

classe de BESSON J.C.

Inw: 158-76

N° d'ordre : 543

Pierre LAPADU-HARGUES

THESE

présentée le 20 janvier 1978
à l'U.E.R. de Sciences Exactes et Naturelles
de l'Université de Clermont II

pour obtenir
le grade de Docteur de Spécialité
(mention Pétrographie)

par
Jean-Claude BESSON
Maître ès Sciences



LES FORMATIONS VOLCANIQUES
DU VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DU MONT-DORE
(MASSIF CENTRAL FRANCAIS)

(Feuille 1/25 000 Veyre-Monton n° 5 - 6)

Membres du Jury :



M. P.M. VINCENT	Président
M. A. de GOËR de HERVE	Rapporteur
M. J.M. PETERLONGO	) Examineurs
M. G. KIEFFER	
M. R. BROUSSE	Invité

N° d'ordre : 543

A Monsieur le Professeur P. Lapadu Harque
mes respectueux hommages

6 effreuer

T H E S E

présentée le 20 janvier 1978
à l'U.E.R. de Sciences Exactes et Naturelles
de l'Université de Clermont II

pour obtenir
le grade de Docteur de Spécialité
(mention Pétrographie)

par
Jean-Claude BESSON
Maître ès Sciences



LES FORMATIONS VOLCANIQUES
DU VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DU MONT-DORE
(MASSIF CENTRAL FRANCAIS)

(Feuille 1/25 000 Veyre-Monton n° 5 - 6)

Membres du Jury :

M. P.M. VINCENT	Président
M. A. de GOËR de HERVE	Rapporteur
M. J.M. PETERLONGO	) Examineurs
M. G. KIEFFER	
M. R. BROUSSE	Invité

S O M M A I R E

	<u>Pages</u>
AVANT-PROPOS	
RÉSUMÉ	
INTRODUCTION	5
- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GEOLOGIQUE	
- RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS	
CHAPITRE I - LE SUBSTRATUM ANTEVOLCANIQUE	11
I - LE SOCLE CRISTALLIN	11
A - LES FACIES METAMORPHIQUES	11
1/ LES ANATEXITES A CORDIERITE	11
2/ LES LEPTYNITES	11
3/ LES QUARTZITES	12
4/ LES MYLONITES	12
B - LES GRANITES	13
1/ LE GRANITE DU CHAMBON	13
2/ LE GRANITE DE SAINT-NECTAIRE - OLLQIX	14
C - TECTONIQUE ET MINERALISATIONS	14
II - LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES	15
LES FORMATIONS VOLCANIQUES - PRESENTATION	17
CHAPITRE II - LES PYROCLASTIQUES PONCEUSES	19
I - PRESENTATION	19
II - NOMENCLATURE	20
III - LES PONCES RHYOLITIQUES (TYPE SAILLES)	24
A - AFFLEUREMENT TYPE	24
B - EXTENSION DES PONCES RHYOLITIQUES	27
C - MODE DE MISE EN PLACE	30
D - PETROGRAPHIE	31
1/ MATERIEL PONCEUX "TOTAL"	31
a - Les minéraux	
b - La matrice	
2/ LES PONCES	32
E - ETUDE MINERALOGIQUE	34
1/ LE QUARTZ	34
2/ FELDSPATHS	38
a - nomenclature	
b - composition chimique	
3/ PYROXENES	40
4/ BIOTITE	41
5/ AMPHIBOLE	41
6/ MINERAUX ACCESSOIRES	42
7/ VERRE	42

F - ETUDE CHIMIQUE	43
G - AGE	48
IV - LES PONCES TRACHYTIQUES	49
A - AFFLEUREMENT TYPE	50
B - EXTENSION DES TUFES PONCEUX TRACHYTIQUES	50
C - PETROGRAPHIE	53
1/ MATERIEL PONCEUX TOTAL	53
a - Les minéraux	
b - La matrice	
2/ LES PONCES	54
D - ETUDE MINERALOGIQUE	56
1/ LES FELDSPATHS	56
2/ CLINOPYROXENE	58
3/ BIOTITE	60
E - ETUDE CHIMIQUE	60
F - AGE DES PONCES TRACHYTIQUES	65
G - ORIGINE DES PONCES TRACHYTIQUES	68
H - COMPARAISON ENTRE LES PONCES RHYOLITIQUES (SAILLES) ET LES PONCES TRACHYTIQUES (NESCERS)	69
V - AUTRES FORMATIONS PONCEUSES	70
A - LES TUFES PONCEUX INDURES DE FARGES	70
1/ GISEMENT	70
2/ PETROGRAPHIE	72
3/ INTERPRETATION	74
B - LES PONCES SOUS-BASALTIQUES DE FARGES	75
1/ GISEMENT	75
2/ POSITION STRATIGRAPHIQUE	75
3/ PETROGRAPHIE	75
CHAPITRE III - LES DÉPOTS DE COULÉES BOUEUSES (LAHARS, MUD-FLOWS)	77
I - PRESENTATION	77
II - DEFINITION	77
III - AFFLEUREMENTS TYPES	79
1/ CARRIERE DE SAILLES	79
2/ FONTENILLES	79
IV - EXTENSION ET ORIGINE DES COULEES BOUEUSES	80
V - LES DIFFERENTES GENERATIONS DE COULEES BOUEUSES	82
VI - LES LAHARS DU BASSIN DES COUZES	85
VII - AGE DES LAHARS	89
A - LAHARS "ANCIENS"	89
B - LAHAR DE TYPE FONTENILLES	92

VIII - APPORTS VOLCANOLOGIQUES ET CHRONOLOGIQUES DES LAHARS . . .	92
A - LAHARS "ANCIENS"	92
B - LAHAR DE TYPE FONTENILLES	93
CHAPITRE IV - LES BASALTES	95
INTRODUCTION	95
I - LES FORMATIONS BRECHIEQUES BASALTIQUES	95
A - LES BRECHES SCORIACEES "STROMBOLIENNES"	95
B - LES BRECHES DE DIATREMES	96
1/ LA DENT DU MARAIS (ou SAUT DE LA PUCELLE)	96
a - Gisement et structure	
b - Pétrographie	
c - Mode de mise en place	
d - Age	
e - Origine du cirque du Saut de la Pucelle	
2/ LES TUFES BASALTIQUES DE FARGES	106
a - Gisement et structure	
b - Pétrographie	
c - Age	
d - Conclusion	
C - LES BRECHES DE MAAR	112
1/ LE MAAR DE BEAUNE-LE-FROID	112
2/ DEPOTS DE MAAR DE BOISSIERES	115
II - LES EPANCHEMENTS BASALTIQUES	116
A - LES BASALTES MIOCENES	116
1/ REGION D'OLLOIX	117
a - Puy d'Olloix	
b - Puy d'Auzelle	
c - Point coté 921 à l'Est du Puy de Chapeix	
d - Nord d'Olloix	
2/ PUY DE MAZEYRES - PUY DE PISUISSY	118
3/ PUY DES PAROTS	118
4/ PUY D'ERAIGNE	118
5/ PUY DE CONCHE	118
6/ PUY DE ROUSSAT	118
7/ PUY DES PLATTES	118
8/ PUY DE BESSOLES	119
B - LES BASALTES PLIOCENES	121
C - LES BASALTES PLIO-QUATERNAIRES	122
D - LES BASALTES HOLOCENES	123
1/ SITUATION	123
2/ PETROGRAPHIE	124
3/ CHIMIE	124
4/ LES EDIFICES STROMBOLIENS	126
a - Le Puy de Monténard	
b - Le Puy de Montchal	
c - Le Tartaret	
1. les projections autochtones	
2. les projections allochtones	
3. chronologie des éruptions	
4. âge du Tartaret	

III - PETROGRAPHIE DES BASALTES	133
A - CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE	133
<i>a - basaltes alcalins à olivine</i>	
<i>b - basanites et basanitoïdes</i>	
B - BASALTES, BASANITES ET BASANITOÏDES	133
C - BASALTES DEMI-DEUIL	135
D - ANKARAMITES	136
E - LEUCOBASALTES	136
F - ANALYSES MODALES	137
G - ANALYSES CHIMIQUES	138
CHAPITRE V - LES ROCHES INTERMÉDIAIRES ET DIFFÉRENCIÉES	141
I - LES TRACHYANDESITES	141
A - PRESENTATION - DEFINITIONS	141
1/ CARACTERES MACROSCOPIQUES	141
2/ CARACTERES MICROSCOPIQUES	141
B - SITUATION	144
C - PETROGRAPHIE	144
1/ DOREITES	144
2/ LES SANCYITES	145
D - AGE DES TRACHYANDESITES	147
II - LES RHYOLITES	148
A - LE DÔME DE MONTMIE	149
B - LE DÔME DE VOISSIERES	149
C - PETROGRAPHIE	149
CHAPITRE VI - LES CINÉRITES DU LAC CHAMBON ET LES FORMATIONS ASSOCIÉES	152
I - PRESENTATION	152
II - NOMENCLATURE	153
III - LES CINERITES DE VARENNES	154
1/ GISEMENT	154
2/ PETROGRAPHIE	157
3/ FORMATIONS LAVIQUES ASSOCIEES	158
IV - LES CINERITES DU LAC CHAMBON	161
1/ GISEMENT	161
2/ PETROGRAPHIE	161
V - AGE DES CINERITES	162
VI - ORIGINE "ERUPTIVE" DES CINERITES DU LAC CHAMBON	163
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	165
BIBLIOGRAPHIE	
ANNEXES : LOCALISATION DES LAMES MINCES CITEES DANS LE TEXTE.	
ANALYSES CHIMIQUES DES FORMATIONS DU SUBSTRATUM ANTEVOLCANIQUE.	
ITINÉRAIRE GEOLOGIQUE.	

A V A N T - P R O P O S

Au terme de ce travail, je tiens à adresser mes remerciements à toutes les personnes qui ont pris part à son élaboration,

à M. VINCENT, qui m'a proposé le sujet de cette étude et qui me fait l'honneur de présider ce jury. Je tiens à lui exprimer ici toute ma gratitude pour la bienveillance dont il a fait preuve à mon égard.

à M. de GOËR de HERVE auprès de qui j'ai trouvé une aide très efficace. Je lui saurai toujours gré de m'avoir consacré beaucoup de son temps aussi bien sur le terrain que lors de nombreux entretiens.

Que M. PETERLONGO et M. KIEFFER, dont la connaissance de la géologie régionale m'a été précieuse, soient remerciés d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je tiens à adresser mes respectueux remerciements à M. BROUSSE, à qui la géologie du Mont-Dore doit tant, et qui me fait l'honneur de participer à ce jury.

Ma gratitude va aussi à Mme MERGOIL-DANIEL pour l'aide précieuse qu'elle m'a accordée pour les études à la microsonde et aux rayons X.

Je dois beaucoup à M. CLOCCIATTI et M. PELLETIER en ce qui concerne les déterminations minéralogiques.

Je ne saurais oublier tout le personnel technique du laboratoire qui a contribué, à un titre quelconque, à l'élaboration de ce travail.

Que tous mes camarades de la Salle 29, dont l'aide ne m'a jamais manquée, acceptent le témoignage de mon amitié.

