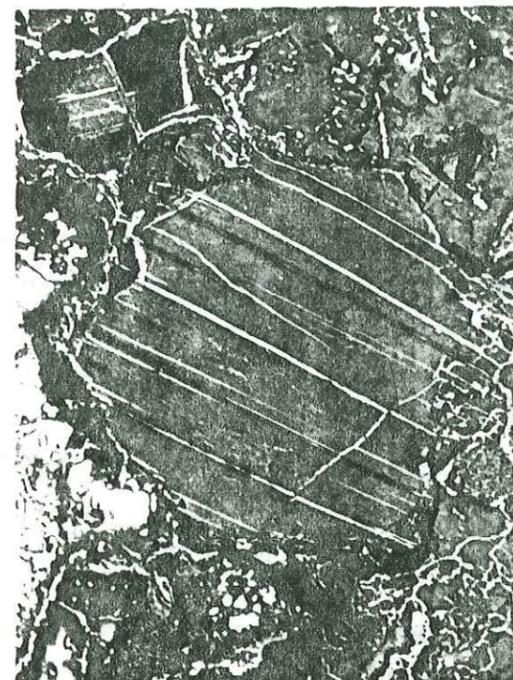
### Les micas.

Dans certains gisements, c'est un mica qui pseudomorphose le périclote. il apparaît soit seul (Fig. 52, photo 1 et 2), soit en association avec la chlorite (Fig. 52, photo 3 et 4). Le mica, désigné par BUFFET (1981) sous l'appellation de "mica vert problématique" est fréquent dans les faciès spilitiques hyperpotassiques du secteur étudié.

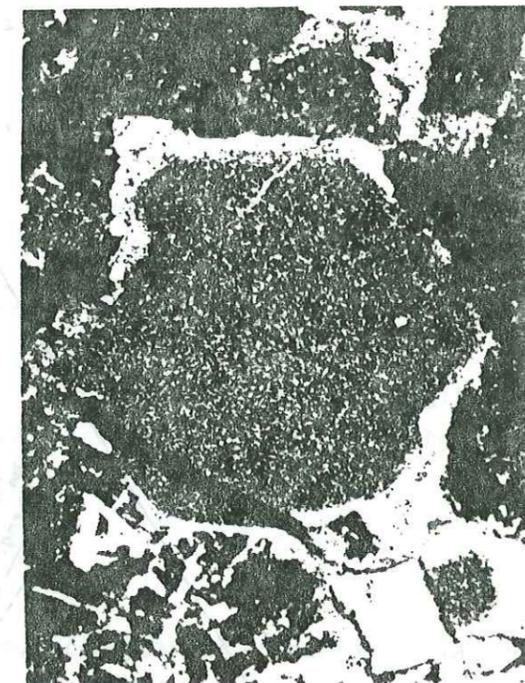
Lorsqu'il intervient en pseudomorphose de l'olivine, son faciès microscopique, ses teintes de pléochroïsme et de polarisation, son chimisme (tableau 3) s'apparentent à ceux de glauconites citées par DECR et al (1962), ROUBAULT (1963), BOCKLEY et al (1978) et ODIN (1975, 1981). Son chimisme alumineux est comparable à celui qui caractérise certaines glauconites anciennes citées par ODIN (1981). Cet auteur, toutefois recommande de réserver le terme de glaucosite à des minéraux antigènes marins dont l'origine n'a rien à voir avec les spécimens observés dans les spilites. Pourtant BUCKLEY et al (1978) reconnaissent dans la glaucosite et la celandonite deux espèces minérales séparées. Ils les différencient grâce à la raie 060 de leurs paramètres radiocristallographiques. De plus, ODIN (1975-1981) donne des critères géochimiques de distinction :

Céladonite	- SiO <sub>2</sub> supérieur à 52%
	- MgO supérieur à 5 %
Glaucosite	- SiO <sub>2</sub> compris entre 47,5 % et 50 %
	- Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> normalement entre 5 % et 8 %, mais atteignant et dépassant 20 % dans le cas de glaucosite ancienne.
	- MgO compris entre 2,6 % et 4,6 % .
	- Fe O compris entre 19 % et 27 %, mais inférieur à 19 % lorsque Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> est très élevé.

Ces mesures de mica ont été positionnées dans le diagramme Al - K - Fe + Mg, utilisés par COOMBS, NAKMURA et VUAGNAT (1976) (Fig. 53) et sont repérées par rapport aux glaucosites de référence données par FREY (1973) et DEER et al (1962). Ce diagramme confirme l'existence d'un minéral voisin des glaucosites d'une part, mais souligne d'autre part l'existence de compositions intermédiaires entre les chlorites et les micas. Ces dernières sont interprétées par BUFFET (1981) comme des mélanges cryptocristallins de chlorites et de muscovites ou phengites bien cristallisées et non comme des interstratifiés irréguliers. Quelques compositions phen-



200 microns Photo 1



200 microns Photo 2

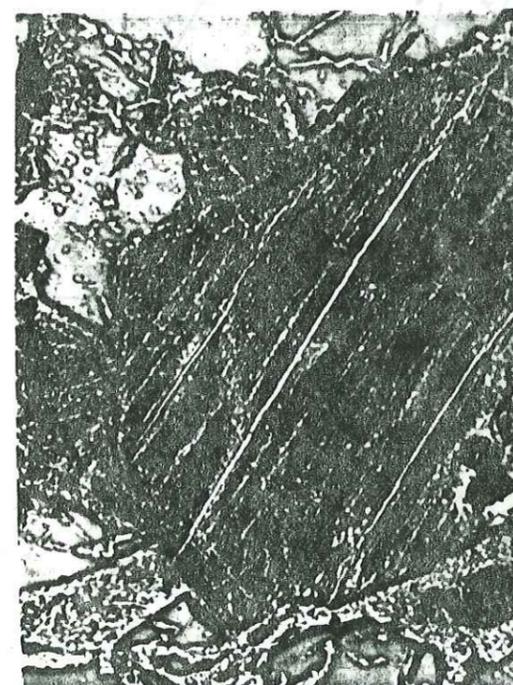


Photo 3



Photo 4

Photo 1 : Ancien périclote pseudomorphosé par un mica proche des glaucosites en composition chimique.

Photo 2 : Répartition de Fe dans le mica de pseudomorphose du périclote de la photo 1. Le fer est abondant dans les zones claires.

Photo 3 : Relique de périclote pseudomorphosé par un mica proche de la glaucosite en composition chimique.

Photo 4 : Répartition du K dans une relique de périclote pseudomorphosé par des chlorites et un mica proche de la glaucosite en composition chimique.

Microsonde Camebax Fontainebleau; image électronique; électrons négatifs;

gitiques sont aussi observées et peuvent être attribuées au faciès schiste vert du métamorphisme alpin synschisteux.

Optiquement, ces céladonites alumineuses montrent un pléochroïsme net, du vert amande au vert. Elles possèdent un seul clivage (001) bien marqué et un indice (Bêta) de 1,59. La pseudomorphose de l'olivine par une céladonite a déjà été citée par ROUBAULT (1963). MATCHATSKI (1953) et AUGUSTITHIS (1978) décrivent aussi cette pseudomorphose dans des augites basaltiques. La signification métamorphique de cette substitution n'a toutefois pas encore été précisée.

#### Autres minéraux d'altération.

Plus rarement, les olivines sont remplacées par du quartz ou de la calcite.

Dans certains cas, la calcite pseudomorphose totalement le minéral hôte en même temps qu'une grande partie de l'échantillon, à savoir les feldspaths de la trame intersertale et la fraction de mésostase qui n'est pas hématitisée. Le plus souvent, elle s'associe aux chlorites ou aux serpentines (Fig. 55) pour remplacer l'olivine.

Lorsque le quartz apparaît dans une relique - ce qui est rare - il est toujours sous la forme de petits cristaux engrenés, associés à des chlorites ou à des serpentines (Fig. 54).

#### e - Les inclusions de l'olivine.

##### Les spinelles (Fig. 56)

Quelques analyses de minéraux opaques faites dans les reliques d'olivine montrent des teneurs en Cr assez élevées (tableau 6). Ces valeurs, nettement inférieures à celles des chromites, sont très proches de celles des spinelles chromifères données par BABKINE et al (1966) dans les olivines des nodules de péridotite. Ce chimisme ( $Al_2O_3 = 30\%$ ) permet d'éliminer l'hypothèse d'une origine par accumulation d'une phase précoce de cristallisation du magma et ainsi, d'affirmer la nature alcaline de la lave originelle. En effet, seuls les basaltes alcalins contiennent des nodules de péridotite à spinelles alumineux (BABKINE et al, 1966).

##### Le sphène

Il se localise dans les clivages des chlorites de pseudomorphose de l'olivine ou au centre de la relique (Fig. 57). Le sphène n'est abondant que dans un seul site, les laves de l'unité redoublée formant olistolite.

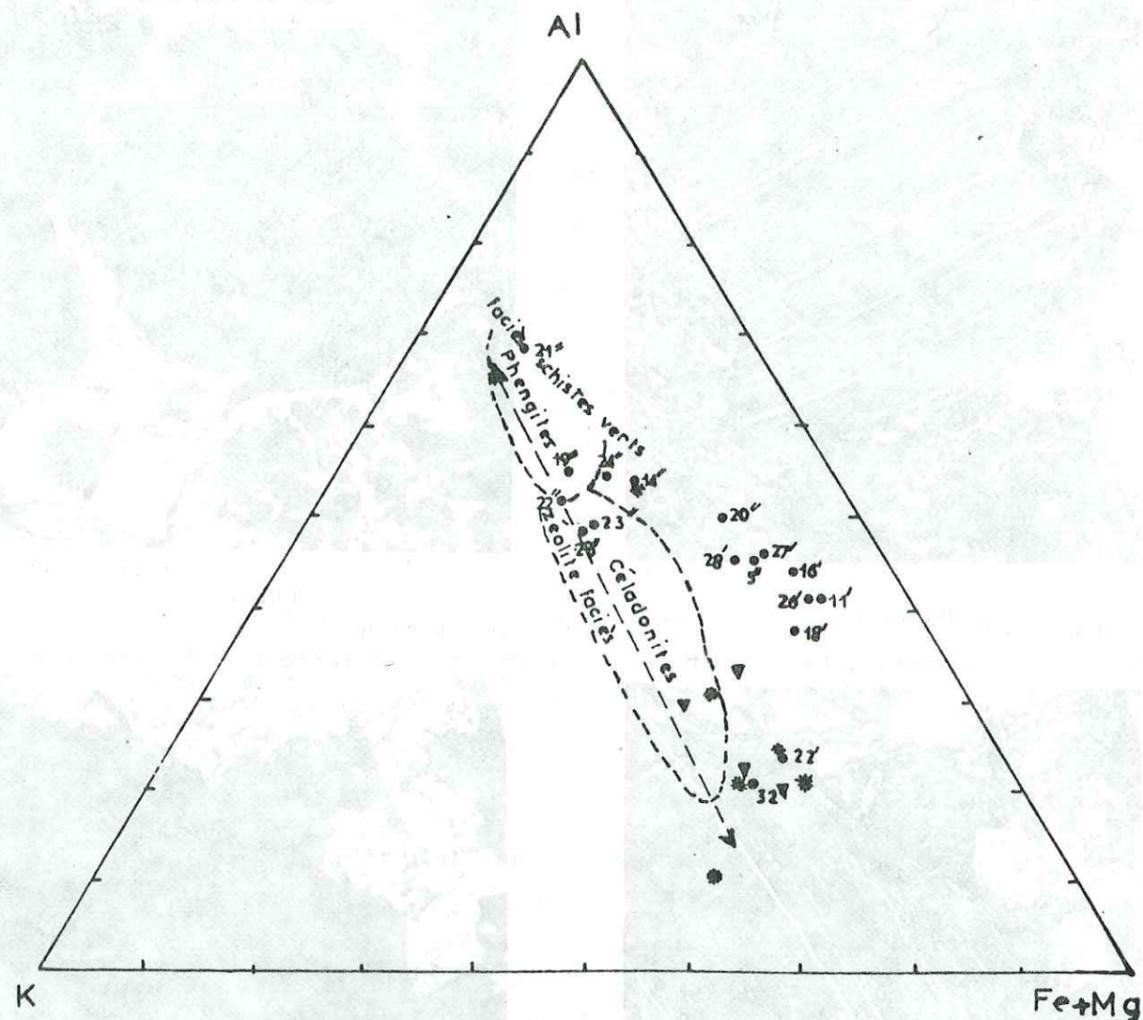


Fig 53 : Position des phyllosilicates des roches spilitiques du Pelvoux, dans le triangle Al-K-Fe+Mg (en proportion molaire) comparée aux domaines utilisés par COOMBS et al (1976).

Pelvoux, analyses effectuées pour cette étude (tableau )  
 Position des glauconites inventoriées par DEER et al (1963)  
 Position des glauconites analysées par FREY (1973) dans diverses roches.

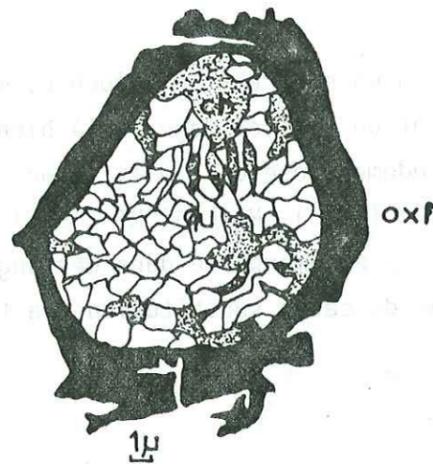


Fig 54

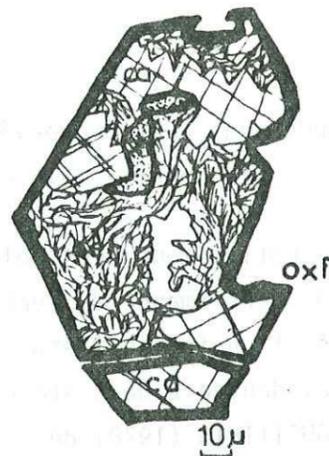
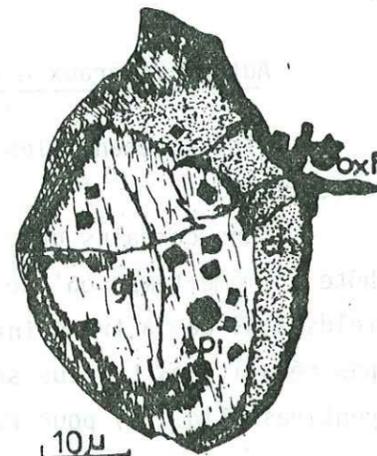


Fig 55



10 μ

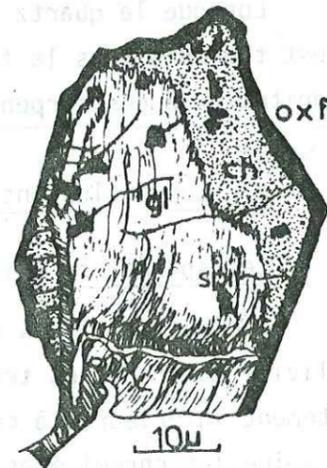


Fig 56

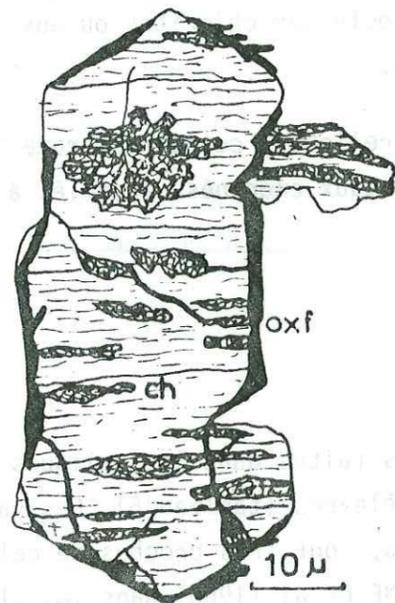


Fig 57

Fig 54 : Relique d'olivine, avec sa couronne de fer et remplacée par des petits cristaux de quartz engrenés, associés à de la chlorite. Ech A243 <sup>80</sup>. La Malsanne.

Fig 55 : Relique d'olivine à bordure d'oxyde de fer; les minéraux d'altération sont une association de chlorite, de calcite et de serpentine. Ech A244 <sup>80</sup>. La Malsanne.

Fig 56 : Reliques de péridot montrant deux générations d'olivine. La 1ère génération est pseudomorphosée par de la céladonite et contient des spinelles chromifères. La 2ème est pseudomorphosée par de la chlorite. Ech A241 <sup>80</sup>. La Malsanne.

Fig 57 : Relique d'olivine contenant du sphène qui se dispose le plus souvent parallèlement aux clivage 001 de la chlorite.

à la Lavey N, près de l'Esparcelet.

## 2 - LES FELDSPATHS.

Leur forme commune est en lattes prismatiques contiguës, disposées en une structure intersertale caractéristique du faciès doléritique. Ils existent également en microlites comme en gros phénocristaux lorsque la structure devient porphyrique.

L'analyse à la microsonde de ces feldspaths, donne des valeurs très proches de l'orthose pure (tableau 7).

L'altération prédominante de tous ces feldspaths est la chloritisation qui envahit le cristal par plages successives (fig. 61 et 63).

Dans certains échantillons, les feldspaths contiennent de nombreuses aiguilles d'apatite.

Le plagioclase est également présent. Sa composition est alors estimée d'après l'angle d'extinction des sections perpendiculaires à (010). Les compositions d'albite dominant et n'atteignent que rarement celles de l'oligoclase. La morphologie de ce plagioclase est typique des faciès de trempe ou de refroidissement rapide : faciès aciculaire, terminaisons bifides en queues d'hirondelle (swallowtail, fig.58), ou en boucles de ceinture. Le plagioclase montre également des macles interrompues en pointe dans le cristal, qui traduisent une croissance cristalline sous des conditions thermodynamiques variables (fig.59). Il est parfois tordu et présente une intense fissuration thermique (fig.60).

Parfois des phénocristaux de plagioclase piègent du verre (fig.64) ou des cristaux précoces au cours de leur croissance cristalline (fig.62) ou englobent poeciliquement une olivine (fig.61 et 63). Leur fin de cristallisation est nécessairement postérieure à celle de l'olivine comme en témoignent des cristallisations à l'intérieur des fissures du péridot.