C'est avec joie que je remercie tous les membres de ma famille pour leur soutien : puisse ce travail les récompenser.

Ce mémoire est dédié à ma femme.

- R E S U M E -

L'étude géologique du versant oriental du massif du Mont-Dore (dans le cadre de la feuille au 1/25 000 de Veyre-Monton, n° 5-6) permet de dégager un certain nombre de données nouvelles, notamment en ce qui concerne les formations ponceuses et les dépôts de coulées boueuses.

Parmi les formations ponceuses, il a été reconnu trois niveaux principaux à caractères d'écoulements pyroclastiques :

- un épisode "ancien" (Pliocène) de nature trachytique localisé près de Farges.
- un épisode plio-villafranchien de nature rhyolitique. Il s'agit du plus important au point de vue extension. Ses caractères pétrographiques permettent de la rapporter à la "nappe de ponces" supérieure du Mont-Dore.
- enfin, un épisode récent (Pléistocène moyen) de nature également trachytique.

L'étude pétrologique permet de distinguer parmi ces formations acides des produits différenciés (ponces trachytiques) et des produits palingénétiques (ponces rhyolitiques).

L'étude des dépôts de coulées boueuses a permis de montrer l'existence de deux générations (au moins) de lahars :

- une génération d'âge plio-villafranchien, issue du secteur du col de La Croix-Morand, possède deux branches dont l'une est parvenue jusqu'à Orcet et l'autre jusqu'à Perrier.
- une génération d'âge villafranchien moyen, issue du secteur du Puy de Sancy et parvenue jusqu'au delà de Coudes.

L'ensemble des observations effectuées sur les dépôts de coulées boueuses a permis de retracer les principales étapes de l'évolution du réseau hydrographique de la région des Couzes depuis le Villafranchien jusqu'à nos jours.

En ce qui concerne le volcanisme basaltique présent depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire récent, une attention particulière a été accordée aux formations bréchiques, permettant la mise en évidence de deux structures de type diatrème (le Saut de la Pucelle, Farges) et d'un maar (Beaune-le-Froid).

Les laves intermédiaires et différenciées ont fait l'objet d'une description pétrographique et seule une limite supérieure à l'âge des trachyandésites affleurant au N.W. de la région étudiée a pu être proposée.

Enfin, les formations les plus récentes appartenant au massif du Mont-Dore apparaissent très localisées dans la partie Sud de la région étudiée, c'est-à-dire sur le revers N.E. du groupe volcanique du Puy de Sancy.

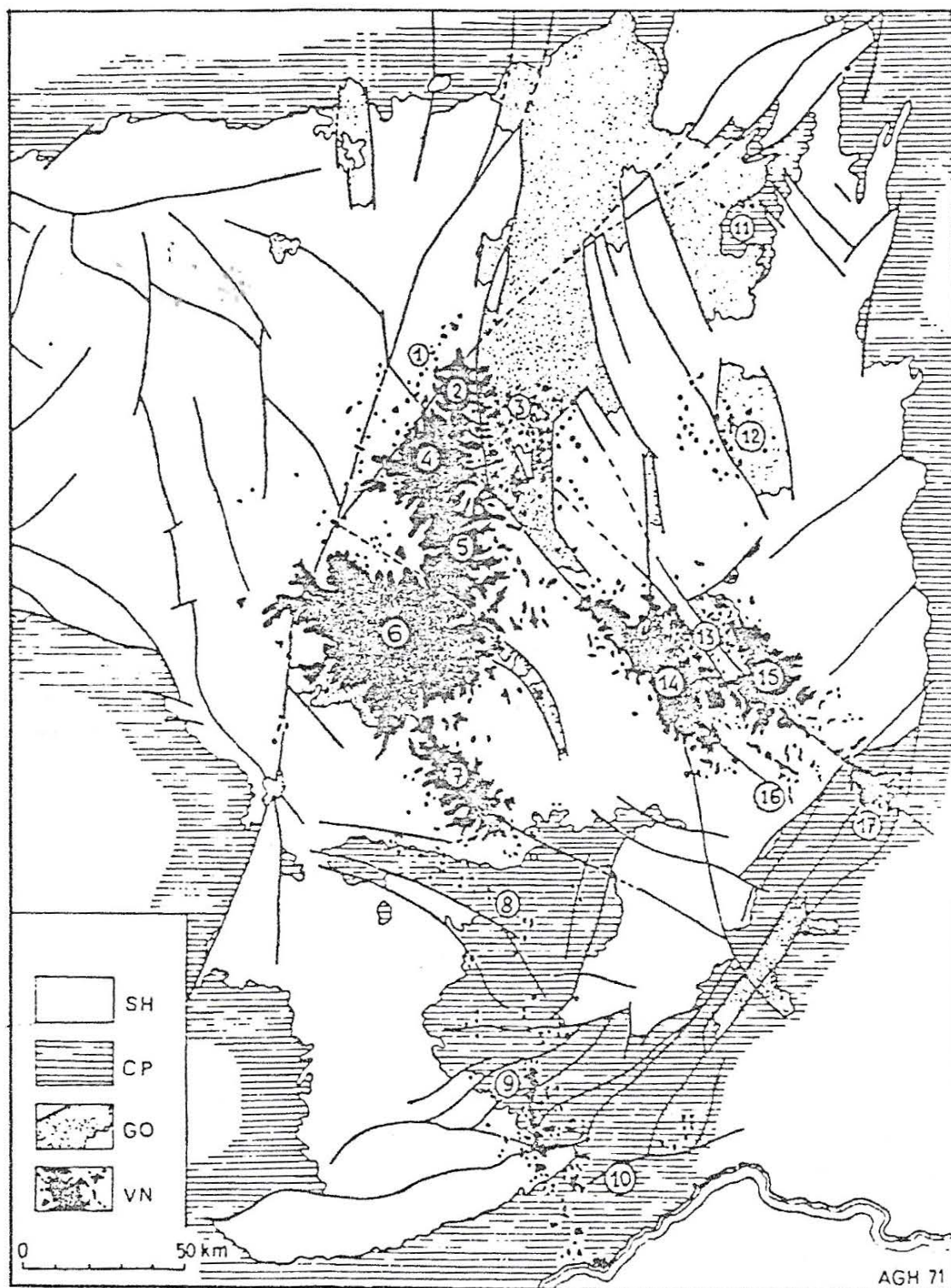


Fig.1 : Place du Mont-Dore (4) dans le volcanisme du Massif Central français.
 SH - Socle hercynien. CP - Couverture secondaire et tertiaire périphérique.
 GO - Grabens et bassins oligocènes. VN - Volcanisme néogène : 1 - Chaîne de la Sioule. 2 - Chaîne des Puys. 3 - Limagne, Comté, Livradois. 4 - Mont-Dore. 5 - Cézallier. 6 - Cantal. 7 - Aubrac. 8 - Causses. 9 - Escandorgue. 10 - Bas-Languedoc. 11 - Bourgogne. 12 - Forez. 13 - Bassin du Puy et Emblavès. 14 - Devès. 15 - Velay Oriental. 16 - Bas-Vivarais. 17 - Coiron, (d'après A. de GOËR de HERVE, 1971).

INTRODUCTION

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GEOLOGIQUE (fig. 1, 2 et 3)

La région étudiée se situe à 30 km environ au S.W. de Clermont-Ferrand. Ses limites sont celles de la carte au 1/25 000 de Veyre-Monton (n° 5-6).

Cette région constitue la zone de transition entre le Mont-Dore et la Limagne ; on peut y distinguer :

- la partie Ouest qui représente la retombée orientale du massif volcanique, zone de hauts plateaux d'altitude moyenne 1100 à 1200 m, voués exclusivement à la sylviculture et à l'élevage bovin. Elle est limitée à l'Ouest par les sommets sancyitiques au relief hardi (puys de la Tache, puy de Monne, puy de l'Angle, roc de Cuzeau), avec lesquels la jonction se fait de façon brusque au Nord et plus progressivement au Sud. Cette zone est limitée à l'Est par une ligne passant approximativement par Saignes et Bessoles. Quatre ruisseaux assez importants y prennent leur source : la Monne et le Fredet au Nord, les ruisseaux de Courbanges et Malvoissières au Sud.

L'ossature de ces hauts plateaux est constituée par le socle cristallin (granite et migmatites), recouvert par un volcanisme essentiellement effusif (coulées basaltiques et sancyitiques).

- la partie orientale présente une morphologie beaucoup plus complexe. La structure d'ensemble est conditionnée par la présence de trois plateaux allongés E-W, d'environ 1 à 2 km de large. Ce sont les plateaux du Vernet - Les Arnats, de Sailles et de La Chaux de Saint-Diéry. Constitués de formations volcaniques très diverses (ponces, lahars, coulées basaltiques), ils dominent de larges dépressions accidentées çà et là de buttes d'origine volcanique.

Le substratum est représenté par un socle extrêmement morcelé par une tectonique cassante de direction dominante N-S, qui a pour résultat de donner une succession de horsts granitiques et de fossés d'effondrements (remplis de sédiments argilo-sableux oligocènes) qui sont autant de facteurs concourant à la création d'une morphologie assez contrastée.

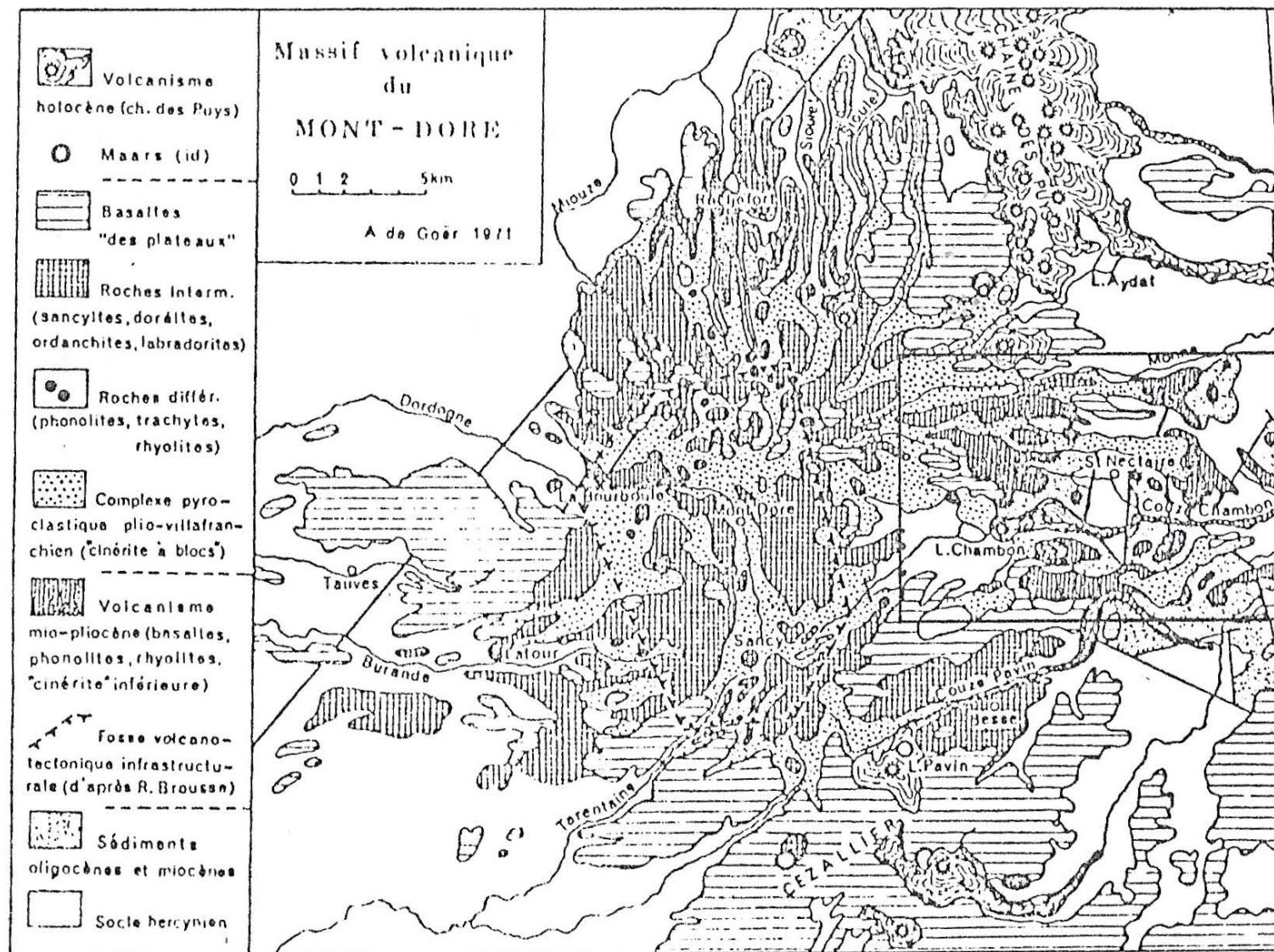


Fig.2 : Situation de la région étudiée par rapport au Massif du Mont-Dore.

D'Ouest en Est, on rencontre le horst de Chambon-sur-Lac, le bassin de Murol, le horst de Saint-Nectaire, le bassin de Saillant et enfin le horst de Montaigut.

L'activité rurale allie la culture céréalière, dans les zones planes, à l'élevage bovin, dont les pâturages occupent les parties les plus accidentées.

Le trait d'union entre ces deux zones est la Couze Chambon dont la vallée traversant d'Ouest en Est la région étudiée constitue une voie de pénétration dans le massif du Mont-Dore très fréquentée. L'allure de cette vallée reflète d'ailleurs très fidèlement les caractéristiques structurales et lithologiques des régions traversées.

La haute vallée (en amont du lac Chambon) est certes très encaissée, mais ses versants sont très réguliers. Vient ensuite le bassin de Murol où la Couze serpente dans les formations argilo-sableuses oligocènes. Le horst de Saint-Nectaire est franchi par une gorge étroite et profonde à laquelle succède le bassin (oligocène) de Saillant, où de nouveau, la rivière méandre dans une large vallée avant de se jeter dans une nouvelle gorge entaillant le horst granitique de Montaigut-le-Blanc.

Cette région à vocation essentiellement agricole connaît également une activité touristique très développée : thermalisme à Saint-Nectaire, site du lac Chambon très fréquenté en belle saison et proximité des champs de neige du massif du Sancy.

RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS

Les premiers travaux sur la géologie du massif du Mont-Dore sont dus à G. Poulett-Scrope (1866) et H. Lecoq (1867). L'étude pétrographique des laves fut entreprise par A. Von Lasaulx (1875), A. Michel-Lévy (1899-1909) et A. Lacroix (1890 à 1908). Par la suite, dans une série de notes à l'Académie des Sciences, Ph. Glangeaud (1901 à 1924) précise la structure et la stratigraphie du massif. En 1943, L. Glangeaud présente un schéma de l'évolution des magmas du Mont-Dore.

En 1946, J. Jung publie une synthèse sur l'Auvergne et précise la situation du Mont-Dore dans son cadre régional. Entre temps, les données paléobotaniques ont été fournies par l'Abbé Boulay (1892), A. Lauby (1910), R. de la Vaulx et P. Marty (1920), P. Marty et L. Glangeaud (1936).

Depuis 1950, les travaux se sont multipliés. P. Grangeon et A. Rudel (1959), puis A. Brun (1971) ont entrepris de nouvelles études sur la flore fossile du lac Chambon.



Fig.3 : Carte topographique de la région étudiée. (Extrait de la carte I.G.N. au 1/100 000 de Clermont-Ferrand).

R. Brousse et ses collaborateurs (1953 à 1976) apportent des données fondamentales sur la pétrographie des laves et des pyroclastites ponceuses et établissent une téphrochronologie de l'ensemble du massif, notamment à l'aide des "nappes de ponces". L'évolution géodynamique et géochimique du massif est étudiée par L. Glangeaud et ses collaborateurs (1962, 1964, 1965 et 1969).

En 1962, G. Kieffer s'intéresse à l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central.

En 1972, B. Mervoyer étudie les trachyandésites de la vallée de Chaudefour.

C. Bobier, en 1973, réalise une étude du paléomagnétisme des laves du Mont-Dore et en 1974, R. Clocchiatti s'intéresse aux inclusions vitreuses des cristaux de quartz des "nappes de ponces".

Enfin, en 1976, J.P. Santoire étudie la région des Couzes et R.C. Maury propose un schéma de l'évolution magmatique de la série "saturée" du massif du Mont-Dore.

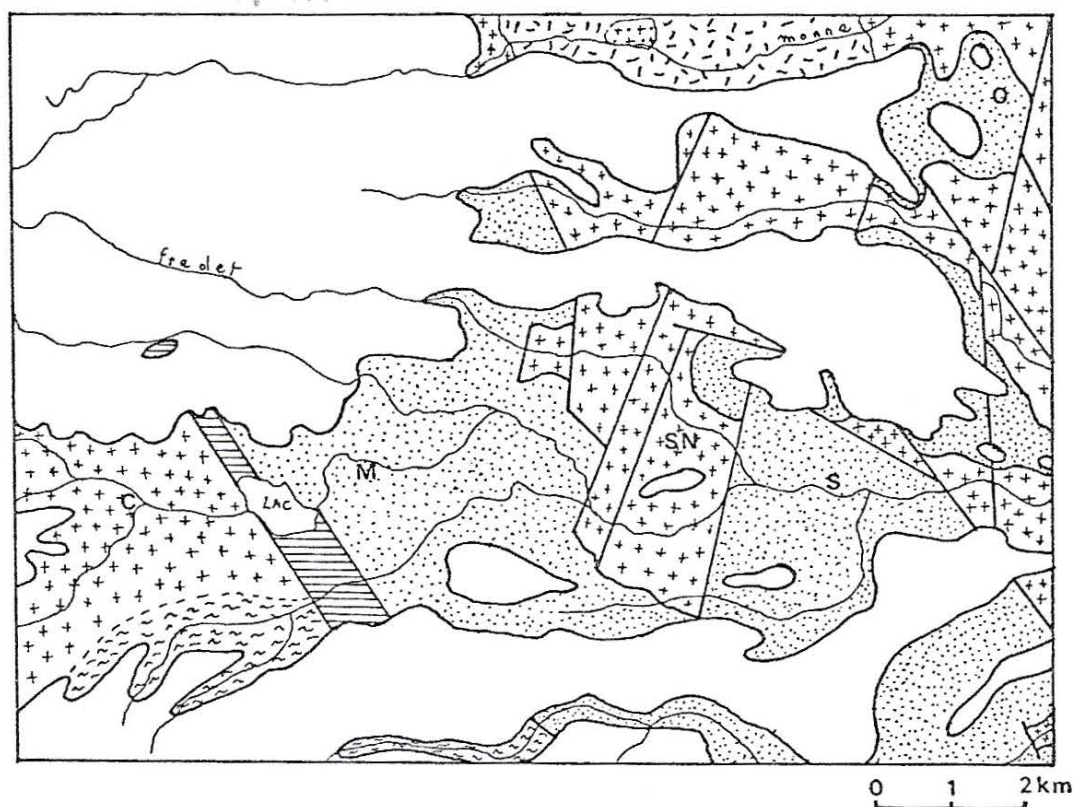


Fig.4 : Carte géologique simplifiée du substratum antévolcanique.

 Formations volcaniques	 Anatexites à cordiérite
 Sédiments oligocènes	 Quartzites
 Granites	 Leptynites

C : Chambon sur Lac, M : Murol, S.N. : Saint-Nectaire, S : Saillant,
O : Olloix.

(Les coulées basaltiques quaternaires du Monténard, Tartaret et Montchal n'ont pas été représentées).

CHAPITRE I

LE SUBSTRATUM ANTE-VOLCANIQUE

(fig.4)

L'étude détaillée du socle ne constituant pas le but principal de notre étude, nous nous bornerons à une brève description des faciès rencontrés. Les données chimiques concernant ces diverses formations sont reportées en annexe.

I - LE SOCLE CRISTALLIN

On peut y distinguer :

- des faciès métamorphiques : leptynites, anatexites à cordiérite, quartzites (grès métamorphiques, R. de Peyronnet, 1956), mylonites ;
- des granites.

A. - LES FACIES METAMORPHIQUES-

1/ LES ANATEXITES A CORDIERITE

Ce faciès apparaît exclusivement dans la partie Sud de la région étudiée, dans les vallées des ruisseaux de Malvoissières, Courbanges et du Cheix. Ce sont des roches massives à grain moyen et au litage très fruste. Elles apparaissent toutefois très sensibles à l'altération qui leur confère alors une teinte rouille.

A l'oeil nu, on peut distinguer : quartz, feldspaths, muscovite et cordiérite.

L'examen microscopique révèle la paragenèse suivante (LM 40 448) :

- quartz à extinction roulante et fortement microfissuré ;
- orthose généralement très altérée ;
- plagioclase (oligoclase) fortement saussuritisé ;
- biotite, fréquemment chloritisée ;
- cordiérite abondante, presque toujours totalement pinitisée ;
- sillimanite, rare ;
- muscovite en quantité subordonnée. Cette formation est à rattacher à l'ensemble décrit par D. Chaillou (1967) dans le socle oriental du Cézallier. Cet auteur a montré une analogie certaine entre les anatexites à cordiérite du socle oriental du Cézallier et les migmatites fondamentales du type Aubusson. Il attribue ainsi un âge briovérien à ces anatexites.

2/ LES LEPTYNITES

Ces formations présentent également une extension très réduite. Elles constituent une bande allongée N.N.W. à S.S.E. d'environ 1 km de large sur 3 km de long de Varennes à Jassat. Aux environs de Jassat, elles constituent l'ossature du Suc du Coq et au niveau de Varennes, elles apparaissent en rive gauche

du ruisseau de Quancouve. On les retrouve également à la cote 1080 du ruisseau de Chadeyre en amont de Beaune-le-Froid. Le contact avec le granite du Chambon s'effectue par faille ; celle-ci apparaît très clairement à Varennes où elle est exploitée par le ruisseau de Quancouve, cité ci-dessus.