Fig 58

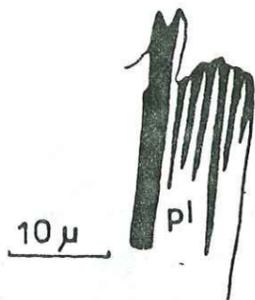


Fig 59

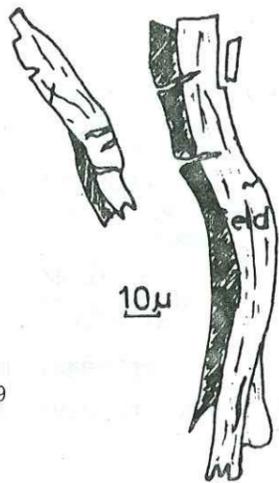


Fig 59

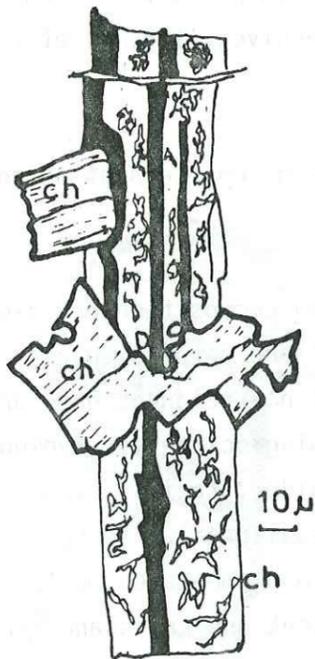


Fig 61

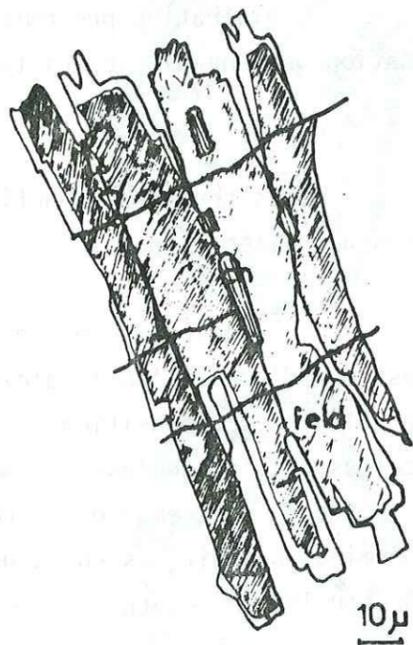


Fig 62

Fig 58 : Microlite fourchu. Ech A56 79 .Source du Tourat.

Fig 59 : Plagioclase à macles en dents de scie et à terminaisons en queue d'aronde. Ech A272 80. Sources du Tourat.

Fig 60 : Feldspaths présentant une fissuration thermique révélée par des déformations et injectée par du matériel monocristallin de la mésostase. La déformation est vraisemblablement acquise avant la solidification complète de la coulée.

Ech A57 79. Sources du Tourat.

Fig 61 : Feldspath envahi par la chlorite autour d'une olivine relique pseudomorphosée par une chlorite. Ech A56 79. Sources du Tourat.

Fig 62 : Cristal de feldspath montrant le long de ses plans de clivage les reliques d'olivine qu'il n'a pu assimiler.

Ech A262 80. Le Rochail.



Fig 64

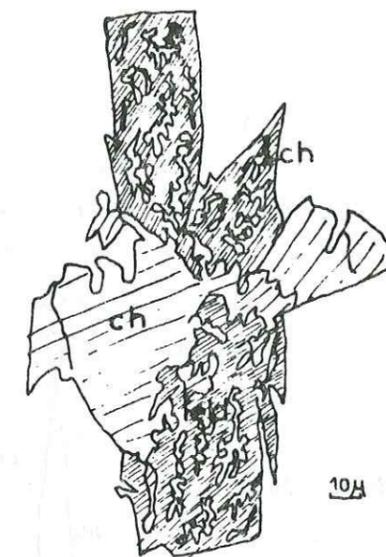


Fig 63

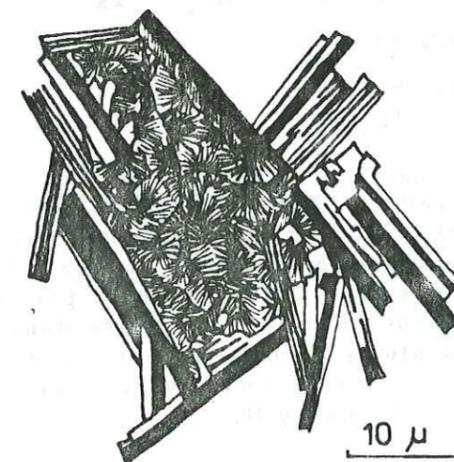


Fig 65

Fig 63 : Cristal de feldspath envahi par des plages de chlorite. Le feldspath se développe autour d'un péridot devenu instable lors de la croissance. Ce dernier a été ensuite chloritisé. Ech A56 79. Sources du Tourat.

Fig 64 : Cristal de feldspath contenant d'anciennes inclusions de mésostase. Le cristal est corrodé, la structure traduit peut être des faces parallèles aux fronts de croissances. La structure serait alors squelettique et le matériel de remplissage représenterait de la mésostase piégée dans des cristaux négatifs imbriqués. Ech A57 79. Sources du Tourat.

Fig 65 : Agrégat de chlorite (de celadonite dans certains cas) botryoïdale, en remplacement du verre entre les ferromagnésiens reliques et les feldspaths. Ech A57 79. Sources du Tourat.

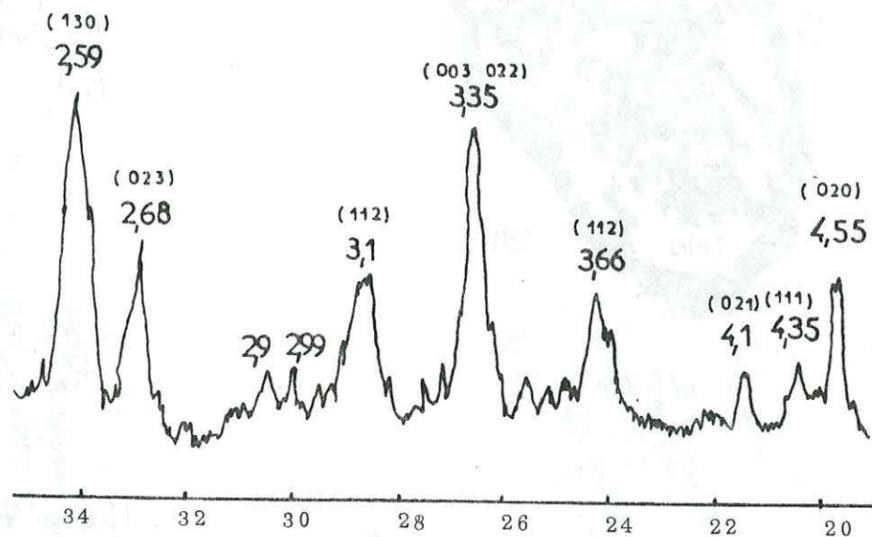


Fig 66 : Diffractogramme RX de céladonite de remplissage de bulles. Les paramètres radiocristallographiques sont intermédiaires entre ceux de la glauconite (présence de la raie à 2,79) et ceux de la céladonite (présence des raies 021, 111) donnés par BUCKLEY et al (1978). Mais la valeur de la raie 060 portée dans le diagramme de la fig 67 correspond plutôt au domaine des céladonites. Raie K du Cu (filtre Ni), puissance 20mA x 40KV, inertie 2sec, atténuation  $3 \cdot 10^3$ . Ech A316  $\times 10$ . La Lavey N.

### 3. LA MESOSTASE

La mésostase est totalement altérée, et le verre initial est transformé le plus souvent en hématite ou en chlorite. On a alors des agrégats de chlorite botryoïdale (colloform structure) (fig. 65), enchassés dans les espaces intergranulaires entre les feldspaths eux-mêmes altérés ou pseudomorphosés. Dans un seul site, celui des sources de Tourat, la mésostase de quelques coulées semble avoir été préservée de l'altération, et l'on observe des verres encore relativement frais et isotropes. Dans d'autres sites encore, la transformation produit un mica vert particulier. Les analyses à la microsonde de ce mica (tableau 4), comparées avec celles citées par DEER et al. (1962) et par ODIN (1975 et 1981) montrent qu'il s'agit d'une céladonite ( $\text{SiO}_2$  supérieur à 52 %), MgO supérieur à 5 %). Les paramètres radiocristallographiques (fig. 66) de la raie 060, portés sur le diagramme  $d(060) = f(\text{Fe}^{3+})$ , (fig. 67) correspondent plutôt à un céladonite.

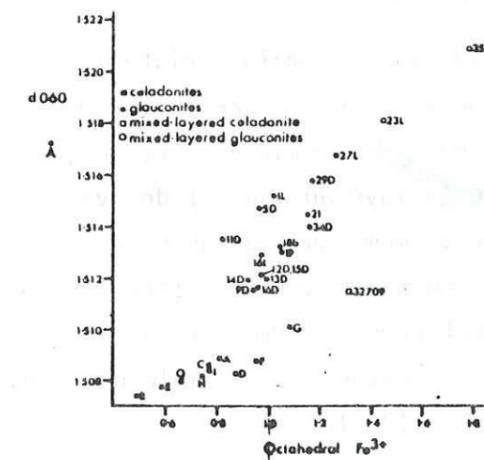


Fig. 67 : Distribution des céladonites et des glauconites dans un diagramme  $d(060) = f(\text{Fe}^{3+} \text{ octaédriques})$ . Avec une valeur de  $d(060) = 1.51$ , le mica analysé correspond plutôt à une céladonite.

Bien que l'analyse à la microsonde ne fasse pas la part de  $\text{Fe}^{3+}$  et de  $\text{Fe}^{2+}$ , la seule valeur de la raie 060 correspond au champ des céladonites. La stabilité de ce minéral dans le métamorphisme a été étudiée sur des spécimens synthétiques par WISE W.S. et al., (1964). A une pression de vapeur d'eau de 2 kbars, la céladonite est stable jusqu'à des températures légèrement plus élevées que 400°C. Géologiquement, on peut considérer la céladonite comme un minéral du faciès zéolite plutôt que du faciès schistes verts. Dans les conditions naturelles, la céladonite disparaît pendant les processus du métamorphisme, bien avant que son seuil de stabilité ne soit atteint (WISE W.S. et al., 1964). Parmi les autres

minéraux de la mésostase, il faut noter la présence de baguettes ramifiées, riches en Ti et en Fe, avec des compositions proches de l'ilménite (tableau 5).

#### 4. VARIOLES A MINERAUX DE BT

Elles sont très variées, aussi bien par leur taille (du mm à 10 cm), que par leur forme, que par la nature de leur remplissage). Elles contiennent du quartz, de la chlorite et parfois de la céladonite, chacun de ces minéraux pouvant coexister indifféremment avec les trois autres. La chlorite, minéral de remplissage le plus fréquent avec la calcite, a été analysée à la microsonde (tableau 8) et reportée sur le diagramme de HEY (1954). Elle donne des compositions magnésiennes de pychnochlorite et de diabantite.

Le plus souvent ces varioles à chlorite et/ou à carbonates sont de forme sphérique, mais elles peuvent également être aplaties ou diverticulées en "doigts de gant", coalescentes, ou encore reliées entre elles par un filonnet souvent calcitique.

Autour de certaines d'entre elles, la lave est moins cristallisée que dans le reste de l'échantillon, et donne l'aspect de paroi vitreuse et d'une bulle de gaz, au remplissage postérieur. Mais dans d'autres cas, on observe aucune différence structurale de la lave au contact des varioles et de la lave compacte homogène. Il arrive même que quelques lattes feldspathiques traversent l'interface lave homogène-variole. Cette figure pourrait alors être interprétée comme une hétérogénéité magmatique dont l'origine par démixtion d'une phase hydro-carbonatée non miscible du liquide basaltique dominant a été suggérée par BUFFET (1981).

#### 5. HETEROGENEITES AU SEIN D'UN MEME ECHANTILLON

On observe quelquefois, à l'échelle de la lame mince, un autre type d'hétérogénéité au sein de la lave. Dans ces hétérogénéités, la composition minéralogique générale de la lave incluse, est la même que celle de la lave englobante. La seule modification concerne la forme de cristallisation des minéraux ainsi que l'appauvrissement en ferromagnésiens. Les feldspaths sont moins développés dans les parties incluses et les olivines s'allongent jusqu'à devenir de fines baguettes (fig.68) ; il en est de même pour les minéraux opaques. Les apatites sont en aiguilles très longues, et elles

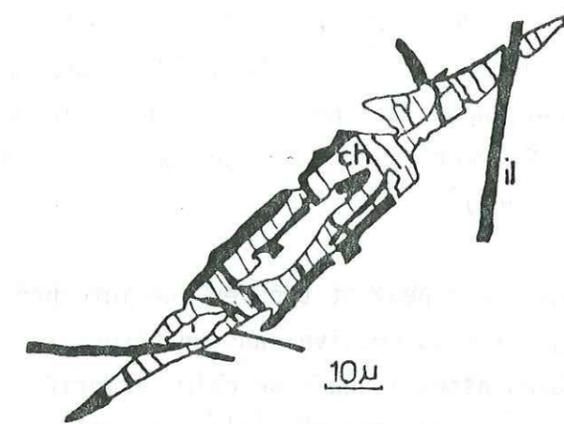


Fig 68

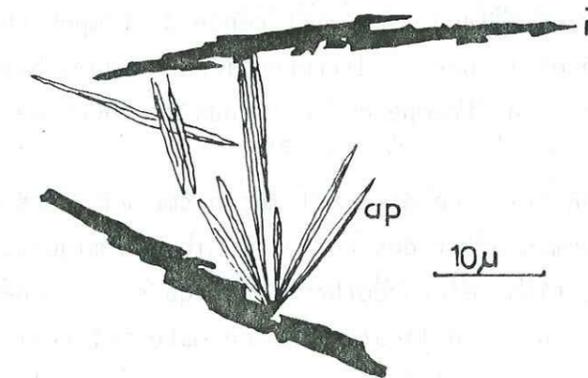


Fig 69

Fig 68 : Relique d'olivine en baguettes allongées à faciès de trempe dans une hétérogénéité à l'intérieur d'un échantillon. L=Lacune centrale. Ech A5<sup>8</sup> 79. Sources du Tourat.

Fig 69 : A guilles d'apatite montrant un canal central. Présence de baguettes d'ilménite. Ech A5<sup>8</sup> 79. Sources du Tourat.

montrent à leur centre un fin canal (fig.69). Ces formes décrites par WILLIE et al. (1962) dans un système  $\text{CaO}$ ,  $\text{CaF}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , sont dues à un refroidissement rapide des phases liquides. GIRAULT (1966) en décrit de semblable dans les roches associées au complexe carbonatitique et hyperalcalin d'Oka (Canada).

Ces hétérogénéités peuvent trouver une interprétation dans des processus de réinjection successive dans un réservoir magmatique superficiel. Au cours des périodes assez longues de calme éruptif, le magma qui occupe le réservoir se différencie lentement par cristallisation fractionnée et décantation des phases minérales. La paragenèse globale ne sera pas modifiée, mais la composition des liquides résiduels sera différente et la température variable, en fonction de cette composition. Supposons alors, une réinjection magmatique dans le réservoir, pour quelques raisons de différence d'état physique entre le matériel réinjecté et le matériel évolué, l'homogénéisation ne sera pas immédiate, le cas extrême étant l'expulsion brutale des liquides sans aucun mélange. La différence de température existant entre le magma injecté et la partie différenciée du magma-hôte pourrait ainsi expliquer le faciès de trempe des cristaux précoces de la lave réinjectée.

La mise en évidence d'un tel mécanisme au cours de la genèse des laves étudiées demanderait des analyses microchimiques, très fines ainsi que leurs applications microgéothermométriques et géobarométriques. Mais ces applications encore délicates sur du matériel frais, sont impossibles sur des laves où la totalité de la paragenèse initiale est pseudomorphosée par une paragenèse de basse température, détruisant toute mémoire des premiers minéraux formés.

## 6. CONCLUSIONS SUR LA MINÉRALOGIE ET LA PETROGRAPHIE DES COULEES

Les coulées des différents gisements étudiés, présentent toute la paragenèse de basse température à albite, chlorite, calcite hématite, caractéristique du faciès spilitique. Mais à la différence de ce qu'ont décrit AUMAITRE et BUFFET (1973) dans d'autres secteur du massif Ecrins-Pelvoux, ces laves ne contiennent pas de pyroxènes. Les seules reliques rencontrées sont des reliques d'olivine, encore sont-elles entièrement pseudomorphosées par des minéraux hydroxydés de BT. L'absence du pyroxène est à rapprocher du caractère hyperpotassique du secteur étudié (BUFFET 1981). En acceptant l'hypothèse d'une résorption totale d'un clinopyroxène primitif, il faut

invoquer des mécanismes d'altération plus poussés que dans les autres sites, ainsi qu'un métamorphisme régional plus intense que dans les secteurs étudiés par AUMAITRE et BUFFET (1973) où le pyroxène fréquemment est conservé ou transformé en biotite et/ou amphibole. Mais la valeur de cette argumentation est fortement contrecarrée par l'abondance de fantômes d'olivine, minéral généralement beaucoup plus rapidement altéré que le clinopyroxène.

Il faut en déduire soit que le pyroxène n'a jamais été présent, du moins en abondance dans le faciès spilitique hyperpotassique, soit encore invoquer un mécanisme d'altération polyphasé. Dans ce dernier cas, une première déstabilisation serait responsable de la pseudomorphose de l'olivine, comme dans les sites non hyperpotassiques. Ensuite une seconde phase de dégradation de la lave provoquerait la destruction du pyroxène, tout en respectant les contours de l'ex-péridot occupé par un minéral alors en équilibre avec la nouvelle paragenèse. C'est à cette deuxième phase qui serait alors associée la métasomatose potassique caractérisant le faciès spilitique étudié.

Les reliques d'olivine les plus étirées et déformées, présentent de fausses macles et sont parfois envahies par des oxydes de fer aux formes identiques à celles rencontrées dans les olivines des nodules péridotitiques des basaltes alcalins. La coexistence de plusieurs générations de péridots permet d'envisager que certaines olivines proviennent d'un domaine profond tel que le manteau. Cette déduction est en accord avec la présence de nodules de péridotites vraies, caractéristiques des laves alcalines, trouvés ailleurs dans le massif.