Ce sont des roches claires, de teinte parfois verdâtre, au litage plus ou moins fruste, mais où se développe une importante schistosité de fracture, généralement discordante sur le litage. Certains faciès, relativement riches en phyllites, se rapprochent plus des gneiss leptyniques que des leptynités vraies. Ils n'ont toutefois pas été différenciés sur le terrain. A l'oeil nu, on distingue des cristaux de quartz, feldspaths et quelques rares muscovites.

L'examen microscopique révèle la paragenèse suivante (L.M. 41715) :

- quartz : cristaux limpides engrenés les uns dans les autres. Il présente toujours une extinction roulante et une microfracturation très intense ;
- orthose : fréquemment altérée, en phénocristaux généralement xénomorphes ;
- plagioclase (An 20) : subautomorphe, toujours séricitisé ;
- biotite : rare et transformée en chlorite ;
- muscovite : plus fréquente, disposée en lits plus ou moins discontinus.

Rappelons que pour B. Mervoyer, cet ensemble leptynitique résulterait du métamorphisme d'un matériel d'origine volcanique.

3/ LES QUARTZITES (grès métamorphiques - R. de Peyronnet).

Ce faciès apparaît au Nord de la région étudiée, dans la vallée de la Monne, aux environs de Prades (près d'Ollon).

Ce sont des roches massives, à grain très fin et extrêmement tenaces. De teinte verte à gris verdâtre assez foncé, elles présentent une schistosité de fracture très marquée, associée à des plis centimétriques à métriques particulièrement bien visibles près du pont situé en amont du Moulin de Chabanne (cote 784).

L'examen microscopique (L.M. 41 737) révèle une très grande abondance de quartz (70 %) dont les cristaux sensiblement isogranulaires dessinent une structure en mosaïque. Le feldspath, très rare, est xénomorphe. Les phyllites sont représentées uniquement par de la chlorite ; celle-ci a tendance à s'orienter vaguement, dessinant un litage très discret...

4/ LES MYLONITES

Associées à des fractures majeures, elles affleurent près de Varennes, en rive gauche du ruisseau de Quancouve (vers la cote 1000) et près de Roussat, en rive droite du ruisseau de Malvoissières vers la cote 870.

Ce sont des roches de couleur verdâtre, d'aspect comparable à celui des cornéennes, mais qui ne présentent pas les caractéristiques de dureté habituelle que nous leur connaissons. Elles présentent des traces de fracturation très intense à grande et petite échelle. L'examen microscopique montre une structure micro-bréchique à matrice siliceuse. Les traces de silicification sont très marquées. Les fantômes de plagioclases présentent des clivages déformés et les cristaux sont souvent brisés.

De très nombreux filonnets de quartz microcristallin soulignent un réseau complexe de microfractures à directions suborthogonales.

B. - LES GRANITES

Les données de terrain nous ont amenés à distinguer deux ensembles granitiques :

- granite du Chambon ;
- granite de Saint-Nectaire - Olloix.

1/ LE GRANITE DU CHAMBON

Nous désignons sous cette appellation l'ensemble granitique affleurant aux environs du village de Chambon-sur-Lac. Ce massif est séparé du granite de Saint-Nectaire par le fossé oligocène de Murot. C'est un granite à grain moyen, à tendance mésocrate. A l'oeil nu, on distingue quartz, feldspaths et biotite.

L'examen microscopique montre (LM 39 385) :

- quartz : généralement xénomorphe, cristaux à extinction roulante ;
- feldspath potassique : de grande taille, fréquemment altéré (séricite) ;
- plagioclase (An 16-20) : subautomorphe, parfois zoné et toujours très frais ;
- biotite : relativement abondante, elle se présente le plus souvent en cristaux enchevêtrés, parfois flexueux et plus ou moins décolorés ;
- apatite, très beaux phénocristaux ;
- zircon, relativement abondant en inclusion dans les biotites.

Dans la région de Montaleix, ce faciès se charge en cordiérite. D'autre part, le contact entre le granite du Chambon et les anatexites à cordiérite affleurant au Sud (voir fig.4) est extrêmement diffus et difficilement cartographiable.

B. Mervoyer (1972) a observé dans ce granite des traînées diffuses de biotite et d'agrégats de cordiérite. A la suite de J. Lameyre (1969), cet Auteur considère la présence de ces éléments comme caractéristique des granites d'anatexie, mais tout en proposant l'appellation de granite tardimigmatitique pour le granite du Chambon.

2/ LE GRANITE DE SAINT-NECTAIRE - OLLOIX

Cet ensemble granitique, extrêmement morcelé par une tectonique cassante d'âge oligocène, constitue la terminaison méridionale du plateau de Cournols. Il s'agit d'un granite à grain moyen, relativement clair. A l'oeil nu, on peut distinguer des cristaux de quartz, feldspath, biotite et quelques rares muscovites.

L'examen microscopique (LM 40482) révèle la paragenèse suivante :

- quartz : en cristaux xénomorphes, engrenés les uns dans les autres, présente toujours une extinction roulante et une microfracturation très marquée ;
- feldspath potassique : en mégacristaux fortement poecilites (englobant plagioclase, biotite et muscovite), il s'agit de microcline parfois perthitique ;
- plagioclase (An 20) : en cristaux automorphes généralement très altérés ;
- biotite : en tablettes, généralement peu chloritisée et fortement pléochroïque ;
- muscovite : très peu abondante, en association avec la biotite ;
- apatite et zircon complètent cette paragenèse.

Pour B. Mervoyer (1972), le granite de Saint-Nectaire est incontestablement intrusif (plagioclases zonés). D'autre part, J.P. Santoire (1976), observant une similitude pétrographique et géochimique de ce granite avec le massif granitique de Saint-Dier, lui a attribué un âge viséen. La mise en place de ce granite serait ainsi liée à la phase Sudète de l'Orogenèse Hercynienne.

C. - TECTONIQUE ET MINERALISATIONS

La région étudiée est affectée par une tectonique cassante très importante. La complexité des fractures s'explique par le fait que nous nous trouvons à l'articulation des Limagnes méridionales et de la Grande Limagne.

Deux directions principales de fractures apparaissent très nettement :

- une première famille, de direction subméridienne, parallèle à la faille bordière de la Grande Limagne ;
- le deuxième ensemble, de direction NW-SE, proche de l'axe de la Margeride.

De nombreuses venues hydrothermales jalonnent le système de fractures. Les plus connues et les plus nombreuses apparaissent au niveau de Saint-Nectaire, mais il en existe à Verrières (sur la grande faille orientale du bassin de Saillant) et près de Voissières (faille de Montmie ?). Ce sont des eaux bicarbonatées, chlorurées, siliceuses et arsénicales, contenant plus de 3 g de sel par litre. Outre les dépôts de travertins, on peut noter d'importants dégagements de CO₂, des dépôts d'aragonite et d'orpiment.

II - LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

Ces formations correspondant aux termes de base de la série oligocène et rapportées au Sannoisien par J. Giraud (1902) sont localisées dans deux bassins principaux :

- A l'Ouest, le bassin de Murol d'environ 3 km sur 4 se prolongeant vers le Nord jusqu'au delà de Freydefont.

- A l'Est, séparé du précédent par le horst de Saint-Nectaire, le bassin de Saillant, de dimensions plus réduites (3 x 2 km).

Ces deux bassins se rattachent vers le Sud au bassin de Cotteuges (feuille Besse). Des témoins de dépôts sédimentaires apparaissent également au niveau d' Olloix, entre Quinsat et Sauvagnat et enfin près de Grandeyrolles. Ces derniers ont été protégés de l'érosion par des venues basaltiques.

Quelques lambeaux d'importance très réduite (non figurés sur la carte) se rencontrent sporadiquement sur le horst de Saint-Nectaire. Les dépôts de cette région sont de nature essentiellement détritique. Il s'agit de sables plus ou moins argileux de teinte blanchâtre, verte ou rouge, à passées parfois conglomératiques, avec galets de quartz, granite et roches cristallophylliennes. Ce faciès est particulièrement bien représenté dans le bassin de Murol où de très belles coupes peuvent être observées le long de la route D 5 au Nord et au Sud du village de Murol. Cependant, dans ce même bassin, des passées plus marneuses peuvent apparaître, sous le Château de Murol, par exemple (J. Giraud, 1902).

Quelques rares témoins de niveaux calcaires ont été retrouvés (en colluvions) au Puy d'Olloix et au-dessus de Verrières. Il s'agit de calcaires gréseux jaunâtres.

De manière générale, les très mauvaises conditions d'affleurement existant dans les formations sédimentaires de la région ne nous ont pas permis de modifier ou de compléter de quelque manière que ce soit la stratigraphie établie par J. Giraud (1902). En effet, dans ce secteur, les formations sédimentaires sont fortement colluvionnées et les affleurements naturels sont extrêmement rares. De plus, actuellement, l'absence totale d'entretien des chemins ruraux interdit pratiquement toute étude de détail des dépôts oligocènes.

LES FORMATIONS VOLCANIQUES

Selon L. Glangeaud (1973), l'histoire volcanique du massif du Mont-Dore porte sur 16 M.A. et se résume ainsi :

- au Miocène, des mouvements tectoniques donnent lieu à un volcanisme basaltique de type fissural, assez homogène, auquel correspondent les coulées périphériques "anciennes" de Rochefort-Montagne, Vernines au Nord, Murol à l'Est. Un basalte de Murol a été daté à 16 M.A. (Nota : le lieu de prélèvement de cet échantillon n'est pas précisé).
- jusqu'à la limite Mio-Pliocène, pendant une dizaine de millions d'années, règne une période de calme éruptif, cependant que le magma basaltique retenu dans des poches magmatiques à la base de la croûte supérieure provoque la mobilisation d'une partie de l'encaissant granitique, ce processus favorisant la dislocation du socle et sa fusion (palingénèse).
- les éruptions pliocènes débutent ainsi, par l'émission distincte de quelques produits basaltiques et de produits sialiques plus ou moins visqueux : rhyolites (Lusclade), trachytes alcalins.
- à ce dynamisme de type péléen, succède un dynamisme "ignimbrite" avec la mise en place de pyroclastites ponceuses.
- elles sont accompagnées à partir du début du Villafranchien, par l'émission des laves hybrides de type trachyandésitique, d'abord au niveau du Sancy où il a été possible de séparer plusieurs phases éruptives. L'évacuation brutale de ces produits a provoqué l'effondrement final de la fosse et son comblement.
- les réservoirs crustaux étant vidés, la série du Sancy s'achève par l'épanchement de basaltes peu ou pas contaminés.
- l'activité éruptive se déplace alors vers le N.E. avec la série hybride à dynamisme surtout péléen (massif adventif) tandis qu'au niveau de l'Aiguillier et de la Banne d'Ordanche, un dynamisme essentiellement hawaïen donne lieu à des coulées de lave sous-saturées de type téphrite (ordanchite) ou labradorite.
- les manifestations volcaniques s'achèvent au Quaternaire moyen et supérieur avec les centres périphériques du Tartaret, Montchal, Pavin, dans le prolongement de la Chaîne des Puys.

Selon R. Brousse et Al. (1972), l'activité volcanique du massif du Mont-Dore paraît s'être étalée sur 7 M.A. depuis le Pliocène jusqu'au Quaternaire de l'interglaciaire Günz-Mindel, sans compter la reprise d'activité contemporaine de celle de la Chaîne des Puys.

Ces auteurs ont établi une téphrostratigraphie du massif à l'aide des niveaux repères constitués par les nappes de ponces qui sont datées respectivement à 7,3 M.A., 4,7 M.A. et 3,3 M.A. Dans le centre du massif, toujours selon ces auteurs, le volcanisme Pliocène est essentiellement pyroclastique ; il n'existe pas en général de coulées séparant les nappes de ponces supérieure et inférieure, et entre les deux se trouve une épaisseur variable de terrains qualifiés de "volcano-sédimentaires". Ces formations stratifiées nous paraissent en fait constituées dans la majorité des cas de retombées directes de cendres, ainsi qu'en atteste la présence quasi-systématique de lapilli accrétonnés (pisolithes) au sein de ces formations. En ce qui concerne les basaltes des plateaux, R. Brousse et al/ (1972) ont montré leur postériorité par rapport à la nappe de ponces supérieure (3,3 M.A.). Le réseau de dykes et extrusions sancyitiques du coeur mont-dorien au niveau des vallées du Sancy et de Chaudefour est considéré comme contemporain du volcanisme trachyandésitique proche du col de la Croix Saint-Robert (sanidine datée à 0,5 M.A.).

La région étudiée présente des témoins de ces diverses phases éruptives. Les basaltes "anciens" sont essentiellement cantonnés à l'Est d'une ligne Le Vernet-Ste-Marguerite - Saint-Victor (puy de Bessoles, Roussat, puy des Plattes, puy d'Olloix). Un deuxième épisode basaltique a pris place avant le dépôt de pyroclastites ponceuses rhyolitiques ; il constitue les plateaux du Vernet-Ste-Marguerite, Lenteuges, Treizanches. Viennent ensuite les trachyandésites de la montagne de Pouly et du bois de Maugue puis les basaltes "des plateaux" : bois de Saignes, Courbanges, Montaleix, en même temps qu'une coulée pyroclastique trachytique (Le Cheix, Chomeilles). Ces diverses formations éruptives se sont mises en place sur un substratum cristallin et sédimentaire.

Le plan de ce mémoire ne respecte pas l'ordre chronologique des événements. Parmi les formations volcaniques, les ponces et les épicroclastites (lahars) seront plus particulièrement étudiées. En ce qui concerne le volcanisme basaltique, l'étude de structures particulières (diatrèmes et maars) a plus spécialement retenu notre attention. Le volcanisme différencié (trachyandésites) fera l'objet d'une description pétrographique.

CHAPITRE II

LES PYROCLASTITES PONCEUSES

I - PRESENTATION

Dans le cadre de la feuille Veyre-Monton au 1/25 000e (n° 5-6), deux grands ensembles de tufs ponceux présentant des caractères d'écoulement pyroclastique peuvent être distingués. Un premier type, de composition rhyolitique, présente la plus grande extension dans la partie Nord de la région étudiée, alors que le deuxième, de composition trachytique, affleure uniquement dans le secteur Sud.

Dès 1908, A. Lacroix avait montré l'existence de ces deux types pétrographiques. Cependant, la signification volcanologique des ponces du Mont-Dore ne fut précisée qu'en 1963 par R. Brousse qui les compare aux émissions ignimbritiques ("nappes de ponces"). Rappelons que, dès 1957, B. Gèze avait suggéré la possibilité d'existence d'ignimbrites dans le massif du Mont-Dore et qu'en 1962, A. Rudel utilise le terme d'ignimbrites pour désigner l'ensemble des formations ponceuses affleurant largement aux environs de Saint-Nectaire.

De 1963 à 1976, R. Brousse publie avec ses collaborateurs de très nombreux articles sur la minéralogie, la pétrochimie et la géochronologie des ponces du Mont-Dore.

Enfin, en 1976, J.P. Santoire se livre à une étude thermo-optique des inclusions vitreuses des cristaux de quartz prélevés au puy de Bessoles (au Sud de Murol) et de feldspaths provenant de Chomeilles (ce dernier gisement situé 2 km au Sud de Murol lui a été signalé par moi-même).

Ces formations constituent d'excellents repères stratigraphiques en raison de leur très grande extension et de leur relative facilité d'identification sur le terrain. C'est à l'aide de ces niveaux de tufs ponceux ("nappes de ponces") que R. Brousse et al. (1966, 1972) proposèrent une téphrostratigraphie du massif du Mont-Dore, qui est la suivante :

volcano-sédimentaire supérieur	
nappe de ponces supérieure	3,2 $\pm$ 0,2 M.A.
volcano-sédimentaire intercalaire	
nappe de ponces inférieure	4,7 $\pm$ 0,1 M.A.
volcano-sédimentaire inférieur	
nappe de ponces infra-basale	7,5 $\pm$ 0,4 M.A.

Les formations ponceuses étudiées par R. Brousse et définies en tant que "nappes de ponces" sont caractérisées par une composition rhyolitique, avec présence de quartz bipyramidé.

Dans la région étudiée, les ponces rhyolitiques ont été rattachées par Brousse et Lefèvre (1966) à la nappe de ponces supérieure, fait qui sera confirmé par nos propres observations.

En revanche, les ponces trachytiques se placent résolument à part, à cause de leur composition chimique d'une part, et de leur position stratigraphique d'autre part. Nous tâcherons alors d'en préciser l'origine, l'extension, la pétrographie et l'âge.

Les ponces rhyolitiques seront désignées "ponces de type Sailles" car c'est aux alentours de ce village que se trouvent les plus belles coupes dans cette formation.

En ce qui concerne les ponces trachytiques, de nouvelles recherches (Besson et al., 1977) ont permis de montrer qu'elles se présentent sous forme d'une coulée fortement canalisée parvenue dans la basse vallée de la Couze Chambon jusqu'à Neschers (près Champeix). Ce dernier gisement, en carrière, se révèle d'une qualité exceptionnelle et doit être considéré comme un gisement-type. Aussi dans un souci de simplification, nous proposons l'appellation "ponces de type Neschers" pour les ponces trachytiques bien qu'en toute rigueur eu égard à la région étudiée et au travail réalisé par J.P. Santoire, l'appellation "ponces de type Chomeilles" eut été plus correcte.

L'ensemble de ces formations a été cartographié uniformément P° (alluvions ponceuses) sur la 3ème édition de la carte au 1/80 000 de Clermont-Ferrand et Pα (cinérites) sur la 4ème édition.

II - NOMENCLATURE

Pendant très longtemps, les volcanologues ont été intrigués, voire embarrassés, par un type de roche présentant simultanément des caractères de coulées de lave et de produits pyroclastiques projetés par des explosions. Dans de nombreux cas, il apparaissait clairement que ces formations avaient envahi des vallées et s'étaient étalées dans des plaines à la façon d'un liquide au lieu de former un manteau continu moulant uniformément reliefs et dépressions

comme l'aurait fait une pluie de cendres. Et cependant, la majeure partie du matériel est manifestement pyroclastique : à l'oeil nu, apparaissent des fragments de ponces et de roches anciennes pulvérisées alors que le microscope révèle la présence des mêmes débris anguleux de verre et les mêmes minéraux que ceux contenus dans des dépôts d'origine aérienne.

C'est l'étude des dépôts mis en place lors de l'éruption de 1912 dans la vallée des Dix Mille Fumées (Katmaï, Alaska) qui fut à l'origine de la compréhension de ce phénomène. A la suite des travaux de Fenner (1923), Williams (1954), P. Bordet et al. (1963) sur cette région, et des travaux intéressants d'autres régions du globe (P. Marshall, 1935 ; S. Aramaki, 1957, 1963 ; R.L. Smith, 1960 ; P. Vincent, 1960 ; E. Locardi et M. Mittempergher, 1967 ; J.P. Milesi, 1976), un très large consensus s'est dégagé en faveur de l'hypothèse d'une mise en place de telles formations par écoulement de matériel pyroclastique à haute température.

De tels dépôts ont été désignés sous de très nombreuses appellations (Vlodavetz, 1966) : piperno, eutaxite, lave tufacée, tufo-lave, pseudo-lave, ignimbrite, rhéo-ignimbrite, pseudo-ignimbrite, tufs soudés, lave soudée, Aso-lava, sillar, wilsonite, owharoite, ignitorrent, ignispumite, ignimyssite...

Quant au mécanisme de mise en place, on a utilisé les termes suivants : coulée sableuse, coulée de ponces, coulée de scories, coulée de tuf, coulée ignimbritique, coulée de tufs incandescents, coulée de cendres brûlantes, coulée gazeuse de cendres, coulée de cendres et de blocs, coulée de pyroclastites, nuée ardente, éruption type Saint-Vincent, nuage incandescent Péléen, nuage incandescent Katmaïen, éruption type "vallée des Dix milles Fumées", éruption type Bezymianny.

Dans une mise au point récente, P. Vincent (1974 b) écrit :

"Écoulements pyroclastiques - On peut regrouper sous cette appellation tous les types d'activité et les matériaux qui en proviennent - qui présentent deux caractères apparemment contradictoires. D'une part, ce sont des pyroclastites, le milieu continu au moment de l'éruption étant le gaz, et non pas le liquide comme pour une lave. D'autre part, le comportement est celui d'une lave : écoulement par gravité au ras du sol, contrôlé par la topographie (canalisation dans les vallées, ennoyage du relief). Les écoulements de granulométrie fine et relativement homogène (cendres, ponces) sont appelés coulées pyroclastiques ; ceux qui sont grossiers se rattachent aux nuées ardentes, aux écoulements de brèche et aux déferlantes basales. Dans tous les cas, il s'agit d'un

aérosol dense de débris-solides ou liquides pâteux-enveloppés de gaz en expansion à haute température ; le phénomène s'entretient lui-même par l'apport continu du gaz des débris qui se poursuit pendant tout le parcours, ce qui donne à l'aérosol une énergie et une autonomie supérieure à celle des mélanges "fluidifiés" de l'industrie. Le gaz en expansion réduisant au maximum les frottements des particules, l'ensemble est d'une fluidité très supérieure à celle des laves les plus fluides. Le mélange s'écoule à forte vitesse même sur des pentes infimes et peut parcourir les distances considérables. L'écoulement étant turbulent, les dépôts ne sont ni stratifiés, ni classés, ce qui les différencie des projections".

Cet auteur ajoute : "Les caractères des coulées pyroclastiques de cendres et ponces varient avec le volume émis (de 0,1 à 1000 km³). Dans les grandes éruptions, la granulométrie est très fine, traduisant une vésiculation très poussée. La température était suffisamment élevée pour que les écharde vitreuses s'aplatissent et se soudent après l'arrêt, sauf pour les parties externes : ce sont les tufs soudés (welded tuffs) des auteurs anglo-saxons, ou ignimbrites"

La classification proposée par P. Vincent peut être schématisée ainsi (voir fig. 5) :

écoulements pyroclastiques	granulométrie fine	coulée pyroclastique de cendres et ponces	
	granulométrie grossière	nuées ardentes	de type Montagne Pelée de type Saint-Vincent de type Mérapí
		déferlantes basales (maars) écoulements de brèche (Cantal)	

Il faut cependant faire remarquer qu'un écoulement pyroclastique peut être issu d'une coulée de lave (Vincent, 1960 ; Locardi et Mittempergher, 1967 ; Kieffer, 1973, 1977 ; de Goër de Herve et Milesi, 1976 ; Milesi, 1976).