La minéralogie met en évidence un gisement différent des autres, celui des sources du Tourat. La structure plus nettement porphyrique est différente de l'ensemble toujours doléritique et intersertal des coulées des autres gisements.

## CHAPITRE IV - GEOCHIMIE

L'approche du processus de spilitisation des laves du massif des Ecrins-Pelvoux n'est pas la finalité de cette étude.

En effet, l'origine de la paragenèse de basse température des laves spilitiques est âprement controversée et sa compréhension nécessite une recherche conduite sur une large échelle de lieu et de temps. Les techniques d'investigation devraient être variées alors qu'au contraire, les travaux présentés ici sont focalisés sur un domaine géographique moyen physico-chimiquement limité. Toutefois, par les observations ponctuelles, mais surtout par les précisions apportées sur le contexte et la variété des formations volcaniques rencontrées, ce travail est susceptible d'apporter de nouvelles données au dossier de la spilitisation.

C'est le cas des données chimiques présentées ici qui concernent tant les compositions chimiques globales, que l'apport spécifique des données isotopiques des carbonates, caractéristiques, voir symptomatiques de la paragenèse spilitique.

### A - COMPOSITIONS CHIMIQUES DES COULÉES : LES FACIÈS HYPERPOTASSIQUES

Dans le massif des Ecrins-Pelvoux, l'analyse statistique, principalement l'analyse factorielle discriminante met en évidence des tendances chimiques caractéristiques de la nature du socle sous-jacent aux coulées (BUFFET 1981). C'est ainsi que les gisements étudiés appartiennent à des secteurs caractérisés par un substratum antétriasique essentiellement granitique (monzo-granites leucocrates du Rochail et du Grun de St Maurice).

Les premières laves analysées dans ces secteurs se caractérisent par un faciès chimique hyperpotassique (5 à 10 %  $K_2O$ ) très nettement différencié des laves du reste du massif des Ecrins Pelvoux. Dans les autres secteurs du massif, les teneurs en  $K_2O$  restent généralement inférieures à 2 % et présentent un étalement de composition entre un pôle peu déprimé en Ca et Mn par rapport à des teneurs basaltiques normales et un pôle fortement déprimé en Ca, Mn et Fe, et sensiblement enrichi en Si (cf. fig. 70).

Cette tendance hyperpotassique a été mise en évidence par une analyse discriminante portant sur un groupe ou n'ont été pris en compte, à priori, qu'un faible nombre d'échantillons prélevés dans trois coupes assez regroupées géographiquement aux environs de Villard-Notre-Dame (13 échantillons du groupe "Rochail", BUFFET 1981, fig. 47). Sur le graphique établi à cet effet, la tendance hyperpotassique et la moyenne du gisement de Combe Bonne (secteur du col des Vachers, Esparcelet) sont très proches. Cette dernière est portée à posteriori et n'est pas une donnée ayant participé à l'analyse. La proximité graphique de ces deux secteurs pouvait n'être qu'une coïncidence et toute généralisation restait hypothétique. Une vérification a donc été effectuée, en portant les compositions des échantillons d'un gisement proche mais indépendant des précédents.

Ainsi, le gisement de la Malsanne, sélectionné à cet effet présente dans la figure 68 une distribution très voisine de celui de Combe Bonne.

L'originalité chimique des laves de ce groupe est ainsi confirmée. Par voie de conséquence, l'hypothèse de liaison entre la nature granitique du substratum et le caractère hyperpotassique des coulées sus-jacentes est confortée. Plus en détail, la position des compositions de la Malsanne plus à l'écart encore de la lignée calcosodique que le gisement de Combe Bonne, par rapport au nuage des gisements de Villard-Notre-Dame, ne peut être expliquée par des teneurs plus potassiques. On en conclut qu'une forte teneur en  $K_2O$  n'est pas le seul caractère chimique influent dans l'individualisation de ce groupe. Ainsi, des valeurs plus élevées en  $Al_2O_3$  et modérés en  $SiO_2$ , interprétables, en accord avec l'observation pétrographique, par l'abondance d'un feldspath potassique plus ou moins dégradé en séricite pourrait expliquer ces différences.

De la même manière, le caractère hyperpotassique peut qualifier tout le secteur du massif du Rochail, si l'on s'en réfère aux compositions des analyses plus anciennes effectuées au col du Rochail

Dans des laves basiques indemnes d'altération, de fortes teneurs en  $K_2O$  pourraient traduire éventuellement un caractère shoshonitique. Pour les gisements de la Malsanne, le rapport  $K_2O/Na_2O$  toujours supérieur à 1 et les teneurs en  $Al_2O_3$  voisines de 17 % iraient, si elles sont réellement originelles

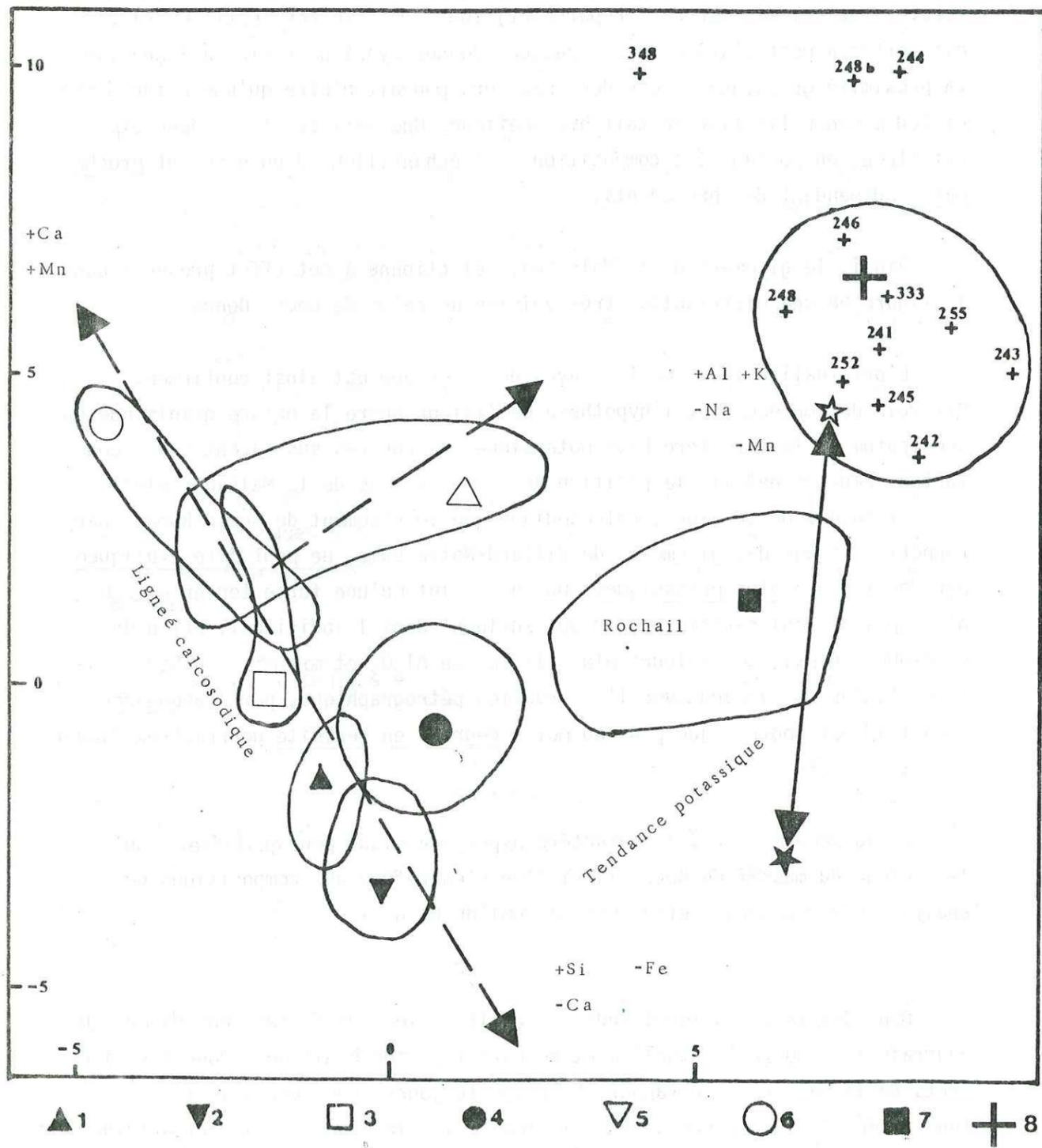


Figure 70: Analyse factorielle discriminante de 82 échantillons de coulées spilitiques répartis en 7 gisements. Eléments majeurs.

1 = Oris en Rattier, 2 = Col d'Huretières, 3 = Col de Pré-Clos, 4 = Rouite, 5 = Vallon-Long (synclinal de Morges), 6 = Beaufin, 7 = Rochail.

La procédure de classification, dans l'espace à 6 dimensions, permet de reclasser correctement 76/82 échantillons. La projection la plus discriminante de cet espace est repérée grâce aux fonctions X et Y du tableau 22. Les symboles petits représentent chaque individu et le même symbole plus gros donne le centre de gravité du gisement. L'étoile pleine donne la position de la moyenne de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne portée en élément supplémentaire. L'étoile vide en représente la position après soustraction de 100 g de calcite stoechiométrique et bouclage à 100.

8 = La Malsanne

Variable	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
rang	8	11	3	2	6	5	10	1	7	9	4
X	.325	.262	.336	.846	.759	.509	.600	1.489	.012	.267	1.350
Y	-.798	-.534	-.591	11.560	-.991	.096	-.658	-.460	-1.833	.827	-1.713

$$\begin{cases} CX = -36.259 \\ CY = 71.538 \end{cases}$$

Ordre d'entrée des variables dans l'analyse discriminante pas à pas et coefficients à appliquer pour obtenir la projection d'une composition supplémentaire sur le plan des axes 1 et 2 (figure 70).

et selon les critères retenus par GIROD (1978), dans le sens d'une identification d'affinité (ec  $MgO/MgO+FeO$  en  $FeO$  ).

En revanche, les teneurs en  $TiO_2$ , supérieures à 2 % s'accordent mieux avec des caractères de volcanisme alcalin intraplaque (CHAYES 1965; PEARCE 1976).

Dans l'impossibilité de définir avec précision la minéralogie originelle, en particulier la teneur en Fo de l'olivine, la tendance shoshonitique des faciès hyperpotassiques des laves du massif de Rochail ne pourrait être précisée qu'en effectuant des dosages complémentaires de Y Zr (PEARCE et CANN 1973)

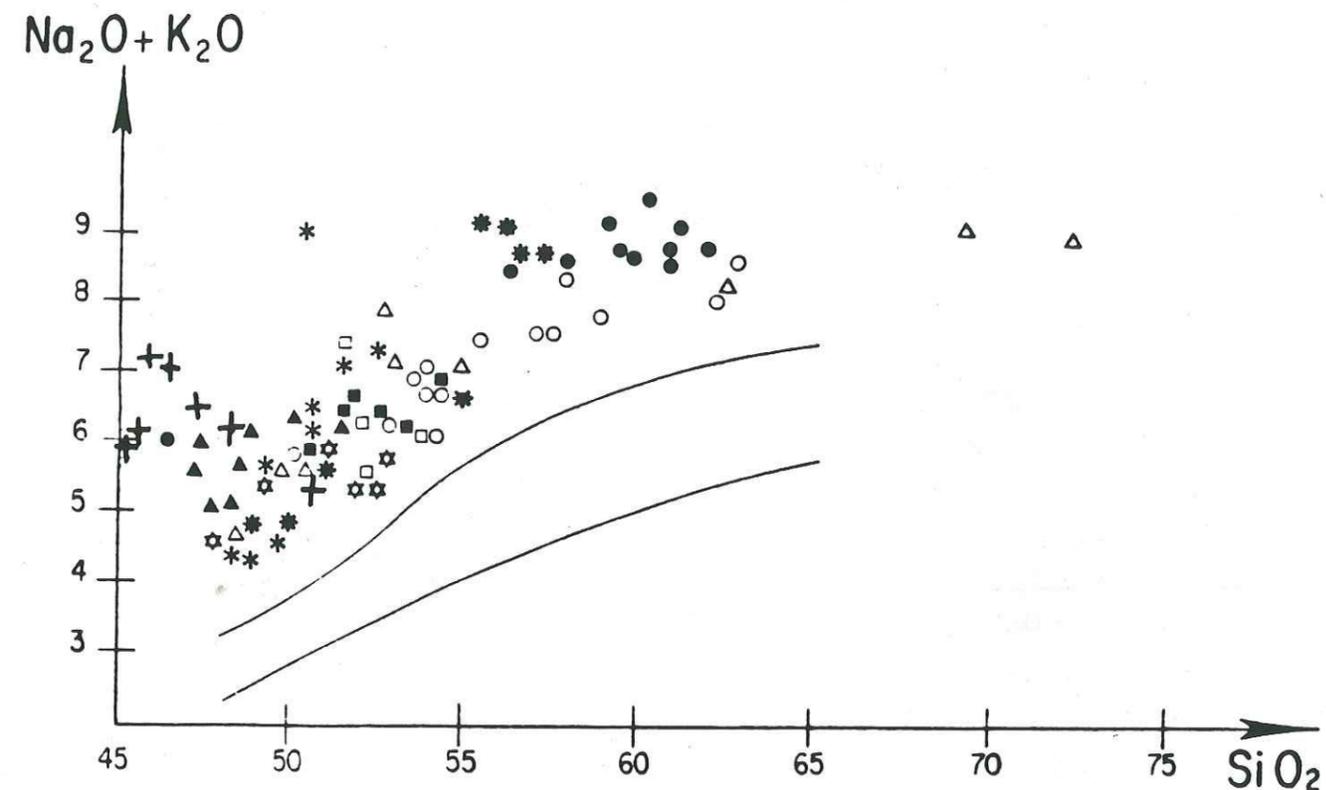
La probabilité pour que les roches aient une parenté shoshonitique reste cependant faible en égard au caractère franchement alcalin déterminé d'après plusieurs critères, minéralogiques, pétrographiques et géochimiques sur le volcanisme contemporain du reste du massif.

Un enrichissement potassique secondaire selon un mécanisme hydrothermal de propylitisation lié aux fractures tectoniques contemporaines du volcanisme a été invoqué par BUFFET (1981). Cet auteur explique ainsi l'anomalie hyperpotassique des laves situées au-dessus des granites. Il n'exclut pas pour autant la possibilité d'une contamination magmatique par assimilation sélective de K au niveau des chambres intermédiaires ou supérieures. Si cette dernière éventualité était vérifiée, on rejoindrait les conditions de genèse de certains magmas shoshonitiques qui d'après GIROD (1971) peuvent être considérés comme le résultat de la contamination d'un magma basaltique ayant traversé une épaisse croûte sialique.

Comme il est difficile de faire la part de l'enrichissement potassique par contamination magmatique et par altération hydrothermale; une projection géochimique a été établie pour éliminer les principales fluctuations graphiques dues à la spilitisation. Celle-ci est définie comme :

- divers taux de calcitisation (dilution dans la calcite par remplissage des pores de la roche initiale).

- divers taux de chloritisation (transformation à volume et à rapport Fe/Mg constant d'un clinopyroxène en chlorite).



+ laves des Ecrins-Pelvoux (analyses p. 117)

- |                  |                   |              |
|------------------|-------------------|--------------|
| ● Demavand       | ✱ Nouvelle Guinée | □ Wyoming    |
| ○ Perou          | ✱ Fiji            | ■ Argentine  |
| △ Iles Eoliennes | ▲ Easter Papua    | ✱ Porto Rico |

Fig. 70 (b) : Diagramme alcalins/SiO<sub>2</sub>  
Données pour les différentes séries shoshonitiques in LEFEVRE (1979)

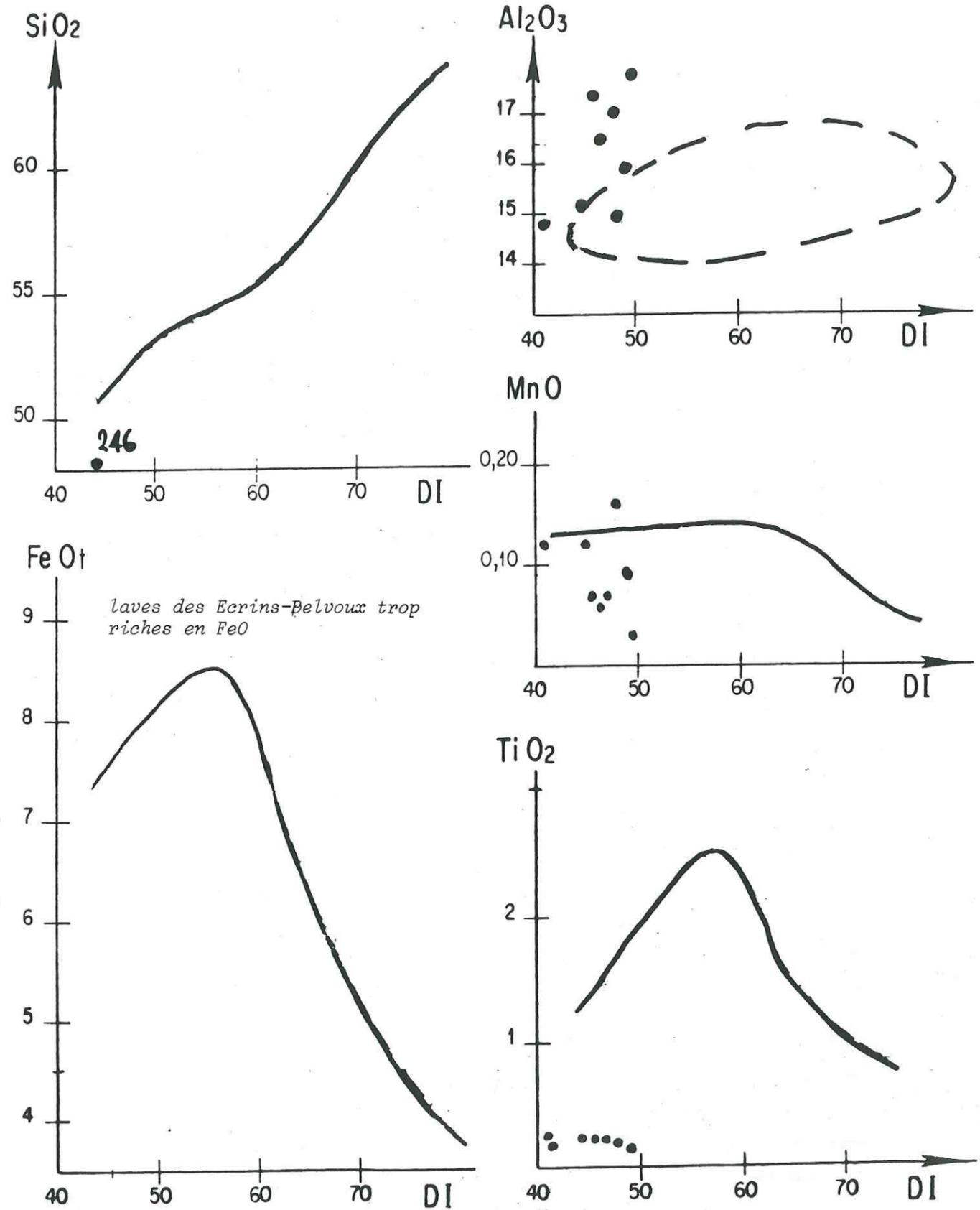


Fig. 70 (c) : diagramme des oxydes majeurs en fonction de D.I.  
Les courbes et l'aire de répartition sont celles des shoshonites du Pérou (LEFEVRE, 1979)  
● laves des Ecrins-Pelvoux (analyses p. 117)

diverses proportions volumiques de pseudomorphose d'un labrador par l'albite.