On peut noter que pour P. Vincent, le terme ignimbrite doit être réservé aux dépôts de coulées pyroclastiques émises à une température suffisamment élevée pour permettre la soudure des éléments constitutifs, alors que G.A. Macdonald (1972) utilise ce terme pour désigner tous les dépôts de coulées pyroclastiques, soudés ou non.

Dans la suite de notre travail, nous utiliserons exclusivement la nomenclature proposée par P. Vincent.

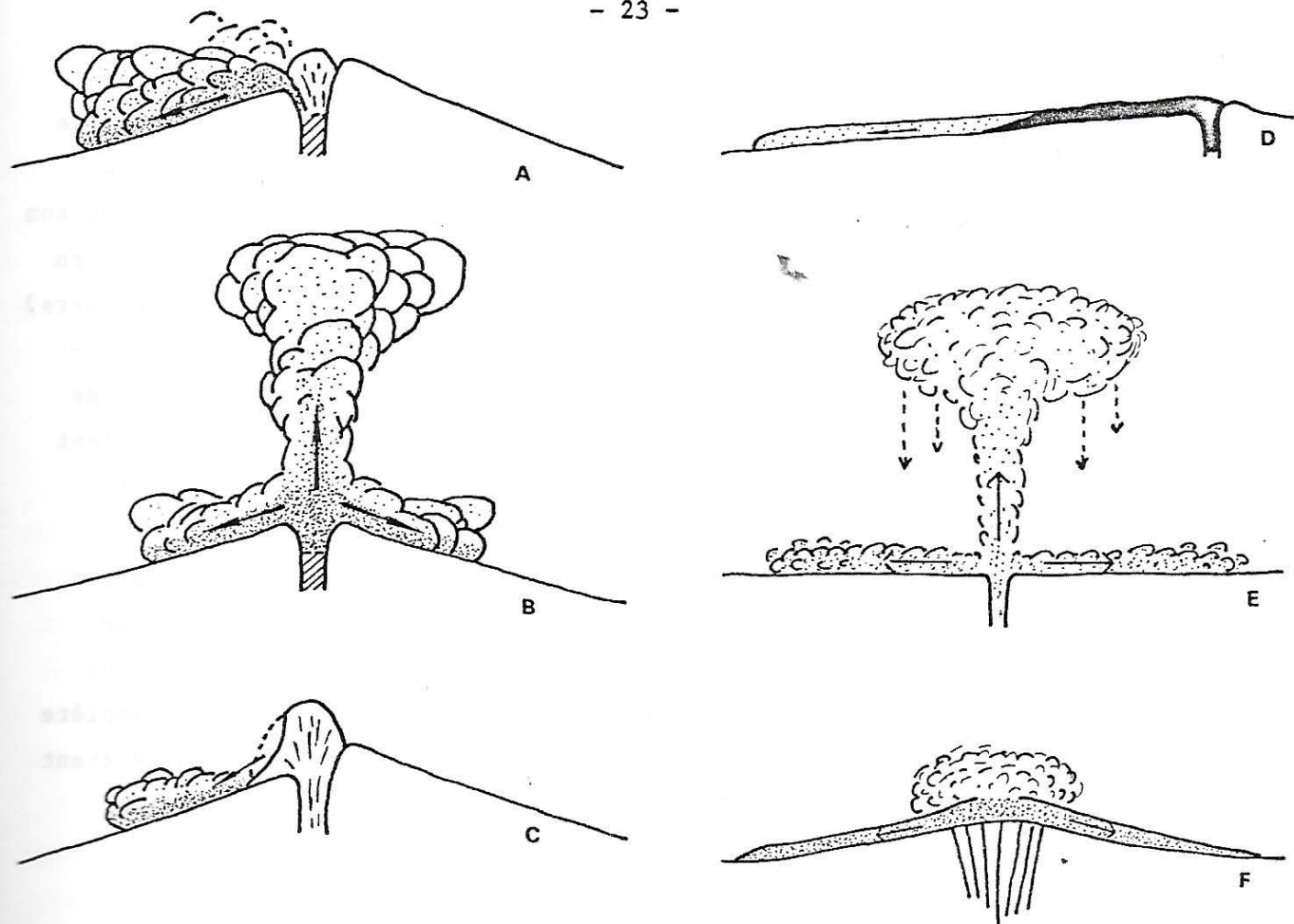


Fig.5 : Les écoulements pyroclastiques (d'après P. VINCENT, 1974 b).

- A : nuée ardente type Montagne Pelée
- B : nuée ardente type Saint-Vincent
- C : nuée ardente type Mérapî
- D : coulée de brèche partant d'une coulée autobréchiée
- E : déferlante basale
- F : éruption ignimbritique (s.l.)

Le type B passe au type vulcanien par diminution de l'écoulement pyroclastique et au type F par diminution de la proportion des projections. Les petites coulées pyroclastiques, à conduit central (et non à faisceau de dykes comme ici) sont intermédiaires entre B et F.

Les dépôts étudiés n'étant jamais soudés, nous emploierons alors le terme de coulée pyroclastique de cendres et ponces, le plus souvent abrégé en "coulée de ponces" et parfois le terme très général de tuf ponceux (dans son acception granulométrique). Quant au dynamisme éruptif présidant à la mise en place de tels dépôts, nous le qualifierons de katmaïen (P. Vincent, comm. pers.)

Remarque. - Dans la littérature ayant trait aux pyroclastites ponceuses mont-doriennes, la locution "nappe de ponces" est devenu pratiquement synonyme de "coulée pyroclastique de cendres et ponces". A sa signification primitivement descriptive, s'est actuellement substituée une signification génétique (R. Brousse et al., 1966 ; R. Clocchiatti, 1974 ; J.P. Santoire, 1976).

De plus, nous émettons quelques réserves au sujet de l'utilisation du terme katmaïen. Nous l'emploierons uniquement pour décrire le mécanisme éruptif présidant à la mise en place des coulées pyroclastiques et non pour décrire un type d'appareil volcanique, ce qui nécessiterait une étude complète des dépôts et des points de sortie (aspect que nous n'avons pas envisagé étant donné la position excentrique de la région étudiée par rapport aux centres éruptifs montdoriens).

III - LES PONCES RHYOLITIQUES (type Sailles)

A. - AFFLEUREMENT-TYPE

De nombreuses carrières, de dimensions modestes, entaillent la masse pyroclastique. Les ponces étant actuellement utilisées localement pour le revêtement de chemins vicinaux, les coupes demeurent relativement fraîches.

L'affleurement-type sera pris à la carrière de Sailles, 1 km environ à l'Ouest de ce village, au bord de la route D 150 E^t, immédiatement au Nord de Saint-Nectaire. Ce gisement est très facile d'accès et offre des conditions d'observation très favorables.

On peut y relever la coupe suivante (fig. 6) :

- la partie inférieure du front de taille est constituée par une masse tufacée, relativement meuble, jaunâtre, non litée, de 5 à 6 m d'épaisseur environ. Elle est caractérisée par une très grande richesse en ponces fibreuses de forme ovoïde, disséminées statistiquement au hasard dans la masse. La taille de ces ponces varie de quelques millimètres à 7-8 cm maximum. Leur cassure, franche, présente un aspect d'obsidienne, au reflet chatoyant, dû aux réflexions multiples de la lumière sur les interfaces canalicules-verre. Les vésicules, très étirées, ont une section subcirculaire. Les ponces représentent environ 40 % de l'ensemble.

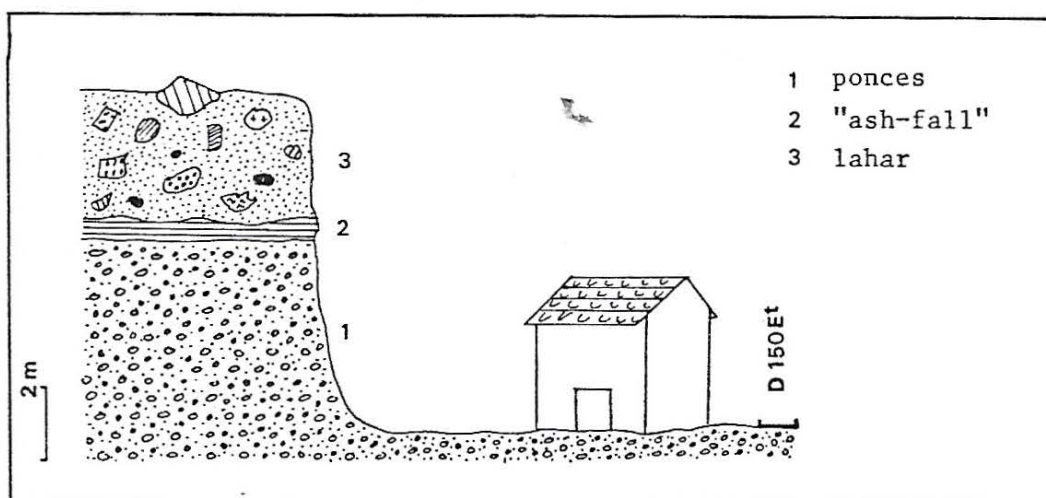


Fig.6 : Coupe de la carrière de Sailles.

Remarque : depuis que ces lignes ont été écrites, cette carrière a été transformée en dépotoir et clôturée. Cependant, de bonnes observations pourront être effectuées dans les carrières proches du village de Farges - au bord de la route D 150, immédiatement au S.W de ce village, situé à 2 km en aval de la carrière décrite.

La matrice, meuble, de teinte jaunâtre, est constituée de fragments vitreux (débris de ponces), de minéraux libres [quartz bi-pyramidé (rare), feldspaths, biotite] et renferme quelques rares éléments allogènes de dimensions généralement réduites et représentés par des fragments de socle cristallin et laves diverses. Le toit de la formation est pratiquement plan sur toute la longueur du front de taille.

- directement superposée, sans trace de ravinement ni de paléosol, vient une assise stratifiée, de 0,4 m de puissance, contenant cendres, minéraux libres et fragments de ponces.

- à la partie haute de la carrière, affleure une masse bréchique grossière, non classée, à ciment cendro-boueux brun-grisâtre relativement induré, emballant des blocs de toutes dimensions (jusqu'à plusieurs m³) et de toute nature (granite, basaltes, trachy-andésites, ponces fibreuses, paquets d'argiles oligocènes). La puissance à l'affleurement est de 5 m environ.

Cette dernière formation, comparable en tout point aux dépôts décrits par de nombreux auteurs dans la région de Perrier, près d'Issoire, présente toutes les caractéristiques des dépôts de coulées boueuses (lahar, mud-flow). Ces formations seront étudiées en détail au chapitre III.