Il s'agit des principaux effets de la spilitisation observée dans le cas du massif des Ecrins Pelvoux (BUFFET 1981, fig.44). En plus des propriétés ci-dessus la représentation graphique est calculée pour discriminer au mieux, l'étalement résiduel des paléo volcanites hyperpotassiques de Combe Bonne. Elle est particulièrement bien adaptée pour visualiser les disparités géochimiques du gisement de la Malsanne qui appartient à la même famille. Sur la fig. 70, l'analogie géochimique entre les deux gisements apparaît non seulement par des aires de dispersion équivalentes, mais surtout la similitude la plus frappante est donnée par la polarité de l'évolution verticale du gisement. Comme l'un d'eux est en position tectonique inverse par rapport à l'autre, après les déformations alpines, on en déduit que cette polarité est acquise antérieurement à la tectonique.

La base des coulées de Combe Bonne (Ech : 2A, 2B, 2C, 2D 1ère coulée) et de la Malsanne (Ech : 1 241, A 242, A 243, 1 ère coulée, Ech : A 245, 2 ème coulée) montre un net enrichissement en orthose et/ou en muscovite alors que le sommet de ces formations est caractérisé par une concentration relativement plus forte en minéraux mafiques.

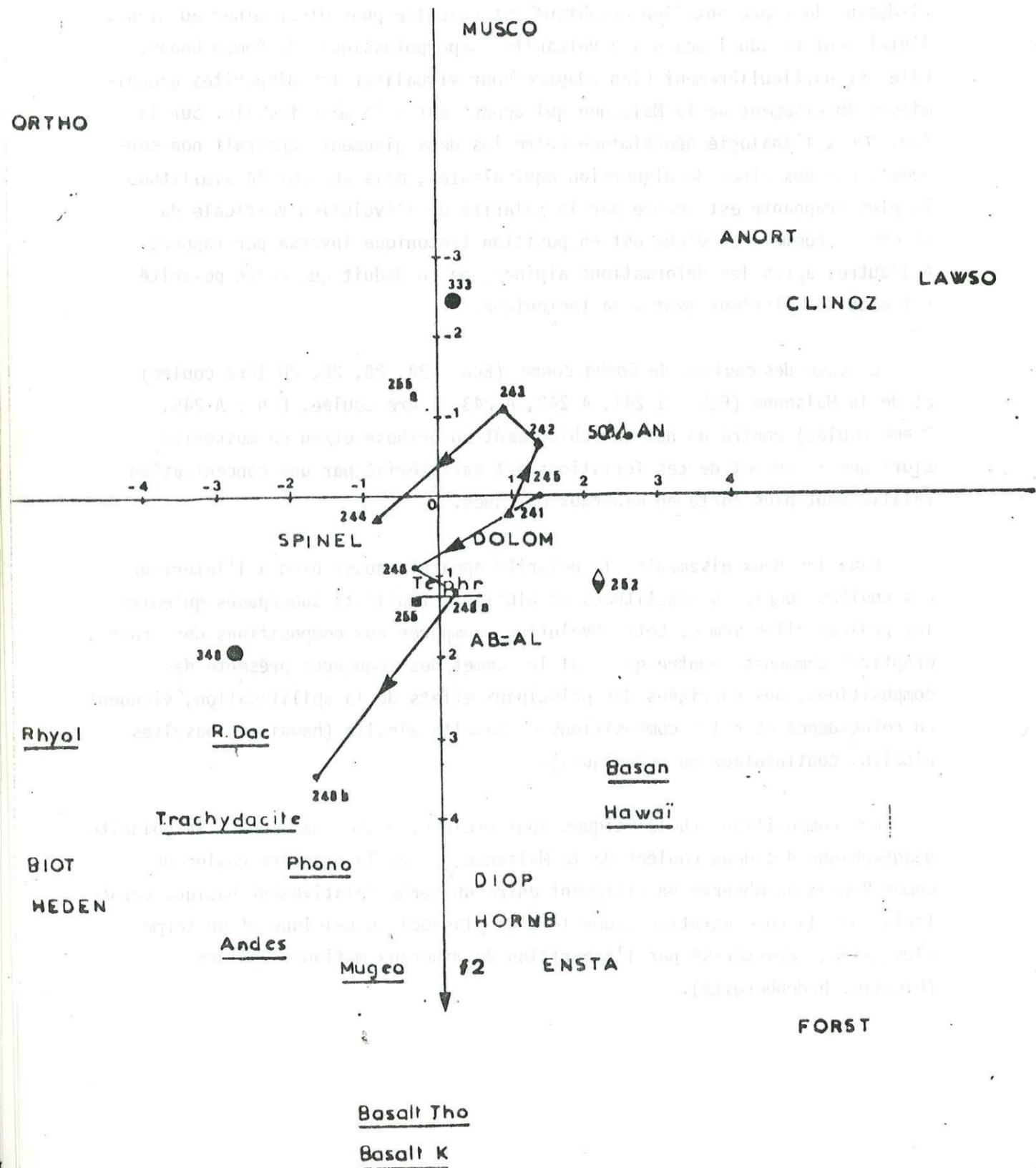
Dans les deux gisements, la polarité apparaît aussi bien à l'intérieur des coulées complexes constituées de plusieurs feuillets superposés qu'entre les coulées elles-mêmes. Cette évolution, comparée aux compositions des roches éruptives communes, montre que seul le sommet des séquences présente des compositions, qui corrigées des principaux effets de la spilitisation, viennent en coïncidence avec les compositions de basalte alcalin (hawaïtes, basaltes alcalins continentaux ou océaniques).

Les compositions tholéitiques sont exclues. Orthogonalement à la polarité géographique des deux coulées de la Malsanne, et de la première coulée de Combe Bonne, on observe un étalement entre un terme relativement basique caractérisé par la concentration probable d'un plagioclase calcique et un terme plus acide, caractérisé par l'apparition de minéraux mafiques évolués (biotite, hedenbergite).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	MgO
F*1	-0.0345	+0.01882	-0.01868	-7.645	+0.06788	+0.1465	-0.2118	+0.8079	+1.63	+0.2524	-0.0417	+0.1602
F*2	+0.0436	-0.1426	+0.0793	+18.54	+0.0438	+0.1795	-0.2666	-0.1737	-3.55	+0.0048	-0.04688	+0.0917
CF*1	=-2.0839											
CF*2	=-0.36091											

Fig 71 : Projection des échantillons du gisement de la Malsanne parallèlement à la carbonatation, la chloritisation et l'albitisation, plan des axes 1et 2. La polarité entre la base et le sommet de la coulée est sensible comme dans le gisement de Combe Bonne (BUFFET 1981 p185). De par la nature de cette projection sélective, la polarité chimique est indépendante des mécanismes d'altération. (Analyse de référence fichier BUFFET 1981)

Ordre d'entrée des variables dans l'analyse discriminante pas à pas et coefficients à appliquer pour obtenir la projection sur le plan des axes F et 2.



L'étalement principal est aussi parallèle à l'évolution qui différencie les mugéarites des hawaïtes, caractéristique des séries alcalines.

Les éléments dont on dispose sont trop fragmentaires pour suivre avec précision la nature exacte des variations magmatiques. Toutefois, la représentation géochimique utilisée de par ses propriétés intrinsèques d'indépendance de la spilitisation analysée globalement montre pour chaque gisement une évolution à polarité non renouvelée par des cycles successifs mais seulement ponctuée de légères récurrences. Le caractère chimique évoque davantage la vidange progressive et unique d'un réservoir magmatique de dimension modeste, et préalablement différencié, qu'une évolution in situ dans les coulées après épanchement ou encore une évolution à grande échelle dans un réservoir profond.

### B. COMPOSITION CHIMIQUE DE LA LAVE DANS LES PROJECTIONS (BOMBES)

Au gisement du Vet, plusieurs bombes ont été analysées dont une du coeur à la périphérie. Les teneurs en fer sont très élevées (Fe total : 30 à 39 %) le déficit en Si est extrême (23 à 37 %), alors que Al reste invariant et identique aux teneurs existant dans les produits effusifs. Les valeurs de  $H_2O^+$  de 2,5 % plus élevées que dans les coulées massives traduisent la richesse de l'échantillon en minéraux hydratés (chlorite surtout). On observe un déficit très important de CaO (0,5 % au lieu de 4 % dans les coulées massives) et aussi à un degré moindre K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O.

Cr et Ni ont été dosés, et ne présentent pas de teneurs anormales par rapport à celles données pour les basaltes (PRINZ 1967).

Du point de vue chimico-minéralogique, ces bombes sont à considérer comme de véritables chloritites. La chlorite est très ferrifère (Chap. III) ; elle remplace les olivines et se développe dans la mésostase anciennement vitreuse. De la céladonite alumineuse proche de la glauconite pseudomorphe aussi parfois les olivines (GIRAULT, et al., 1982). Entre les bombes, les projections restent pulvérulentes malgré la diagénèse et l'éventuel métamorphisme alpin. Le faciès de cendres fines, très vertes, présente la même association minérale que les bombes.

Il faut envisager pour expliquer le chimisme actuel de ces projections, l'action d'une altération hydrothermale ou d'un métamorphisme, postérieur à leur mise en place.

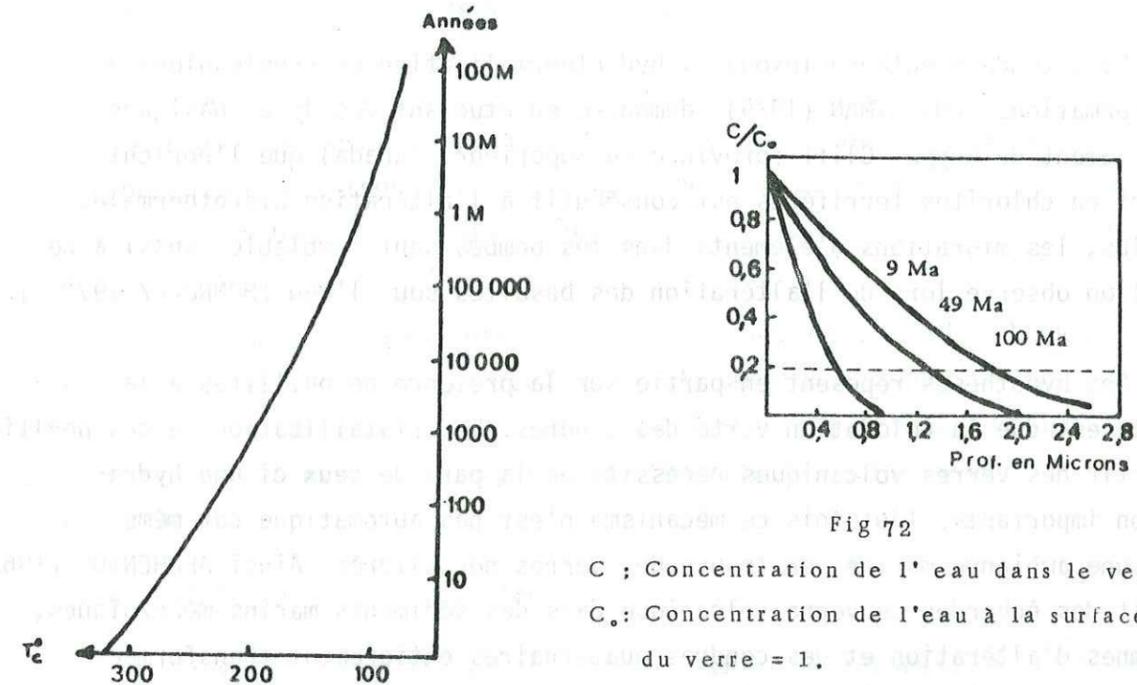


Fig 72

C ; Concentration de l'eau dans le verre  
C<sub>0</sub> : Concentration de l'eau à la surface  
du verre = 1.

Fig 73

Fig 72 : Courbes montrant la très faible vitesse d'hydratation du verre avec la profondeur (à l'intérieur du verre) à 20°C, bien que l'environnement soit saturé d'eau (MARSHALL 1961). La ligne horizontale (C/C<sub>0</sub>=0,2) indique la concentration à partir de laquelle la dévitrification débute dans un verre de composition intermédiaire (BONATTI 1965).

Fig 73 : Courbes montrant la décroissance très rapide du temps requis pour la formation hydrothermale de perlite à 100 microns de profondeur avec l'augmentation de la température (MARSHALL 1961).

Le métamorphisme qui atteint le faciès schiste vert dans les secteurs étudiés, n'est pas le facteur dominant des transformations. En particulier, on ne peut lui imputer la coloration verte des cendres, car on connaît à la Malsanne par exemple des projections analogues mais noires qui sont dans un même contexte métamorphique qu'au Vet.

La seconde hypothèse invoque l'hydrothermalisation post-volcanique de ces formations. CHRISTMAN (1979) démontre en étudiant des dykes basiques du gisement de Copper Cliff (province du Supérieur, Canada) que l'enrichissement en chlorites ferrifères est consécutif à l'altération hydrothermale. De plus, les migrations d'éléments dans les bombes sont semblables aussi à ce que l'on observe lors de l'altération des basaltes sous l'eau (HONNOREZ 1972).

Ces hypothèses reposent en partie sur la présence de phyllites à laquelle est due la coloration verte des cendres. La cristallisation de ces phyllites à partir des verres volcaniques nécessite de la part de ceux-ci une hydratation importante. Toutefois ce mécanisme n'est pas automatique car même dans une ambiance marine, on trouve des verres non altérés. Ainsi ARRHENIUS (1963), décrit des échantillons de verre volcanique dans des sédiments marins mésozoïques, indemnes d'altération et des cendres quaternaires entièrement transformées en minéraux argileux. Le principal facteur des conditions d'hydratation des verres volcaniques semble bien être lié à la température du matériel volcanique lorsqu'il est au contact avec l'eau. L'eau se fixe dans les verres par diffusion (MARSHALL, HAWKINS, 1961) dont la vitesse augmente avec la température (BONNATTI, 1965 - MARSHALL, 1961).

A 20°, l'hydratation des verres volcaniques est faible (fig. 72), de l'ordre de  $10^{-10}$  cm<sup>2</sup>/million d'années (MARSHALL- 1961), mais les données expérimentales montrent que la vitesse de diffusion de l'eau dans un verre volcanique augmente considérablement avec la température (fig. 73).

Dans le cas étudié, il faut donc admettre que les échantillons de verre des cendres de la Vivolle et la pellicule vitreuse des bombes seront hydratés au contact de l'eau, alors que la température de la lave était encore très élevée.

Ajoutons que le milieu de mise en place intertidal à supratidal, confirmé par l'identification macroscopique de ces produits par CAMUS et KIEFFER (communication personnelle) comme des produits d'éruption littorale ou, à faible

profondeur d'eau, n'est pas le plus favorable pour une hydratation à basse température. Ainsi à défaut d'étude spécifique de l'altération, compte tenu des quelques arguments fragmentaires précédents, l'hydrothermalisation de la lave encore chaude nous paraît la plus vraisemblable.

## C - GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DES CARBONATES

L'abondance isotopique d'un élément est exprimé en  $\delta$ , par rapport à un étalon de référence ou standard. Le rapport isotopique R du standard est supposé connu, et représente le rapport du nombre d'atomes de l'isotope considéré, au nombre d'atomes d'un autre isotope, en principe plus abondant du même élément.

Le standard PDB a été utilisé pour la mesure en  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates des spilites (Pee Dee Bellemnitella americana). Pour  $\delta^{18}\text{O}$ , l'équivalence des résultats avec le standard SMOW de Caroline du Sud (Standard mean ocean water) a été estimée par rapport sur l'échelle de correspondance de PILOT (1974).

### 1 - LES ECHANTILLONS (fig. 74) (tableau 9)

L'échantillonnage est volontairement varié. Il comprend des carbonates des formations intrusives, des carbonates en filonnets parfois minéralisés, des dolomies sédimentaires triasiques de Sebkras, des carbonates de contamination des laves par des dolomies triasiques emballées dans les coulées et imparfaitement assimilées, et enfin des carbonates en amygdales dans la lave et dont l'origine est problématique.

#### a- Carbonates de filons

Trois échantillons prélevés par AUMAITRE et BUFFET (1973) ont servi pour l'analyse isotopique: Po 51a, Per 1, Per 2.

Echantillon Po 51a: l'analyse a été pratiquée sur le ciment carbonaté d'une brèche à élément spilitique présente à l'éponte d'un dyke adventif à une cheminée volcanique. L'encaissant de ces structures intrusives est un orthogneiss, connu sous le nom de gneiss oeilé de Crupillouse (LEFORT, 1971).