Quant au tuf basal riche en ponces, les caractères observés (masse bréchique non classée très homogène sur tout l'affleurement, richesse en fragments vitreux, absence de ponces roulées) montrent qu'il ne s'agit nullement de formations remaniées, type "alluvions ponceuses", ni de retombées aériennes directes, qui, elles, seraient stratifiées. Il s'agit incontestablement d'un écoulement pyroclastique. Etant donné la granulométrie et la nature des constituants, il s'agit d'une coulée pyroclastique de cendres et ponces.

En ce qui concerne le niveau stratifié intermédiaire, nous avons vu qu'il contenait les mêmes éléments que la coulée pyroclastique sous-jacente, mais avec une granulométrie plus fine. Il semble que l'on puisse exclure l'hypothèse d'un remaniement au toit de la formation ponceuse. Une action fluviatile aurait eu pour effet la disparition des éléments les plus fins (cendres) avec un enrichissement concomitant en éléments grossiers et en ponces roulées. De plus, une action fluviatile se manifesterait par la présence de chenaux ravinant le toit de la formation ponceuse. Or, aucun des caractères cités ci-dessus n'est observé. De même, une action éolienne se serait opérée au détriment des fractions fines et il en aurait résulté une concentration des particules lourdes et un arrondi des ponces très marqué (attrition).

Il s'agit plus vraisemblablement de produits de retombées aériennes de cendres (air-fall ash deposits) issues du panache accompagnant l'émission de la coulée pyroclastique. Un phénomène semblable est décrit par P. Bordet et al. (1963) dans la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska) où la coulée pyroclastique, émise en 1912, est surmontée par un niveau de cendres stratifiées que ces auteurs ont montré être génétiquement liées aux dépôts ignimbriques. Par ailleurs, près du village de Farges (1,500 km à l'Est de Sailles), dans le talus du chemin menant à la carrière ouverte dans une formation ponceuse indurée (qui sera étudiée plus loin), un niveau cendreux reposant sur cette même coulée de ponces a livré des lapilli accrétionnés (pisolithes, oolithes volcaniques). Or, on sait (Moore et Peck, 1962 ; R. Brousse, 1964, Boucarut et Crevola, 1972) que les lapilli accrétionnés prennent naissance, à la façon de grêlons, au sein d'un nuage éruptif (panache) chargé de cendres et riche en vapeur d'eau. Leur présence dans une formation volcanique prouve donc indiscutablement son origine aérienne.

De tels dépôts, contenant des pisolithes, ont été décrits dès 1964 par R. Brousse, dans le massif du Mont-Dore. Ceux-ci se trouvaient dans une position stratigraphique comparable, au toit d'une coulée de ponces (près de Neuffond, S.W. du Puy de Sancy).

On peut également en observer de très beaux échantillons dans des niveaux de tufs lités affleurant près des roches Tuillière et Sanadoire, ainsi que dans le talus de la route menant du Lac de Guéry au Mont-Dore.

En conclusion, nous retenons la succession suivante :

- une coulée pyroclastique de cendres et ponces,
- un niveau de retombées aériennes de cendres (ash-fall),
- un lahar.

Une telle superposition (ponces - lahar) peut être observée dans la plupart des carrières situées sur le pourtour du plateau de Sailles (Freydefont, Sailles, Farges, Sauvagnat) et près des Arnats, au N. Cependant, dans la majorité des cas, le niveau stratifié intermédiaire est absent.

B.- EXTENSION DES PONCES RHYOLITIQUES (fig. 7)

Le caractère d'écoulement est confirmé par la cartographie. Au Nord de la région étudiée, les tufs ponceux dessinent deux langues orientées sensiblement Est-Ouest et à pente Est. La plus septentrionale peut se suivre de façon quasi continue depuis l'amont de Mareuge jusqu'au delà des Arnats en passant par Ludières, soit sur une distance minimale de 10 km. La puissance moyenne à

l'affleurement est de l'ordre d'une dizaine de mètres. Cependant, les données de terrain tendent à faire admettre des épaisseurs bien supérieures (localement plus de 30 m près de Ludières).

La deuxième unité apparaît de Freydefont jusqu'au delà de Farges (5 km au minimum). La puissance moyenne est d'environ 10 m.

Les données de terrain et les résultats de laboratoire montrent qu'il s'agit incontestablement de la même génération de ponces. Il faut noter que la formation ponceuse se présente sensiblement sous le même faciès (même proportion ponces - cendres, taille des ponces) sur tous les affleurements connus, excepté au niveau de Mareuge, dans le talus de la petite route se dirigeant vers l'Ouest, immédiatement à la sortie de ce village. Ce dernier gisement est caractérisé par la présence de blocs rhyolitiques relativement peu vésiculés et de taille légèrement supérieure (jusqu'à 10-15 cm). Ceci peut être expliqué par le fait que nous sommes très proches, semble-t-il, de la base de la coulée pyroclastique, où se seraient concentrés les éléments les plus denses et les plus volumineux. Une telle disposition "structurale" des tufs ponceux traduit une canalisation de ces derniers dans des paléovallées entaillant le cône volcanique.

Dans la partie Sud de la région étudiée, les ponces rhyolitiques présentent une très faible extension. Elles ne sont connues qu'en deux endroits :

- vers la cote 1020 du ruisseau de Malvoissières. Ce gisement était inconnu à ce jour. La formation ponceuse, puissante de 5 à 6 m, se présente sous un faciès très cendreux et la taille moyenne des ponces n'est que de quelques millimètres en moyenne. L'examen des inclusions vitreuses des cristaux de quartz bipyramidés de ce gisement montre l'appartenance de ce tuf à l'ensemble décrit ci-dessus.

- au Puy de Bessoles (flanc Ouest, cote 1010). Ce gisement, décrit par J.P. Santoire (1976) appelle quelques remarques. Cet auteur en vient à parler de "nappe de ponces" du Puy de Bessoles ; il semble que cette affirmation demande à être nuancée. En effet, les conditions d'observation offertes au Puy de Bessoles permettent difficilement de conclure à la présence effective d'une véritable coulée pyroclastique en place. On peut constater tout au plus la présence d'une formation meuble, de teinte jaunâtre, contenant des ponces fibreuses, et puissante de 3 m environ.

Par ailleurs, l'examen morphoscopique des minéraux présents dans cette formation montre des traces indiscutables de remaniement : la plupart

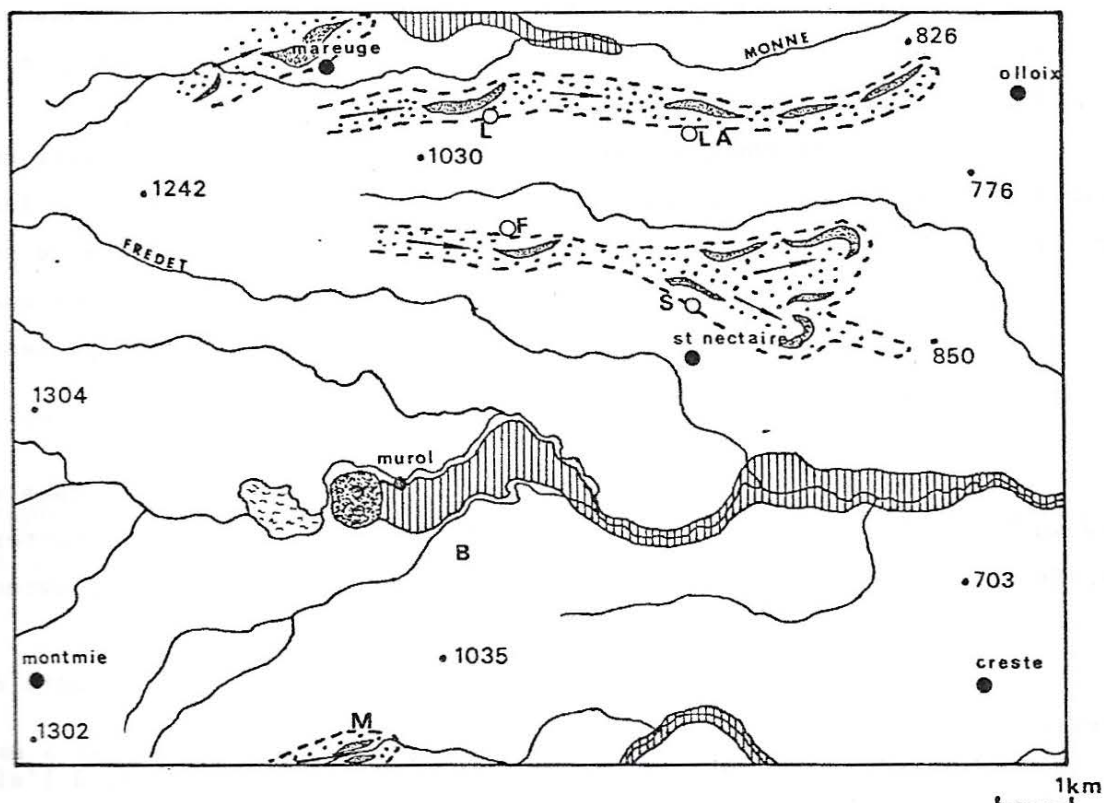


Fig.7 : Extension des ponces rhyolitiques dans le bassin moyen des Couzes.

— sens d'écoulement des ponces



ponces affleurantes



ponces sous recouvrement de lahars et coulées



coulées basaltiques quaternaires du Monténard, Tartaret et Montchal (du N au S).

L : Ludières - L.A. : Les Arnats - F : Freydefont - S : Sailles
B : puy de Bessoles - M : Malvoissières.

des cristaux sont brisés, généralement dépourvus de gaine vitreuse et ils présentent un émousé très net. De plus, la très grande abondance des cristaux de quartz bipyramidés, dépourvus de gaine de verre, témoigne également en faveur d'un remaniement. Ce gisement du Puy de Bessoles est réellement exceptionnel de par la quantité de cristaux de quartz brillants attirant inmanquablement l'oeil dès que l'on arrive sur l'affleurement. Or, dans tous les affleurements, sans exception, de la coulée pyroclastique en place, connus par ailleurs (cf. ci-dessus), les cristaux de quartz sont rares, leur recherche nécessite un examen très minutieux à la loupe, et dans ce cas, ils sont systématiquement recouverts d'une pellicule vitreuse.

Il semblerait donc, qu'au Puy de Bessoles, il se soit produit une concentration des cristaux de quartz, très résistants, au détriment de la fraction fine (cendres) et des ponces lors d'un remaniement de la coulée de ponces.

Rappelons toutefois que l'étude des inclusions vitreuses des quartz de ce gisement a permis à J.P. Santoire (1976) de montrer qu'ils appartenaient à la nappe de ponces supérieure.

En conclusion, la présence de la coulée de ponces rhyolitiques en place au Puy de Bessoles n'est pas établie de façon formelle. Les caractères observés montrent qu'il s'agit plus vraisemblablement des niveaux alluvionnaires nourris à ses dépens.

La surface couverte par les ponces rhyolitiques, dans le cadre de la région étudiée, est au minimum de 20 km².