Echantillon Per 1, Per 2: les carbonates ont été triés dans un nodule de péridotite, constitué d'un agrégat panxénomorphe de fantômes d'olivines pseudomorphosées en calcite, et de pyroxènes riches en picotite (nodule vrai au sens de BABKINE et al., 1966, par opposition aux cumulats d'olivine). Ces nodules ont un diamètre variant de 10 à 20 cm, et ils ont été trouvés disposés en chape-

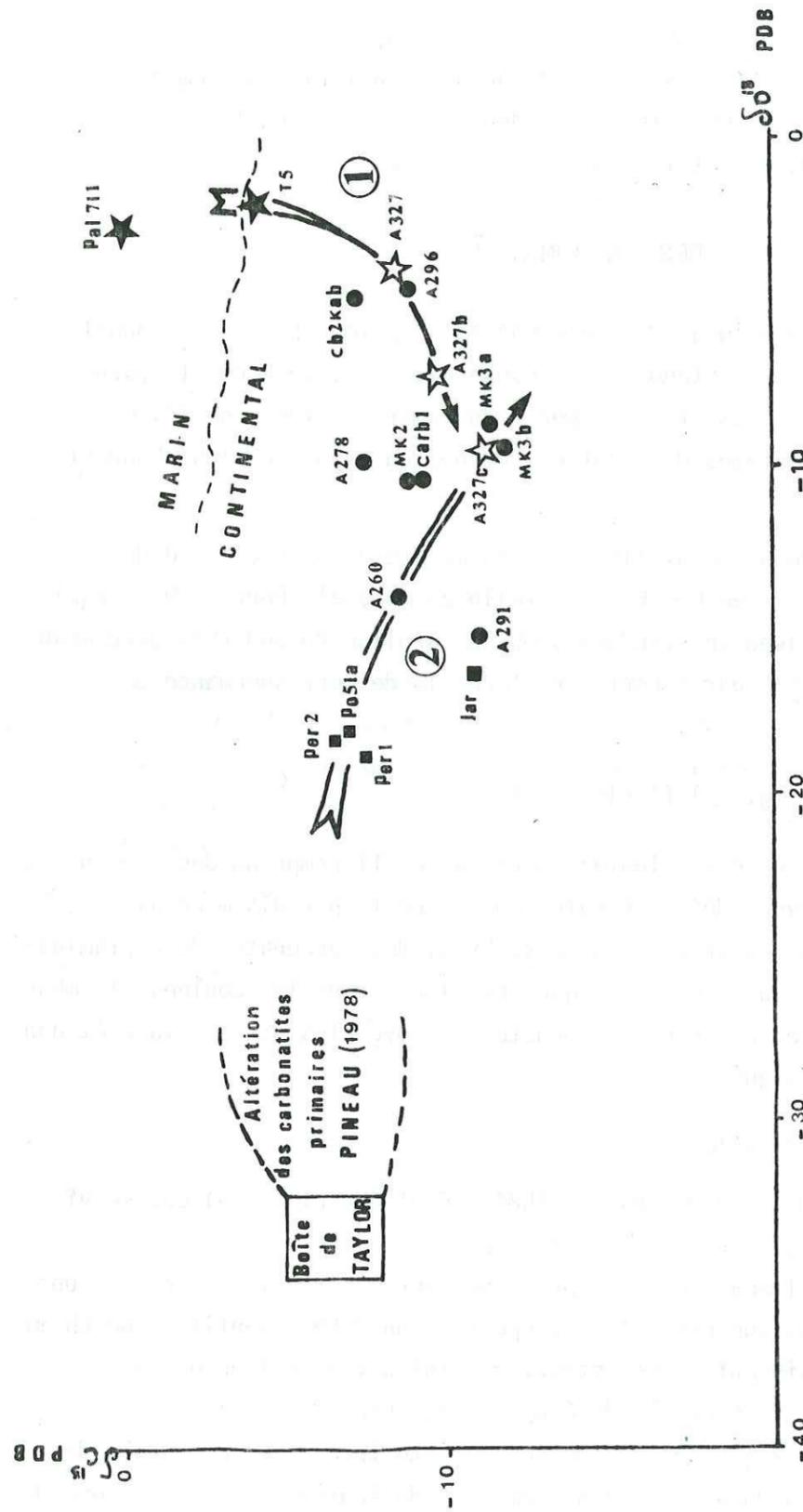


Fig 74 : Diagramme  $C^{13} = f(O^{18})$  des valeurs isotopiques analysées

dans des carbonates de filons intrusifs non contaminés,

de coulées et de sédiments triasiques. Deux lignées convergentes

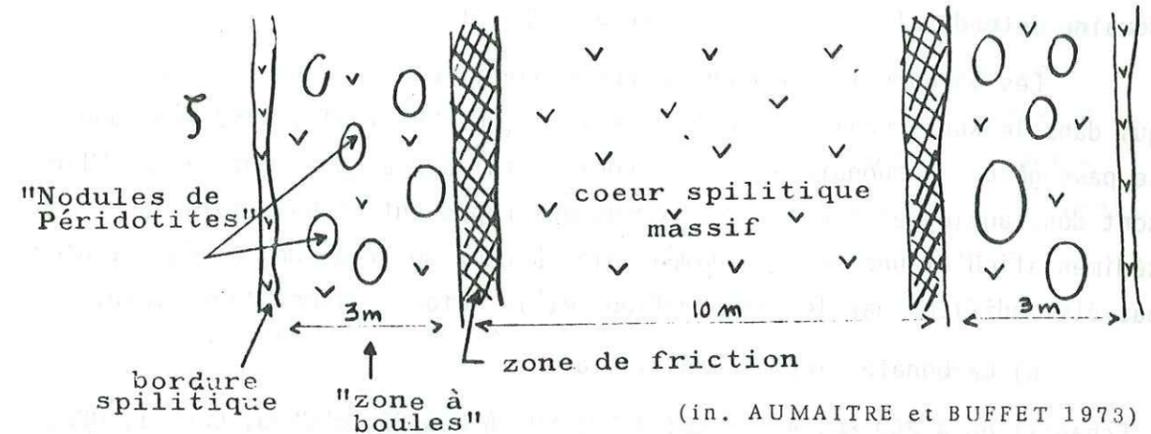
transparaissent qui sont issues de deux stocks de carbone différents:

-interaction lave sédiment 1

-évolution marquée par les varioles. Le ciment des brèches de

filons et les enclaves péridotitiques des coulées.

let à 1 m de l'éponte d'un dyke de 4 à 6 m de puissance du complexe de la cheminée de l'Aiguille Fourchée.



(in. AUMAITRE et BUFFET 1973)

L'encaissant est toujours l'orthogneiss de Crupillouse, très homogène à l'échelle du massif et qui affleure sur plusieurs dizaines de km<sup>2</sup> (LE FORT 1971). Compte-tenu de la localisation de ce site séquent dans le socle sialique la probabilité de contamination de la lave des dykes par des sédiments triasiques est pratiquement nulle.

Dans un diagramme  $\delta^{13}C, \delta^{18}O$ , les valeurs isotopiques de ces trois échantillons (fig. 71) rencontrent des  $\delta^{13}C$  conformes à celles du rectangle de TAYLOR (1967) ( $-8,5 < \delta^{13}C < -5$  et  $6 < \delta^{18}O < 8,5$ ) généralement considérées comme caractéristiques des carbonatites primaires. Cependant les valeurs de  $\delta^{18}O$  sont nettement plus élevées que celles du rectangle de TAYLOR (1967) pour être interprétées comme des valeurs de carbonatite primaire. PINEAU (1977) interprète une telle augmentation de  $\delta^{18}O$  dans le cas des carbonatites vraies par une altération météorique, processus dans lequel  $\delta^{13}C$  n'est pas ou peu modifié.

Echantillon JAR: il représente un carbonate en filonnets constituant la gangue d'une minéralisation thallifère. Il provient du Trias de Jas'Rbux, situé sur la commune de la Chapelle en Valgaudemard. MANTIENNE (1974), par comparaison avec d'autres gisements présentant des minéralisations thallifères analogues à celles de Jas Roux, attribue ces cristallisations à des manifestations hydrothermales associées à un volcanisme post-triasique. Comme il a été montré que localement le volcanisme spilitique se prolonge jusque dans la base du Lias, une relation étroite entre ce volcanisme et la minéralisation de Jas Roux n'est pas exclue. Les paramètres isotopiques de cet échantillon JAR permettent d'apprécier dans ce cas précis le domaine des carbonates hydrothermaux.

## b) Carbonates sédimentaires

. Echantillon Pal 711, Thu 5: Deux échantillons de dolomie sédimentaire représentent les carbonates du Trias supérieur, caractéristiques d'un domaine interdita à invasions marines temporaires.

Les valeurs isotopiques de ces échantillons sont voisines de celles qui dans le Kupferschiefer et le Zechstein (ROSLER et al., 1968) marquent le passage des carbonates de dépôt continental à ceux de dépôt marin. Elles sont donc analogues à celles de roches qui représentent un domaine de sédimentation et une période comparables à ceux du Trias du Pelvoux et n'ont pas été modifiées par les déformations et le métamorphisme d'âge alpin.

## c) Carbonates inclus dans la lave

• Echantillon A 260.80; A 278.80; A 291.80; A 296.80; cb2Kab; Carb 1; MKq; M K3a; MK3b : ces carbonates représentent soit un remplissage secondaire de vacuoles primitivement formées et occupées par des gaz volcaniques, soit des amygdales dont les formes et les rapports avec la lave encaissante suggèrent au stade effusif, la coexistence de deux phases liquides, l'une silicatée, la lave spilitique, l'autre carbonatée, la calcite plus ou moins magnésienne. Cette deuxième éventualité est évoquée par l'existence de cristaux de plagioclase, qui dans quelques cas traversent l'interface lave spilitique - variole calcitique. Le matériel qui constitue la variole n'est alors jamais zoné ou fibro-radié comme dans les remplissages secondaires habituels. Ces varioles à carbonate sont alors largement cristallisées, voire monocristallines, formées essentiellement d'une calcite blanche, parfois magnésienne ou manganésifère, et pigmentée de vert par des inclusions diffuses de chlorite. Inversement lorsque l'on peut interpréter sans ambiguïté des amygdales carbonatées comme des reliques de contamination par du sédiment emballé mécaniquement par la lave, le carbonate est plus franchement dolomitique, jaunâtre, riche en inclusions hématitiques de verre dévitriifié.

Dans le cas des échantillons A 260, A 291, Carb 1, MKq, MK3a, MK3b, les amygdales de par leur morphologie lobée, vermiculiforme, sphérique, parfois coalescente, de par leur abondance relative qui peut dépasser 30 % du volume de la lave, évoquent des faciès d'immiscibilité. On remarque que ce type de varioles carbonatées, regroupées aux carbonates du cortège filonien, définissent une lignée évolutive (flèche 2 sur la figure 7.4 parallèle à l'allongement du nuage défini par les carbonates des kimberlites (PINEAU 1977). Cette évolution à son terme, donne des valeurs identiques à celles de sédiments recuits et partiellement assimilés par la lave (flèche 1):

. Echantillons A 327a, A 327b, A 327c: Ces carbonates représentent le résidu de sédiments ou de boues que la lave a incorporés au moment de son épanchement.

Il s'agit généralement de dolomie. L'origine sédimentaire de ces inclusions ne peut être mise en doute. Pourtant leurs rapports isotopiques  $\delta^{18}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  montrent un très net fractionnement par rapport aux dolomies. Pal 711 et Thu 5 constitue le matériel initial prélevé à quelques mètres de distance dans le niveau sédimentaire raviné par la coulée contaminée. Le fractionnement, par enrichissement en isotopes légers lors de l'interaction à haute température entre la lave et le sédiment, suivi sur quelques centimètres dans un même échantillon, constitue un modèle naturel particulièrement utile pour connaître le produit d'un nouvel équilibre isotopique entre une phase carbonatée et une phase silicatée au voisinage de son point de fusion (plus de 1 000°C).

Les valeurs isotopiques (tableau 9) des carbonates sédimentaires du Trias du Pelvoux sont donc conformes à celles qui sont connues dans les carbonates d'âge et de milieux de sédimentation comparables. On les voit nettement évoluer lorsqu'il y a interaction à haute-température lave-sédiment. Mais si quelques valeurs des carbonates des spilites peuvent s'interpréter par un tel mécanisme de contamination sédimentaire, la majorité des autres valeurs résulte d'un mécanisme différent.

## d) Conclusion

Les carbonates des filons par la similitude du carbone avec celui du rectangle de TAYLOR, laissent supposer une origine profonde. Pourtant l'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  du  $\text{CO}_2$  ne supporte pas directement la comparaison avec des carbonatites. Une altération par des eaux météoriques continentales est envisageable, compte-tenu de l'environnement inter à supratidal des sédiments contemporains des coulées et la discordance générale de l'Hettangien évoquant une émergence de ces formations volcaniques.

Les carbonates en amygdales résultent donc soit de la démixtion d'un liquide carbonaté devenu immiscible dans un liquide silicaté en cours de cristallisation, soit du remplissage de vacuoles primitivement formées par expansion des gaz volcaniques au cours de l'ascension magmatique. Leurs valeurs isotopiques sont par ailleurs conformes à celles des dépôts hydrothermaux en général. Un mécanisme de précipitation des solutions hydrothermales dans les pores et vacuoles d'une roche basaltique initiale, peut en première approximation être retenu comme mécanisme générateur de la plus grande partie du carbonate des spilites du massif des Ecrins-Pelvoux.

Pourtant si l'on considère significative la continuité graphique apparaissant entre les carbonates du réseau filonien et ceux des varioles des coulées non contaminées par du sédiment, une relation génétique plus directe comme l'immiscibilité est concevable.

Ce débat doit alors impérativement prendre en compte le produit du "modèle naturel" formé par les enclaves de sédiment. Dans ces dernières, les valeurs les plus évoluées convergent vers celles qui dans les laves non contaminées s'écartent de celles des filons.

En supposant que l'équilibre isotopique atteint par les deux stocks de CO<sub>2</sub> différents (sédimentaire ou magmatique) dépende surtout de la température à laquelle se produit le fractionnement, on en déduit que le carbonate des varioles a probablement été généré à des températures proches de celle de la lave en fusion. Ceci rend peu vraisemblable l'origine des varioles analysées comme le remplissage de bulles lors de l'hydrothermalisme tardivolcanique. Un recyclage hydrothermal reste toutefois envisageable postérieurement au refroidissement, sans que celui-ci ne modifie fondamentalement les valeurs initiales.

Les arguments isotopiques sont donc nettement en faveur de l'hypothèse d'une démixtion magmatique généralement admise aux conditions profondes pour la genèse des carbonatites (WILLIE et HUANG, 1976, EGGLER et MYSEN (1976), PINEAU (1977)).

Toutefois les conditions du fractionnement de CO<sub>2</sub> dans les milieux naturels et particulièrement les laves superficielles sont encore mal connues. Des études récentes sur les fluides carbonés dans la croûte profonde (PINEAU et al, 1981) et sur le CO<sub>2</sub> des basaltes des rides océaniques (PINEAU et JAVOY, 1982) apportent des éléments fondamentaux, mais fragmentaires à cette question. A en juger par leurs résultats comparatifs entre la crête médio-atlantique et la crête pacifique, les basses valeurs de  $\delta^{13}C$  (-9 à -12%) observées dans les spilites triasiques du Pelvoux exprimeraient une ouverture plutôt lente et des profondeurs supérieures à 3 km pour le réservoir magmatique dans lequel C résiduel était encore dissout dans le liquide silicaté.

Bien entendu, un tel schéma de génération de carbonates par démixtion d'un liquide carbonaté cogénétique à un liquide silicaté de nature basaltique alcaline ne dépend que d'observations ponctuelles et fragmentaires. Il ne sera donc à considérer uniquement comme hypothèse de travail pour les travaux ultérieurs.

## CONCLUSION

- - -

### I - RAPPEL DES RESULTATS DE L'ETUDE DANS LE CONTEXTE VOLCANOTECTONIQUE DU PASSAGE DU TRIAS AU LIAS.

#### A - CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET VOLCANIQUE.

Au Trias supérieur et au début du Lias inférieur, la région du Pelvoux Rochail était le siège d'une activité volcanique intense et particulière. Malgré l'apparente continuité de l'unité volcanique prise dans son ensemble entre les couches du Trias et celles du Lias, celle-ci est plutôt formée de petits appareils composites, de faible extension géographique, que de vastes épanchements de type trapp basaltique.

##### a) Milieu de sédimentation au Trias et au Lias.

Les formations triasiques se sont mises en place dans un domaine supratidal à invasions marines temporaires (BARON, 1981).

Dès le début du Lias, à l'Hettangien inférieur, l'influence marine est prouvée par la présence de nombreux débris coquillés (radioles d'oursin, brachiopodes, lamelibranches) et BARON (1981) envisage pour la région étudiée un domaine de sédimentation intertidal marin ouvert avec un régime hydrodynamique agité, marqué à plusieurs reprises par un retour à un milieu de sédimentation voisin de celui du Trias supérieur.

##### b) Le volcanisme.

##### Coulées et projections.

C'est peut-être à la fin du Trias moyen et en tout cas dès le début du Trias supérieur qu'apparaît le volcanisme. Les volumes de lave émis sont plus importants au Trias terminal, mais dans certains gisements, les manifestations durent tout au long du Trias supérieur et se prolongent jusque vers le milieu de l'Hettangien.

Le matériel volcanique est constitué surtout de coulées, d'épaisseurs variables, surtout regroupées entre les dépôts du Trias et ceux du Lias, parfois intercalées dans les premiers sédiments triasiques. Des pyroclastites plus ou moins fines caractérisent plutôt les épisodes tardifs dans l'Hettangien.

Les coulées sont surtout aériennes, mais leur base montre parfois une ébauche de débit en boules de lave en coussins, suggérant une mise en place sur des sédiments gorgés d'eau. En revanche, les pyroclastites hettan-

giennes se sont mises en place dans un milieu à influence marine prouvée, ce qui est confirmé par la forte hydratation des verres volcaniques.

#### Alimentation du volcanisme

Les conduits d'alimentation des coulées et des pyroclastites à travers les sédiments triasiques, ont été observés en deux points (La Malsanne, le Neyrarel).

On connaît aussi des filons couches dans les sédiments (le Vet, Lac Gary). C'est la première fois que de telles intrusions sont décrites dans les niveaux sédimentaires triasiques du Pelvoux. On peut leur adjoindre un dyke vraisemblable au Rochail et le cas de deux dykes parallèles d'orientation subméridienne à la Route, gisement situé au SE du massif des Ecrins Pelvoux, (BUFFET, 1982).

Dans tous les cas, l'absence de déformation aux épontes témoigne de l'ascension d'un magma fluide ou partiellement consolidé (faciès bréchiq) dans des fissures ouvertes en régime distensif plutôt que des intrusions provoquant par leur pression l'ouverture des fractures.

#### B - PETROGRAPHIE.

Les laves étudiées s'apparentent à des basaltes alcalins. Elles sont spilitisées mais ont un caractère hyperpotassique très marqué dès leur mise en place. Microscopiquement, elles présentent une structure doléritique intersertale avec des variantes plus ou moins microlitiques fluidales.

##### a) Minéraux de basse température.

Ces laves sont envahies par les minéraux de la paragenèse basse température, caractéristiques des laves spilitiques : albite, chlorite, calcite, hématite, céladonite. La céladonite, est observée en remplacement des minéraux ferromagnésiens et du verre de la mésostase. Elle témoigne de conditions de pression et de température caractéristiques du faciès zéolite. Toutefois, la répartition de cette céladonite est indépendante des isogrades de métamorphisme déterminés par la cristallinité de l'illite des sédiments sus-jacents.

Ces dysharmonies sont interprétées plus aisément dans une hypothèse de spilitisation antérieure au métamorphisme syntectonique alpin.

##### b) Minéraux ferromagnésiens;

#### Reliques d'olivines

Les olivines sont les minéraux ferromagnésiens reconnaissables par leurs formes automorphes, mais elles sont toujours pseudomorphosées par les minéraux de basse température.

Certaines olivines montrent des déformations internes; les traces d'anciennes macles sont encore visibles, et ne sont pas sans rappeler les olivines issues du manteau profond. On note aussi la présence de spinelles chromifères et alumineux, jugés par BABKINE et al. (1966) comme étant caractéristiques des nodules périclites vrais. Par VILMINOT (1969) les nodules de périclites vraie dans les basaltes du Velay, proviennent de la partie supérieure du manteau, sous la discontinuité de Mohorovicic. En retenant cette hypothèse pour le cas étudié, il en déduit que le magma doit être issu de foyers de fusion partielle sous-jacents ou internes à la zone périclitique, dont des fragments ont été entraînés sous forme d'enclaves (cf. nodules de périclites décrits par AUMAITRE et BUFFET (1973).

#### Absence de pyroxène

A la différence des gisements étudiés par AUMAITRE et BUFFET (1973) puis BUFFET (1981) aucun pyroxène n'est observable, ni à l'état frais, ni à l'état altéré. Si le pyroxène a existé, il a pu éventuellement être remplacé par la chlorite, mais sans que ses formes aient été respectées. Il est plus vraisemblable qu'il n'a jamais cristallisé de pyroxène, du moins en abondance, à partir du magma hyperpotassique. Il s'agirait alors d'un magma peu commun dont la composition initiale d'une parenté alcaline reste à préciser.

#### C - GEOCHIMIE

##### (a) Caractère hyperpotassique des laves

Ce caractère hyperpotassique rappelle, dans le cas de laves indemnes d'altération, celui des laves shoshonitiques. Le rapport  $Na_2O/K_2O$  est toujours supérieur à 1, et les teneurs en  $Al_2O_3$ , si elles sont originelles, sont voisines de 17%. Seul  $TiO_2$ , supérieur à 2%, ne va pas dans le sens d'une parenté shoshonitique et s'accorde mieux avec un volcanisme alcalin intraplaque. Néanmoins, les résultats de l'étude géochimique des éléments majeurs

suggèrent que le magma est devenu hyperpotassique par traversée d'un substratum essentiellement granitique. On rejoint ainsi les conditions de genèse de certains magmas shoshonitiques, nécessitant une contamination d'un magma basaltique consécutivement à la traversée d'une épaisse couche sialique. Mais une telle contamination n'est pas nécessairement liée à un quelconque mécanisme de subduction.

#### b) Variations chimiques au sein des coulées

En plus des différences chimiques existant entre les gisements, on peut observer des variations très nettes, sur une même coupe, dans une même séquence de coulées, et à condition d'éliminer le facteur spilitisation. Grossièrement, la base montre un enrichissement en orthose et/ou en muscovite, et le sommet une concentration relative en minéraux mafiques. Cette évolution qui ne se fait pas régulièrement, évoque la vidange progressive et unique d'un réservoir magmatique préalablement différencié et de dimension modeste.

#### c) Origine du carbonate et mécanisme possible de spilitisation.

L'analyse isotopique des carbonates dans les varioles des laves peut apporter des précisions sur la profondeur de ces chambres magmatiques. En effet, l'abondance des vésicules riches en carbonate avec des valeurs de  $\delta^{13}C$  allant de -6% à -12% suggèrent un réservoir magmatique relativement profond. (PINEAU et JAVOY, 1982). La comparaison des valeurs isotopiques de carbonates sédimentaires recuits par la lave en fusion et de carbonates volcaniques apporte des informations importantes : les carbonates provenant de filons volcaniques protégés de la contamination par des sédiments carbonatés possèdent des valeurs isotopiques de carbone identiques à celles des carbonates primaires. Mais les valeurs de  $\delta^{18}O$  sont trop élevées pour provenir directement d'une origine profonde. Une altération ultérieure à l'épanchement est envisagée.

L'étude isotopique met en évidence deux lignées évolutives convergentes. L'une part d'un stock de carbonate sédimentaire et évolue par enrichissement en isotopes légers au cours de l'interaction lave-sédiment; l'autre serait issue de carbonates vraisemblablement profonds, et évolue surtout par enrichissement en  $\delta^{18}O$  au cours de l'épanchement des coulées. L'équilibre isotopique semble atteint au point de convergence ( $\delta^{13}C = -10\%$ ,  $\delta^{18}O = -9\%$ ). Si cet équilibre dépend essentiellement de la température, comme le suggère l'exemple précis, mesuré in situ, de la contamination d'une lave par du sédiment, les carbonates de varioles ont été eux aussi en équilibre avec la lave en fusion.

Leur origine serait alors purement magmatique. Une telle hypothèse d'origine n'exclut pas une mobilisation hydrothermale postérieure.

## II - CONTROLE STRUCTURAL DU VOLCANISME

Deux mécanismes principaux ont été indiqués par BUFFET et AUMAITRE (1979) pour déterminer la cause de l'ouverture de fissures en milieu continentales dans lesquelles du matériel filonien s'est injecté.

Il s'agit:

- soit de l'ouverture d'un rift intracontinental rapidement avorté, à volcanisme fissural axial, avec un système de bombements et d'effondrements dans lequel des dykes peuvent se recouper sous une faible incidence;
- soit d'un système d'extension localisé relatif à de grands décrochements, découpant la future marge continentale de la Téthys dont le régime d'ouverture s'établit plus à l'Est.

Le volcanisme triasique du massif des Ecrins-Pelvoux ne présente pas toutes les caractéristiques nécessaires pour être interprété comme le résultat d'un rift continental. En effet, ce volcanisme est constitué par de petits appareils volcaniques non alignés le long d'un axe. Ceux-ci n'ont d'ailleurs émis qu'un faible volume de lave.

BARON (1981) met en évidence l'existence au Trias d'une tectonique de horsts et de grabens. Mais les rejets des failles normales, calculés d'après les variations d'épaisseur sédimentaire ne dépassent pas 10 à 20 m et n'ont aucune commune mesure avec les rejets dépassant le millier de mètre que l'on observe habituellement dans les rifts et comme dans le régime de rift qui va s'établir à partir du Lias dans le même secteur et plus à l'Est. De plus, une sédimentation à fleur d'eau, relayée parfois par une incursion marine, sans que les sédiments peu épais ne traduisent une véritable subsidence, prouve qu'aucun bombement crustal n'a eu lieu à l'époque considérée.

Néanmoins, le volcanisme triasique des Ecrins-Pelvoux, est contemporain de celui de la marge ibérique qui précède de 60 Ma, l'ouverture de l'Atlantique Nord (de GRACIANSKY et al., 1970) de ceux de l'Ouest marocain, mauritanien, de l'Est des Etats Unis, du Great Dyke de Nouvelle Ecosse, qui précèdent de quelques 30 Ma l'ouverture de l'Atlantique central. De plus, le volcanisme triasique du Pelvoux, s'apparente fortement au volcanisme basique alcalin des Corbières orientales (AZAMBRE et ROSSY, 1981) et à celui du Permo-Trias de l'Atlas marocain (BIRON, 1982).

Faut-il considérer ce volcanisme comme lié à la période de pré-rifting de l'Atlantique ?

D'autre part, la proximité géographique avec la région téthysienne, peut conduire à une mise en relation avec les prémices de l'ouverture de la Téthys occidentale avant sa phase de rifting à tectonique intensive de blocs basculés.

Néanmoins, la branche N de l'Atlantique central et l'ouverture liasico-jurassique de la Téthys ne sont peut être pas aussi indépendantes l'une de l'autre que les schémas paléogéographiques classiques le font apparaître. Ces deux domaines seraient décalés par une importante faille transformante.

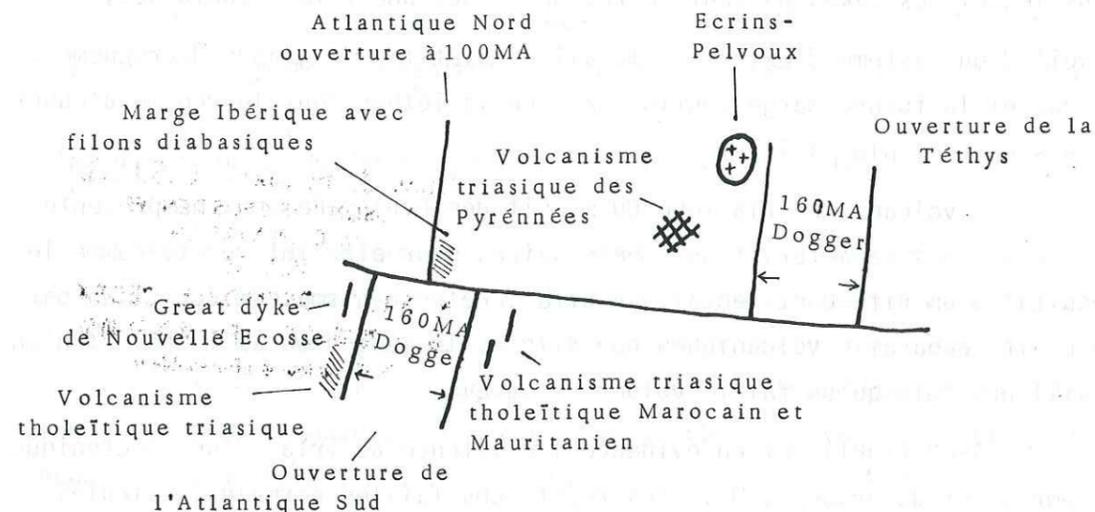


Fig. 75 : Position relative des volcanismes triasiques de l'Europe occidentale de l'Afrique Nord occidentale, et de l'Amérique Nord orientale: la branche nord de l'Atlantique central et la Téthys orientale seraient décalées par une faille transformante (M. LEMOINE, communication personnelle) (d'après BERNOUILLI et LEMOINE, 1980, fig. 3 et 4).

Le deuxième schéma avancé relie le volcanisme à un système de fissures en échelons le long d'une zone de décrochement orientée N 50 et fonctionnant en cisaillement sénestre (PECHER et VIALON, 1974, puis BUFFET et AUMAITRE 1979).

Les directions filoniennes observées par AUMAITRE et BUFFET (1973) se regroupent autour de deux modes: le mode principal correspond à des directions N 160 - N 180, et le mode minoritaire à des directions N 10 - N 30; sur la bordure du massif des Ecrins Pelvoux, les deux dykes observés sont N 10 et N 65.

La nette incidence de deux réseaux filoniens de socle, comme ceux nouvellement observés dans la couverture triasique, s'accorde mieux avec un régime de cisaillement qu'avec un mécanisme purement distensif.

La direction NS des fissures d'extension impliquerait un système décrochant soit sénestre et orienté autour de N 50, soit dextre et orienté autour de N 130. Les deux systèmes peuvent même être conjugués, et dans ce cas correspondre à une déformation résultant d'une contrainte NS.

A l'échelle du SE de la France, on connaît de tels décrochements N 50 (failles cévenoles d'âge hercynien) pour lesquels on peut supposer un rejeu au Trias et au Lias. Entre les deux mécanismes possibles, rift intracontinental, ou conséquence de grand décrochement, le choix sera possible lorsque l'on aura reconstitué le puzzle alpin en coordonnant toutes les études en cours, tectoniques, sédimentologiques et pétrologiques.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

- APRAHAMIAN Jean (1968) - Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère). Secteur SW du Pelvoux. Thèse 3ème Cycle, Grenoble.
- APRAHAMIAN Jean (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. Géologie alpine, Tome 50.
- ARRHENIUS (1963) - Pelagic sediments - Thea, Sea., ideas and observations. Ed. M.N. Hill, Interscience Publ., V.3, pp. 655-727.
- AUGUSTITHIS S.S. (1978) - Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam. Oxford. New-York.
- AZAMBRE B., ROSSY M., ELLOY R. (1981) - Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées, données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. Sous Presse. Bull. Soc. Géol. Fr.
- BABKINE S., CONQUERE F., VILMINOT J.C. (1966) - Nodules de péridotites et cumulats d'olivine. Bull. Soc. Franç. Miner. Crist. LXXXIX, pp. 262-268.
- BARON (1981) - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique sédimentaire. Thèse 3ème Cycle, Grenoble.
- BELLAIR P. (1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. Le Haut-massif. Mem. Serv. Carte Géol. Franç. 355 p.
- BIRON E. (1982) - Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech-Maroc) : lithostratigraphie, sédimentologie, tectonique et minéralisations Thèse 3è Cycle, Grenoble.
- BERNOUILLI D., LEMOINE M. (1980) - Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. XXVI International Geological Congress. Paris - Colloque 5.
- BONATTI Enrico (1965) Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. Bull. volcanologique 28, pp 257-269
- BRINDLEY G.W. (1961) - Chlorites minerals in the x ray identification and crystal structures of clay mineral. Chap. 6, 242-296, Editor G. Brown, Min. Society.
- BUCKLEY H.A., BEVAN J.C., BROWN K.M., JOHNSON L.R. (1978) - Glauconite and celadonite : two separate mineral species. Mineralogical magazine. Vol. 42, p. 373-382.
- BUFFET G., AUMAITRE R. (1973) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins Pelvoux : (Alpes françaises occidentales). Thèse 3ème Cycle, Grenoble.

MAISON DES SCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 52  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
TEL. 04 78 25 24 24 - FAX 04 78 25 24 28  
Manufacture of documents

- BUFFET G., AUMAITRE R. (1979) - Implications tectoniques possibles des directions des filons carbonifères et triasiques de la partie Sud et Ouest du massif cristallins des Ecrins Pelvoux. Géologie alpine, t. 55, p. 35-43.
- BUFFET F. (1981) - Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins Pelvoux (Alpes françaises). Thèse d'Etat - Grenoble.
- BUFFET G. (1982) - Compte rendu de l'excursion dans les spilites du Pelvoux. Compte rendu sommaire de la Société Géologique de France (sous-presse)
- CAILLAT C., PARVIZ D., MARTEL JANTIN B. (1978) - Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central. Thèse 3ème Cycle, Grenoble.
- CHAYES F. (1965) - Titania and alumina content of oceanic and circum oceanic basalt. Mineral Mag. GB, 34, n° 268, p. 126-131.
- CHRISTMAN P. (1979) - Etude métallogénique de la mine de Copper-Cliff (Cu-Au), Chibougamau, Comté d'Abitibi-Est, province du Québec, Canada. Thèse 3ème Cycle Grenoble.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y., VUAGNAT M. (1976) - Pumpellyite, Actinotite faciès schists of the Taveyenne, formation near Loèche, Valais, Switzerland. Journ. of Petrology, Vol. 17, n° 4, p. 440-471.
- DEBELMAS (1980) - Feuille Orcières XXXIV - 37 au 1/50 000ème. Ed. B.R.G.M.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN M.A. (1962) - Rock forming minerals. Ed. Longmans.
- DONALDSON C.H. (1976) - An experimental investigation of olivine morphology. Contributions to mineralogy and petrology. Vol. 57, n° 2, p. 187-214.
- EDWARDS A.B. (1938) - Formation of iddingsite. American Mineralogist 23. 277
- EGGLER D.H., MYSEN Q.B. (1976). The role of CO<sub>2</sub> in the genesis of olivine melilite discussion. Contr. Mineral. Petrology, Vol. 55, p. 231-236.
- FREY (1973) - Progressive miednggradige metamorphose glaukoritführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. Contr. Mineral. J. Petrol. 39, 185-218.
- GIDON M. (1980) - Feuille St Bonnet XXXIII - 37 du 1/50 000ème. Ed. BRGM
- GRACIANSKY P.C. (de), LEMOINE M. (1980) - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales du Massif Central français aux ophiolites liguro-piémontaises. Géologie alpine, t. 56, pp. 119-147.
- GIRAULT J. (1966) - Genèse et géochimie de l'apatite et de la calcite dans les roches liées au complexe carbonatitique et hyperalcalin d'Oka (Canada). Bull. Soc. Franç. de Miner.

- GIRAULT J., ADLINE G., BUFFET G. (1982) - Céladonites de dévitrification et de pseudomorphose dans les spilites potassiques triasiques du massif des Ecrins Pelvoux. 9è RAST Paris.
- GIROD M. et al. (1978) - Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural. Doin éditeurs.
- HEY (1954) - Anex review of the chlorites. Min. Mag., Vol. 30, pp. 227-292.
- HONNOREZ (1972) - La palagonitization : l'altération sous-marine du verre volcanique basique de Palagonia (Sicile). Publ. Vulkanistut Immanuel Friedlaender 9 131 - Birkhäuser - Verlag-Basel.
- LE FORT P. (1971) - Géologie du Haut Dauphiné. Thèse Nancy. Centre Doc. CNRS n° AO 5301.
- MAC DONALD G.A. (1972) - Volcanoes - Editeurs Prontice -Hall.
- MANTIENNE (1974) - La minéralisation thallifère de Jas Roux (Hautes Alpes). Thèse Université de Paris (mention sciences).
- MARSHALL R.R. (1961) - Dévitrification of natural glass. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, n° 10, p. 1493-1520.
- MATCHASKY (1953) - Spezielle Mineralogie auf geochemister grund lage. Springer Vienna 378 pp.
- MICHEL R., TANE J.L. (1960) - Découverte de laves en coussins (pillow lavas) dans le Trias de la zone dauphinoise, Pelvoux. CRAS t. 250, p. 272-275.
- MICHEL R., VERNET J. (1956) - Une cheminée volcanique triasico liasique en Dauphiné : l'Aiguille fourchée (secteur Sud du Pelvoux).
- MICHEL R., MORET L., TANE J.L. (1960) - Sur la présence de spilites potassiques dans la couverture triasique du massif du Pelvoux (Alpes dauphinoises). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 251, pp. 184-187.
- ODIN G.S. (1975) - Les glauconies : constitution, formation, âge. Thèse de Doctorat d'Etat ès-sciences naturelles. Université P. et M. Curie, Paris. Ref CNRS AO 10 611.
- ODIN G., MATTER A. (1981) - De glauconium origine. Sedimentology 28, 611-641.
- PEARCE J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalts. Journ. Petrology, vol. 17, part 1, pp. 15-43.
- PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science letters. 19
- PILOT J. (1974) - Les isotopes en géologie : méthodes et applications. Edit. Doin
- PINEAU F. (1977) - La chimie isotopique du carbone profond. Thèse de Doctorat ès-Sciences physiques. Paris VII.

- PINEAU F., JAVOY M., BEHAR F. et TOURET J. (1981) - La géochimie isotopique du faciès granulite du Bamble (Norvège) et l'origine des fluides carbonés dans la croûte profonde. Bull. de Mineral., vol 104.
- ✱ PINEAU F., JAVOY M. (1982) - Le dégazage du carbone mantélique et le recyclage des sédiments. 9è RAST, Paris.
- PRINZ M. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks : trace elements. in Basalts 1967. Ed. Interscience publishers.
- ROSLER H.J., PILOT J., HARZER D., KRUGER P. (1968) - Isotopengeochemische Untersuchungen (O,S,S) an Salinar und Sapropelsedimenten Mitteleuropas. Report of the XXIII th. Internat. Geological Congress, 6, 89-100.
- ROUBAULT M. (1963) - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Poinat.
- SHIROZU H. (1958) - W ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note on their interference doors. Min. Journ. 2, p. 209-223.
- STANIK E. (1970) - Relationship between the chimism of olivine and the chimism of parent volcanic rocks. Acta. Univ. Carol. Géol. (3)
- TANE J.L. (1963) - La genèse des lamprophyres et des laves spilitiques dans le massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné). CRAS T 256, n° 11, p. 2451-2452.
- TANE J.L., MICHEL R., MORET L. (1960) - Sur la présence de spilites potassiques dans la couverture triasique du massif du Melvoux (Alpes dauphinoises). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 251, pp. 184-187.
- TANE J.L., VATIN-PERIGNON N. (1969) - Les coulées spilitiques du Pic Vert (Massif de l'Oisans). Bull. Soc. Geol. de France (7), XI, pp. 102-105.
- TAYLOR J.R., HUGH P., FRECHEN J., DEGENS T., EGON (1967) - Oxygen and carbon isotope studies of carbonates from Laacher See District, west germany and the Alnö District, Sweeden. Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol:31, 407 pp. to 430.
- TERMIER P. (1966) - Sur la tectonique du massif du Pelvoux. BSGF 24, Série 2, p. 734.
- VATIN-PERIGNON N., JUTEAU Th., LEFORT P. (1972) - Les filons du massif de Pelvoux (Alpes occidentales françaises). TLG. GRENOBLE T 48, p 207-227
- VERNET J. (1965) - Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes au Sud des Alpes occidentales. Thèse 3è Cycle.
- VIALON P., PECHER A. (1974) - Metamorphismes, clivages schisteux, spilites et dérives dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut Dauphiné et de leur couverture. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVI, n° 3, p. 266-268.
- VINOT J.C. (1962) - Les nodules de péridotite dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). Thèse 3ème cycle. Faculté des Sciences de Paris.
- VILHEM S (1977) - Etude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique (héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microtextures). Thèse d'Etat. VI.

- ✱ WYLLIE P.J. et HUANG W.L. (1976) - High CO<sub>2</sub> solubility in mantle magmas. Geology pp. 24-26.
- WISE W.S., EUGSTER H.D. (1964) - Celadonite, synthesis, thermal stability and occurrence. Am. Mineralogist 49, 1031-1083.
- YAGI K. (1969) - Petrology of the alkalic dolerites of the nemuro Peninsula Japan. The geological Society of America memoir, 115

## TABLE DES MATIERES

## AVANT- PROPOS

## INTRODUCTION

A. LOCALISATION DE L'ÉTUDE .....	3
B. TRAVAUX ANTÉRIEURS .....	3
C. ORIENTATION DE CETTE ÉTUDE .....	5

### CHAPITRE I - CONTEXTE ET CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES SPILITES POTASSIQUES DU MASSIF DES ECRINS PELVOUX .....

A. MILIEU SÉDIMENTAIRE DE MISE EN PLACE DES LAVES .....	7
B. LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES .....	9

### CHAPITRE II - DESCRIPTION DES GISEMENTS ET DE LEUR VARIATION.....

A. ASPECTS DE TERRAIN .....	12
-----------------------------	----

1. LOCALISATION DES COUPES SELECTIONNEES .....	12
2. LEGENDE DES LOG STRATIGRAPHIQUES .....	12
3. DESCRIPTION DES GISEMENTS .....	13
a) Le col du Rochail .....	13
b) La Malsanne .....	17
c) La Vivolle .....	19
d) La source du Tourat .....	19
e) Combe Guyon.....	24
f) La lac Gary.....	24
g) Le Vet NW.....	29
h) Les Lavey, Combe Bonne, les Ravins Robert .....	34
g) Le Thunou .....	34
4. DESCRIPTION ET LOCALISATION DES FILONS .....	43

B. MILIEU DE DÉPÔT ET CORRÉLATION.....	45
----------------------------------------	----

1. RECONSTITUTION DU MILIEU DE DEPOT.....	45
2. ESSAI DE CORRELATION DES DIFFERENTS GISEMENTS .....	46
3. ELEMENTS DE TECTONIQUE TRIASIQUE .....	47

### CHAPITRE III - PETROLOGIE DU VOLCANISME .....

A. MÉTHODES UTILISÉES .....	50
B. LES COULÉES .....	50

1. LES MINÉRAUX RELIQUES FERROMAGNESIENS DE LA MESOSTASE .....	50
a) Les lacunes de cristallisation.....	53
b) Les générations d'olivine .....	56
c) Traces de déformations précoces dans certaines reliques d'olivine .....	56
d) Les minéraux d'altération de l'olivine observés dans les reliques .....	58
Les oxydes de fer .....	56
Les chlorites et les serpentines.....	60
Les micas .....	62
Autres minéraux d'altération .....	65

e) Les inclusions de l'olivine .....	65
Les spinelles .....	65
Le sphène .....	6
2. LES FELDSPATHS .....	65
3. LA MESOSTASE .....	71
4. VARIOLES A MINERAUX DE B.T.....	72
5. HETEROGENEITE AU SEIN D'UN MEME ECHANTILLON .....	72
6. CONCLUSIONS SUR LA MINERALOGIE ET LA PETROGRAPHIE DES COULEES..	74
<b>CHAPITRE IV - GEOCHIMIE .....</b>	<b>76</b>
A. COMPOSITIONS CHIMIQUES DES COULÉES : LES FACIÈS HYPERPOTASSIQUES .....	76
B. COMPOSITIONS CHIMIQUES DE LA LAVE DANS LES PROJEC- TIONS .....	84
C. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DES CARBONATES .....	87
1. LES ECHANTILLONS .....	87
a) Carbonates de filons .....	87
b) Carbonates sédimentaires .....	90
c) Carbonates inclus dans la lave .....	90
d) Conclusion .....	91
<b>CONCLUSION</b>	
I. RAPPEL DES RESULTATS DE L'ETUDE DANS LE CONTEXTE VOLCANOTECTONIQUE DU PASSAGE DU TRIAS AU LIAS .....	93
A. CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET VOLCANIQUE.....	93
a) Milieu de sédimentation au Trias et au Lias .....	93
b) Le volcanisme.....	93
Coulées et projections .....	93
c) Alimentation du volcanisme .....	94
B. PÉTROGRAPHIE .....	94
a) Minéraux de basse température .....	94
b) Minéraux ferromagnésiens .....	95
Reliques d'olivines .....	95
Absence de pyroxène .....	95
C. GÉOCHIMIE .....	95
a) Caractère hyperpotassique des laves .....	95
b) Variations chimiques au sein des coulées .....	96
c) Origine du carbonate et mécanisme possible de spi- litisation .....	96
II. CONTROLE STRUCTURAL DU VOLCANISME.....	97
BIBLIOGRAPHIE .....	100
TABLE DES MATIERES .....	105
ANNEXES .....	107

## ANNEXES

	POURCENTAGE PONDERAL					
	A 146.79 7"	A 146.79 10"	A 146.79 11"	A 146.79 12"	A 146.79 15"	A 146.79 17"
SiO <sub>2</sub>	25,93	26,67	27,24	28,86	24,89	27,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,22	17,67	18,35	18,59	16,67	19,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		33,57	34,65	31,50	32,06	30,59
MnO	0,07	0,14	0,08	0,09	0,06	0,08
MgO	3,14	8,09	8,9	7,47	7,56	7,29
CaO	0,15	0,17	0,18	0,22	0,17	0,33
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,10	0,51	0,07	0,94	0,29	0,96
TiO <sub>2</sub>	0,01	2,84	1,28	0,68	2,07	0,57
Total	99,28	101,19	102,23	99,73	94,25	98,39

	PROPORTIONS IONIQUES O = 28					
	A 146.79 7"	A 146.79 10"	A 146.79 11"	A 146.79 12"	A 146.79 15"	A 146.79 17"
Si	5,74	5,74	5,8	6,2	5,75	6,07
Al	4,49	4,48	4,60	4,70	4,55	4,98
F <sub>2</sub> <sup>2+</sup>	6,54	6,04	6,16	5,66	6,21	5,57
Mn	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	2,69	2,6	2,82	2,39	2,61	2,37
	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,08
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	0,03	0,14	0,02	0,26	0,09	0,27
	0,22	0,46	0,21	0,11	0,30	0,03

TABLEAU 2 : ANALYSES A LA MICROSONDE DES CHLORITES DE PSEUDOMORPHOSE  
DU PERIDOTS DANS LES PROJECTIONS DU VET  
Microsonde Camebax Fontainebleau. Analyses J.P. FROT

	POURCENTAGE PONDERAL				
	A 58.78 23 <sup>1</sup>	A 283.80 1 <sup>1</sup>	A 283.80 2 <sup>1</sup>	A 283.80 3 <sup>1</sup>	A 283.80 23
SiO <sub>2</sub>	41,61	34,86	39,60	30,42	30,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,03	17,12	15,78	16,61	17,32
FeO	13,32	19,60	16,93	20,96	20,83
MnO	0,01	0,11	0,08	0,02	0,00
MgO	10,59	14,74	12,51	18,27	17,02
CaO	0,38	0,16	0,23	0,25	0,44
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,09	0,02	0,07	0,01
K <sub>2</sub> O	2,84	2,24	3,51	0,33	0,55
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,00	0,08	0,02	0,05
Total	88,90	88,92	88,74	86,95	87,11

	PROPORTIONS IONIQUES O = 28				
	A 58.78 23 <sup>1</sup>	A 283.80 1 <sup>1</sup>	A 283.80 2 <sup>1</sup>	A 283.80 3 <sup>1</sup>	A 275.80 23
Si	7,875	6,966	7,776	6,283	6,364
Al <sub>4</sub>	0,125	1,034	0,224	1,717	1,636
Al <sub>3</sub>	4,342	2,997	3,428	2,327	2,563
Fe <sub>2</sub>	2,108	3,275	2,780	3,621	3,583
Mn	0,002	0,019	0,013	0,004	0,000
Mg	2,987	4,39	3,661	5,625	5,218
Ca	0,077	0,034	0,048	0,055	0,097
Na	0,007	0,035	0,008	0,028	0,004
K	0,686	0,571	0,879	0,087	0,144
Ti	0,014	0,000	0,012	0,003	0,000
Totale	18,223	19,321	18,829	19,75	

A 58.79 = sources du Tourrat  
A 283.80 = Tac Gary

A 275.80 = Le Rochat<sup>1</sup>

TABLEAU 1 : ANALYSES A LA MICROSONDE DES CHLORITES DE PSEUDOMORPHOSES DES PERIDOTS DANS LES COULEES

Microsonde. Nancy. Analyste D. ONNENSTETTER ( 26.01.81 )

% POIDS

A 241 - La Malsanne  
 A 85.79 - Source du Tourat  
 A 286b80 - Le Vet  
 A 146.79 - Le Vet  
 A 305.80 - La Lavey N

	A241.80 N11"	A241.80 N11"	A58.79 N26"	A58.79 N27"	A58.79 N28"	A286b80 N5"	A146.79 N14"	A305.80 F19"	A305.80 F20"	A305.80 F22"	A305.80 F23"	A305.80 F24"	A305.80 F24"
SiO <sub>2</sub>	38,11	41,48	39,26	41,67	44,01	40,23	46,10	50,63	50,59	21,11	51,06	51,99	51,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,92	21,17	23,13	23,7	20,35	21,72	23,17	21,45	19,63	20,78	19,44	21,33	20,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,17	15,18	15,52	12,33	10,91	20,40	10,48	5,42	6,18	5,88	6,63	6,46	5,96
MnO	0	0,11		0,49	0,00	0,05	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	10,79	10,49	12,55	9,08	9,09	5,14	3,72	3,72	4,17	4,15	4,29	4,25	5,27
CaO	0,39	0,18	0,32	0,22	0,32	0,12	0,295	0,029	0,27	0,30	0,35	0,28	0,26
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,05	0,14	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,03	0,01	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	3,07	3,72	3,23	5,18	5,32	4,32	7,427	8,69	8,91	8,93	9,16	7,43	9,06
TiO <sub>2</sub>	0	0	0,14	0,09	0,08	0,18	0,168	0,05	0,06	0,05	0,06	0,09	0,13
Total	90,46	92,33	91,20	89,90	90,08	92,19	91,585	94,63	94,18	95,68	95,42	90,26	96,61

PROPORTIONS IONIQUES O = 22

	5,78	6,03	5,82	6,19	6,43	6,03	6,63	7,17	7,25	7,19	7,25	7,21	7,16
Si	5,78	6,03	5,82	6,19	6,43	6,03	6,63	7,17	7,25	7,19	7,25	7,21	7,16
Al	3,56	3,63	3,52	3,63	3,51	3,84	3,93	3,58	3,32	3,45	3,25	3,48	3,34
Fe <sup>2+</sup>	2,30	1,85	1,92	1,53	1,33	2,56	1,26	0,64	0,74	0,69	0,79	0,75	0,70
Mn	0	0,01	0	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,44	2,27	2,77	2,01	1,98	1,15	0,8	0,79	0,89	0,87	0,91	0,88	1,1
Ca	0,06	0,03	0,05	0,04	0,05	0,02	0,05	0,04	0,41	0,46	0,54	0,04	0,04
Na	0	0	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,59	0,69	0,61	0,98	0,99	0,83	1,36	1,57	1,63	1,60	1,66	1,31	1,61
Ti	0	0	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

TABLEAU 3 : ANALYSES A LA MICROSONDE DES MICAS DE PSEUDOMORPHOSE DES PERIDOTS

N Microsonde Nancy ; Analyste : D. ONNENSTETTER (26.01.81) - F Microsonde Camebax Fontainebleau - Analyste J.P. FROT

	% POIDS		PROPORTIONS IONIQUES O = 22	
	A 58.79 22'	A 58.79 25'	A 58.79 22'	A 58.79 25'
SiO <sub>2</sub>	57,22	56,69	8,01	8,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,29	6,71	1,31	1,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,43	12,93	1,69	1,54
MnO	0,07	0,00	0,01	0,00
MgO	7,72	8,81	1,61	1,87
CaO	0,06	0,10	0,01	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,13	0,00	0,04
Fe <sub>2</sub> O	6,62	8,30	1,18	1,51
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,00	0,00
Total	94,41	93,69		

TABLEAU 4 : ANALYSES A LA MICROSONDE DE CELADONITE DE LA MESOSTASE

Microsonde Camebax - Fontainebleau - Analyse J.P. Frot  
A 58.79 - Sources du Tourat

	% POIDS	
	A 146.80	A 148.80
SiO <sub>2</sub>	1,667	0,434
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,069	0,328
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,32	7,257
MnO	0,676	0,149
MgO	0,493	0,192
CaO	0,033	0,009
Na <sub>2</sub> O	0,014	0,007
K <sub>2</sub> O	0,255	0,085
NiO <sub>2</sub>	58,154	11,488
NiO	0,002	0,004
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,018	0,006
Total	96,41	

TABLEAU 5 : ANALYSES A LA MICROSONDE D'UN MINERAL OPAQUE DE LA MESOSTASE (ILMENITE)  
A146.80-La Malsanne - Microsonde Camebax  
Fontainebleau-Analyste J.P. FROT

	% POIDS	
	A 241.80	A 241.80
SiO <sub>2</sub>	0,41	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,57	28,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,92	28,62
MnO	0,07	0,19
MgO	10,12	10,66
CaO	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,05
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	2,87	2,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	27,67	28,62
Total	00,94	99,45

TABLEAU 6 : ANALYSE A LA MICROSONDE DE SPINELLE CHROMIFERE DANS DES RELIQUES DE PERIDOT -A 241.80 - La Malsanne Microsonde  
Nancy-Analyste D. ONNENSTETTER (26.01.81)

	A 275.80 14	A 275.80 15	A 275.80 6'	A 275.80 7'	A 275.80 8'	A 275.80 9'	A 241.80 10'	A 58.79 20'	A 58.79 21'	A 58.79 33'
SiO <sub>2</sub>	28,67	30,07	29,61	27,85	31,72	27,5	30,26	37,7	30,88	30,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,8	17,26	18,42	16,23	17,3	17,59	15,8	15,06	16,14	15,60
FeO	22,58	20,96	17,44	22,44	19,15	23,1	23,66	18,54	21,43	21,64
MnO	0,07	0,13	0,0	0,14	0,0	0,07	0,25	0,09	0,0	0,18
MgO	17,76	17,73	21,34	17,58	16,28	16,87	16,34	15,38	17,50	16,92
CaO	0,04	0,23	0,07	0,06	0,24	0,13	0,31	0,3	0,35	0,73
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,01	0,03	0,0	0,03	0,11	0,00	0,07	0,05
K <sub>2</sub> O	0,01	0,23	0,03	0,00	1,0	0,2	0,16	2,47	0,38	0,51
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,05	0,02	0,0	0,05	0,0	0,0	0,0	0,02
Total	85,93	86,61	86,97	84,35	85,69	85,54	86,89	89,54	86,75	85,85
Si	6,058	6,232	5,992	6,017	6,569	5,878	6,354	7,412	6,405	6,375
Al <sub>4</sub>	1,942	1,768	2,008	1,983	1,431	2,121	1,646	0,588	12,595	1,625
Al <sub>3</sub>	2,242	2,447	2,386	2,149	2,792	2,31	2,264	2,901	2,351	2,257
Fe	3,99	3,633	2,952	4,054	3,317	4,129	4,155	3,048	3,718	3,82
Mn	0,013	0,023	0,0	0,026	0,0	0,013	0,45	0,015	0,0	0,032
Mg	5,594	5,477	6,437	5,661	5,025	5,375	5,114	4,507	5,411	5,324
Ca	0,009	0,051	0,015	0,014	0,053	0,03	0,07	0,063	0,068	0,165
Na	0,0	0,0	0,004	0,013	0,0	0,012	0,045	0,0	0,028	0,02
K	0,003	0,061	0,008	0,0	0,264	0,055	0,043	0,019	0,101	0,137
Ti	0,0	0,0	0,008	0,003	0,0	0,008	0,0	0,0	0,0	0,003

TABLEAU 8 - ANALYSES DES CHLORITES DE REMPLISSAGE DE BULLE (Microsonde)  
N = Analyse Nancy, D. ONNENSTETTER (1980) - F = Analyses Fontainebleau, M.C. FORETTE (1981)

	A 275.80 14	A 275.80 15	A 275.80 6'	A 275.80 7'	A 275.80 8'	A 275.80 9'	A 241.80 10'	A 58.79 20'	A 58.79 21'	A 58.79 33'
SiO <sub>2</sub>	63,71	65,65	63,85	65,06	65,3	65,46	65,01	64,14	61,04	62,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,16	18,57	18,14	18,74	18,45	17,97	18,50	18,59	17,99	18,05
FeO	0,42	0,19	0,16	0,01	0,09	0,00	0,02	0,0	0,7	0,05
MnO	0,09	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,06	0,08	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,27	0,22	3,62	0,14	0,15	0,16	0,17	0,96	0,03
K <sub>2</sub> O	14	13,44	13,88	12,30	15,58	15,15	15,77	15,93	15,74	16,23
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,04	0,0	0,08	0,05	0,05	0,02
Total	96,66	99,33	96,27	99,73	99,6	98,71	99,54	98,88	96,78	97,46
Si	12,05	12,11	12,09	11,92	12,05	12,15	12,02	11,96	2,94	2,99
Al	4,05	4,04	4,05	4,05	4,01	3,93	4,03	4,09	1,02	1,01
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,03	0,03	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,03	0,01
Mn	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	0,02	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0
Na	0,08	0,1	0,08	1,29	0,05	0,05	0,06	0,06	0,02	0,02
K	3,38	3,16	3,35	2,88	3,67	3,59	3,72	3,79	0,97	0,98
K	0,0	0,01	0,0	0,0	0,01	0,0	0,01	0,01	0,0	0,0
Ti										
Or	97,77	97,04	97,65	69,09	98,65	98,52	98,48	98,40	93,55	98,23
Ab	2,33	2,96	2,35	30,91	1,35	1,48	1,52	1,6	1,67	1,6
An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,78	0,17

TABLEAU 7 : ANALYSES A LA MICROSONDE DES FELDSPATHS

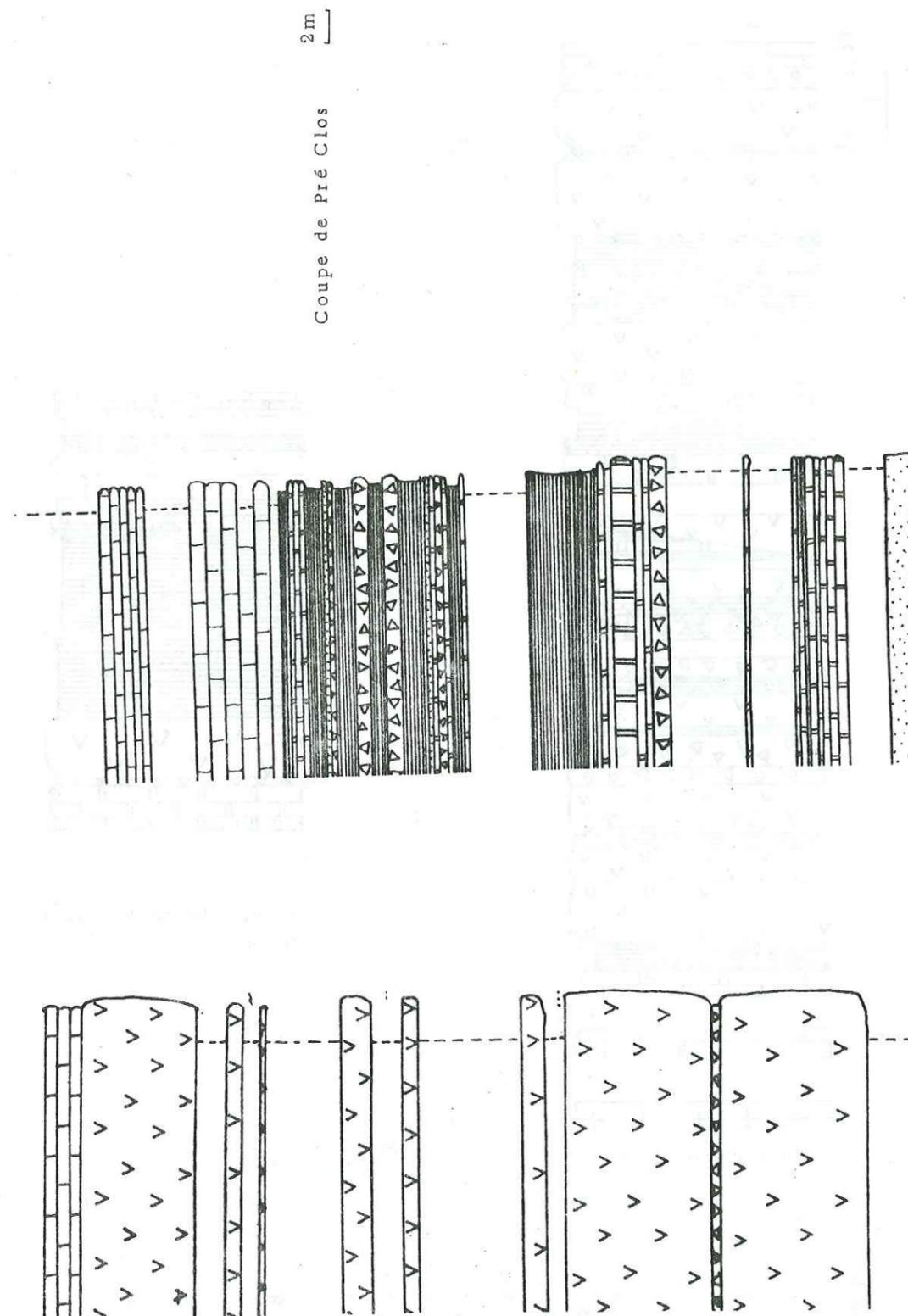
N° Echantillon	13C	18O
PAL 711	- 0,24	- 2,85
Thu 5	- 4,18	- 2,28
JAR	- 10,87	- 16,23
PER 1	- 7,62	- 18,65
PER 2	- 6,92	- 18,17
MK2	- 8,93	- 10,37
MK3	- 11,40	- 8,77
MK3b	- 11,73	- 9,34
Po 51 a	- 6,79	- 18,12
Cb <sub>2</sub> Kab	- 7,30	- 4,78
CARB1	- 9,09	- 10,37
278	- 7,51	- 9,79
291	- 11,10	- 15,2
296	- 8,87	- 4,67
327 a	- 8,64	- 3,74
327 b	- 9,76	- 7,18
327 c	-11,46	-9,65

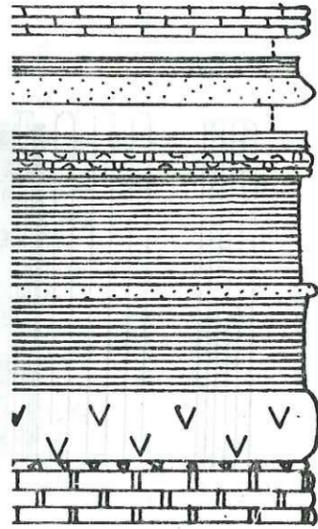
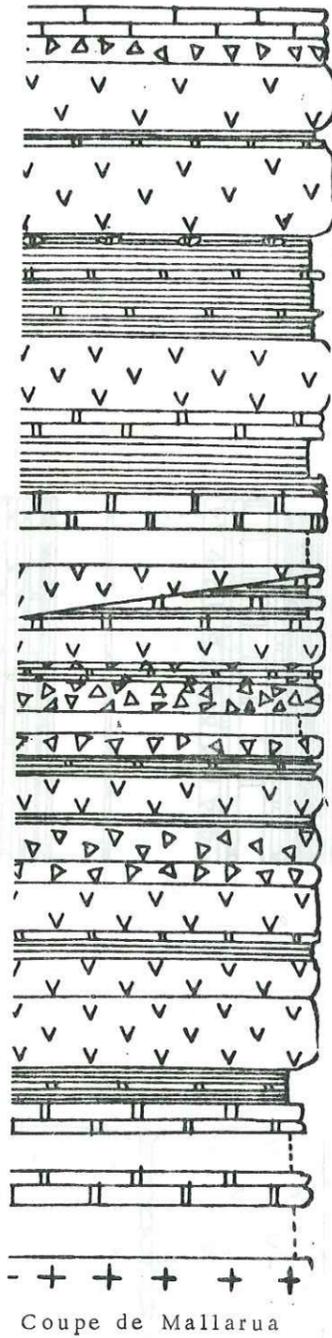
TABLEAU 9 : VARIATIONS NATURELLES DU  $^{13}\text{C}$  et  $^{18}\text{O}$  par rapport au PDB dans les carbonates des varioles des coulées (v), des filons intrusifs (f), des sédiments triasiques (t)

Analyses, R. Letolle, Univers. Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géologie dynamique.

A 260 Le Rochail  
 A 278 Le lac Gary  
 A 291 La Lavey Nord  
 A 296 La Lavey Nord  
 Cb2kab Combe Bonne  
 Carb 1 LA Malsanne

MK2 Eboulis La Malsanne  
 MK3a Eboulis La Malsanne  
 MK3b Eboulis La Malsanne  
 A 327a Le Thunou  
 A 327b Le Thunou  
 A 327c Le Thunou





	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
A 145 79	24,49	17,25	37,78	0,07	8,10	0,89	0,00	0,45	2,21	0,75	7,39	99,38
A 148 79	23,94	16,99	39,06	0,06	7,99	0,65	0,00	0,00	1,65	0,48	7,48	98,32
A 148 T 79	26,52	17,00	37,20	0,06	7,39	0,12	0,00	0,69	1,87	0,12	7,65	98,62
PROJECTIONS DU VET												
A 241 81	44,87	15,88	13,15	0,09	7,14	3,49	1,77	4,02	2,45	0,39	5,77	100,94
A 242 41	45,58	17,28	13,11	0,07	7,81	1,3	1,37	4,75	2,59	0,41	5,97	100,23
A 243 81	44,94	16,34	13,34	0,06	7,15	2,08	1,03	6,15	2,5	0,41	6,31	100,34
A 244 81	44,39	14,86	11,09	0,16	3,01	7,56	1,92	6,40	2,28	0,46	8,33	100,46
A 245 81	46,35	16,96	12,29	0,07	8,39	1,63	2,45	4,60	2,32	0,34	5,91	100,34
A 246 81	48,24	14,76	14,73	0,12	7,14	4,29	1,77	4,45	2,05	0,39	7,6	100,53
A 247 81	37,54	16,53	30,00	0,06	5,04	0,43	0,0	3,12	2,31	0,25	5,31	100,80
A 248a 81	46,21	15,15	12,43	0,12	7,05	4,12	2,70	3,77	2,11	0,37	6,96	100,99
A 248b 81	45,10	12,75	11,64	0,23	4,43	9,04	2,11	3,82	1,8	0,30	9,74	100,94
A 252 81	43,85	17,08	10,52	0,09	8,50	4,07	3,70	1,82	2,05	0,32	8,71	100,71
A 255 81	45,77	17,68	14,35	0,03	6,83	0,78	0,25	6,94	1,77	0,20	5,85	100,46
COULEES DE LA MALSANNE												
A 233 81	49,70	17,03	10,50	0,019	5,81	0,91	0,00	8,10	2,17	0,0336	5,505	100,65
DYKE DE LA MALSANNE												
DYKE DU NEYRAREL												
A 348 81	54,15	9,89	8,55	0,15	3,06	7,73	0,00	4,82	1,37	0,24	9,39	99,35

Tableau 10 : Analyses chimiques des laves de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux.

N <sup>os</sup>	Q	or	An	Ab	Nep	Lc	Cor	wol	Dip	He	Ens	Fer	For	Fay	Hem	II	Per	Ru	Ap	H <sub>2</sub> O	Total
A 145	10,90	2165	-047			16,93				2017				37,78	0,14		2,13	1,77	7,39	99,42	
A 148	11,94		0,19			16,91				15,89				32,06	0,12		1,58	1,13	7,48	98,34	
A 148T	12,94	4,07	-0,18			16,32				18,40				57,20	0,20		1,80	0,28	7,65	98,62	
A 241	2,16	23,75	14,76	44,97		2,20				17,78				13,15	0,19		2,34	0,92	7,69	100,90	
A 242	6,16	28,06	3,77	11,59		8,50				19,45				13,11	0,14		2,51	0,97	5,97	100,26	
A 243	1,45	36,34	7,64	8,71		5,18				17,80				13,34	0,12		2,13	0,94	6,31	100,33	
A 244		37,81	13,02	3,10	7,11		0,29	16,17						11,09	0,34	3,57		1,08	8,33	101,96	
A 245		27,18	5,93	20,73		5,77				15,01			1,31	12,25	0,14		2,24	0,78	5,90	101,31	
A 246		26,25	18,73	14,97		0,16				8,35			6,60	14,73	0,25		1,91	0,92	7,60	100,56	
A 247	17,87		18,13	0,50		12,96				12,55				30,20	0,12		2,24	0,59	5,31	100,60	
A 248a		22,27	18,02	22,84		0,02				10,15			5,18	12,43	0,15		1,57	0,87	6,96	101,01	
A 248b		22,77	14,03	16,75	0,59		22,15						0,43	11,64	0,49	2,62		0,71	9,74	100,06	
A 252	10,75	18,10	3,30			2,38				4,04			12,00	10,52	0,19		1,94	0,75	8,71	100,72	
A 255	6,46	41,01	25,6	2,11		8,81				17,01				14,35	0,06		1,73	0,47	5,75	100,46	

Tableau 10 : Normes des échantillons de laves du Vet, de la Malsanne et de Neyranel (suite) de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux

## RESUME

Le volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins Pelvoux est très ponctuel et se met en place dans un environnement marin intense sous forme de coulées et de pyroclastites; l'activité volcanique se poursuit jusqu'à l'Helvétien inférieur en milieu marin plus profond.

Les pipes et les dykes d'alimentation N 10 et N 65 ont été observés dans des secteurs recoupant les sédiments. L'absence de déformation aux épontes des dykes témoigne de l'ascension rapide d'un magma fluide dans des fissures largement ouvertes.

Ce volcanisme typiquement alcalin présente un caractère hyperpotassique franc et sa spilitisation est marquée par les minéraux habituels de la paragenèse basse température. Les seuls minéraux ferromagnésiens-reliques sont des olivines, qui par leurs déformations internes et leurs inclusions de spinelles chromifères laissent supposer une origine à partir d'un magma issu de foyers de fusion partielle sous-jacents au niveau de la zone péridotitique.

On note en revanche l'absence de reliques de oxènes; celle-ci pourrait être attribuée à une fusion congruente ou à tout autre déséquilibre dans les conditions physicochimiques du magma.

Le caractère hyperpotassique de ce volcanisme est assez voisin de celui des laves shoshonitiques, mais il n'en a pas la même signification: il est à rattacher à un mécanisme de contamination lors de la traversée d'une épaisse croûte sialique, et en aucun cas à un mécanisme de subduction.

Des variations irrégulières du chimisme sont observables à l'intérieur des coulées; elles évoquent la vidange progressive, mais en un seul épisode d'un réservoir magmatique profond.

Les dosages isotopiques réalisés sur des carbonates des sédiments, sur ceux inclus dans les coulées contaminées par les sédiments, et sur les carbonates disséminés dans des filons intrusifs, permettent d'observer deux lignées évolutives convergentes depuis des pôles totalement opposés. On peut émettre par conséquent l'hypothèse de deux types de carbone d'origine différente dont l'une serait d'origine mantélique; ce qui n'exclut pas une mobilisation hydrothermale postérieure.

En conclusion, ce volcanisme est géodynamiquement à relier.

- soit à la période de pré-rifting précédant l'ouverture de la future Téthys;
- soit à des fissures d'extension résultant d'un système de décrochement dans une compression Nord-Sud, liée à un rejeu de fractures hercyniennes.

Mots clés: Basaltes alcalins hyperpotassiques. Spilitites. Volcanologie. Dosages isotopiques  $\delta^{13}C$ . Trias. Pré-Rifting. Téthys. Ecrins-Pelvoux. Massifs de filons externes. Alpes françaises.