Rappelons que R. Brousse et C. Lefèvre (1966) ont montré, à l'aide d'une étude granulométrique des téphras ponceux, que ceux-ci étaient issus d'un secteur compris entre les villes de La Bourboule et du Mont-Dore, c'est-à-dire à une distance d'environ 5 km à l'Ouest de la limite occidentale de la région étudiée.

C.- MODE DE MISE EN PLACE

L'ensemble des caractères observés nous permettent d'adopter l'hypothèse classique, admise pour les dépôts de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska), d'un mélange fluidifié gaz-solide s'écoulant à la manière d'un pseudo-fluide (Bordet et al., 1963).

L'absence de tout indice de classement ou d'alignement d'éléments montre qu'il s'agit d'un mélange fluidifié turbulent.

L'absence de soudure au sein de la coulée laisse supposer que la température lors de l'arrêt devait être inférieure à 600° C (R.L. Smith, 1960).

Nous rappellerons que des températures de l'ordre de 400 à 450° C ont été estimées par R. Maury (1971, 1973) pour les nappes de ponces du Cantal d'après l'étude du spectre infra-rouge des bois carbonisés contenus dans ces formations.

Dans l'état actuel des recherches, nous n'avons pas encore découvert de fragments de bois carbonisés au sein de cette coulée pyroclastique.

D.- PETROGRAPHIE

Du point de vue pétrographique, la coulée de ponces est un tuf à matrice vitreuse abondante. On y rencontre de rares éléments allogènes (socle cristallin et fragments des premières couvertures laviques) et surtout d'abondants débris de magma juvénile : cendres, ponces et phénocristaux.

Méthode d'étude

La matrice, meuble, a été désagrégée à la main, lavée aux ultrasons, séchée, puis examinée à la loupe binoculaire.

Les ponces, très fraîches, ont été étudiées selon les méthodes de la pétrographie classique : examen de plaques minces au microscope polarisant, platine universelle, analyses chimiques, etc...

1) MATERIEL PONCEUX "TOTAL"

a.- Les minéraux

Les cendres et les plus grosses ponces ayant été éliminées au lavage, l'examen à la loupe binoculaire révèle le cortège minéralogique suivant :

	<u>Sailles</u>	<u>Les Arnats</u>	<u>Malvoissières (ruisseau)</u>
Feldspaths	+++	+++	+++
Quartz	++	++	++
Biotite	++	++	++
Hornblende brune	+	+	+
Hornblende verte	+	+	+
Augite en prisme	+	+	+
Augite denticulée	+	+	+
Sphène	++	++	++
Magnétite	++	++	++
Zircon	+	+	+
Apatite	+	+	+
	+++ abondant	++ peu abondant	+ rare

Les feldspaths se présentent en tablettes allongées très limpides et fréquemment recouvertes d'une gaine de verre de teinte jaunâtre. Le quartz, en cristaux bipyramidés de taille millimétrique, est également recouvert d'une pellicule vitreuse lui conférant un éclat mat. Les autres espèces minérales, toujours automorphes, très fraîches, montrent quelques reliques de gaine vitreuse. Notons l'abondance relative du sphène parmi les minéraux accessoires. Nos observations se révèlent être en bon accord avec celles effectuées par H. Pelletier (1968, 1973) qui signale dans les "sables ponceux et cinéritiques" de Ludières (= coulée de ponces) la présence des minéraux lourds suivants :

- hornblende brune
- hornblende verte
- apatite
- augite en prisme et denticulée
- sphène
- zircon (très rare)
- biotite
- magnétite.

L'examen (par H. Pelletier) des minéraux lourds extraits des ponces de Ludières révèle la présence de :

- sphène
- hornblende verte
- apatite
- rares zircons roses
- magnétite.

b.- La matrice

La fraction fine (cendres), simplement prélevée dans le "tout-venant" est montée dans une goutte de baume du Canada entre lame et lamelle. Outre des minéraux isolés, elle est constituée essentiellement de débris ponceux de toutes dimensions, du millimètre à quelques dizaines de microns. Les fragments vitreux sont anguleux, parfaitement limpides et montrent des vésicules très étirées. On note une assez faible proportion de véritables échardes vitreuses (parois de bulles). Celles-ci possèdent alors parfois la structure caractéristique en Y.

2) LES PONCES (photos I et II)

Dépassant rarement 5 cm, elles sont de teinte jaunâtre et de forme allongée ($L/l = 2$ à 3). Elles possèdent une structure fibreuse très caractéristique. Les fibres rectilignes et parallèles sont très régulières ; leur ordonnancement est seulement dérangé de place en place par la présence de cristaux de feldspath, biotite ou magnétite constituant des noeuds dont l'aspect est tout à fait comparable (à échelle réduite, bien sûr) aux noeuds observables sur

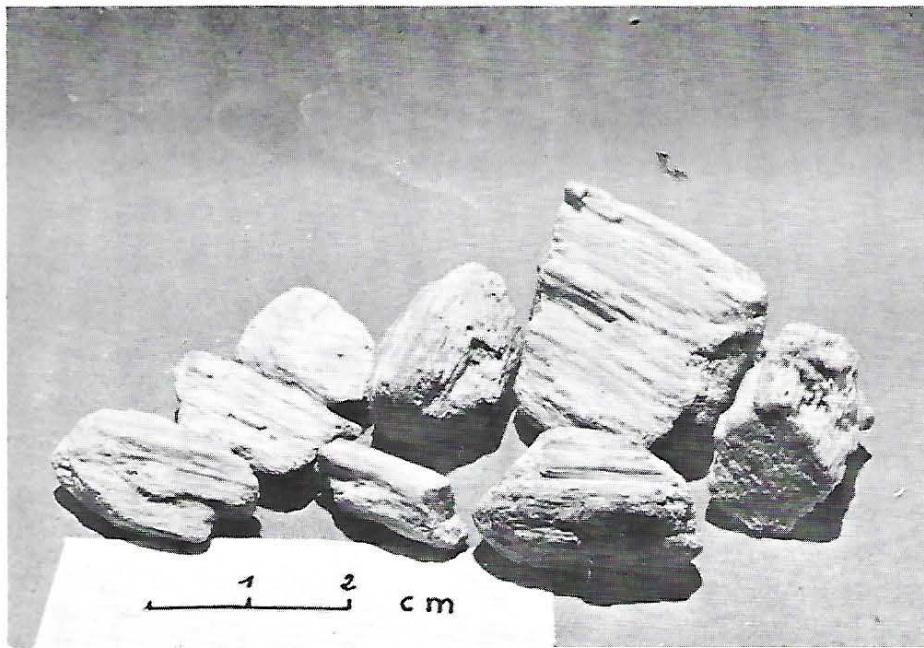


Photo I : Ponces de type Sailles. Noter la structure fibreuse et la cassure très franche, visible sur l'échantillon de droite. (Carrière de Sailles).

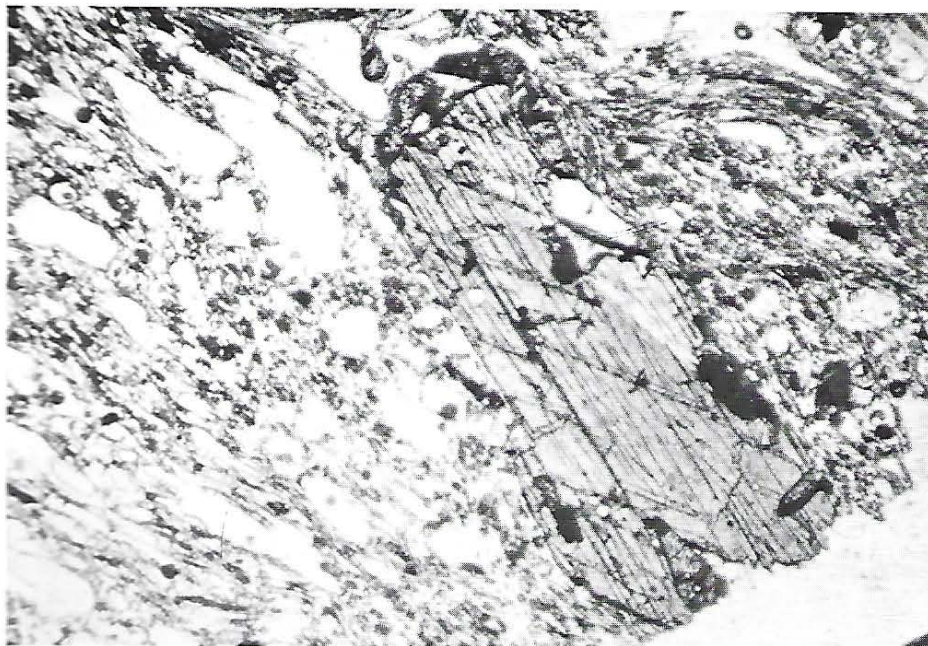


Photo II : Amphibole des ponces de type Sailles (échantillon provenant de Mareuge - LM A 94 969)

une branche d'arbre. La cassure transversale, très franche, présente un aspect d'obsidienne. La densité "sèche" - rapport poids/volume déterminé en pesant un parallélépipède découpé dans la roche - est de 0,66 environ. Cependant, la plupart des échantillons ne flottent pas sur l'eau, car les vésicules, très allongées, les traversent de part en part. Seuls les plus gros échantillons (4 à 5 cm) parviennent à se maintenir un certain temps (jusqu'à 24 h) à la surface, ce qui tendrait à montrer que la longueur moyenne des vésicules est voisine de 3 à 4 cm.

A l'oeil nu, on peut distinguer quelques cristaux de feldspaths, biotite et magnétite.

Au microscope, la paragenèse est la suivante (LM 42531 - bloc rhyolitique macroscopiquement peu vésiculé, Mareuge) :

- quartz en cristaux trapus automorphes ;
- plagioclase (oligoclase An 20-25) de grande taille, parfois zoné et aux contours plus ou moins déchiquetés ;
- feldspath alcalin (sanidine) en grandes plages très fraîches ;
- biotite en tablettes flexueuses ou même parfois brisées ;
- amphibole verte (très rare) légèrement pléochroïque (ng : vert foncé, np : vert clair) possédant des inclusions de sphène ;
- clinopyroxène de teinte verte peu accusée, généralement xénomorphe ;
- sphène, relativement abondant, en sections losangiques ;
- magnétite ;
- apatite.

Tous ces minéraux baignent dans une matrice vitreuse incolore fortement vésiculée.

Cette paragenèse, établie au microscope, apparaît incomplète par rapport à celle établie grâce à l'examen de la "roche totale" à la loupe binoculaire ; ceci est dû à la très forte teneur en verre de la roche, ce qui pose ainsi un simple problème de statistique, la probabilité d'obtenir une section de tel ou tel minéral étant somme toute assez faible.

E.- ETUDE MINERALOGIQUE

1) LE QUARTZ (photos III, IV, V et VI)

Depuis les travaux de R. Clocchiatti (1974), cette espèce minérale revêt une importance capitale pour l'identification des "nappes" de ponces rhyolitiques du Mont-Dore. Cet auteur a mis au point une méthode sure et rapide de détermination de l'identité des cristaux de quartz grâce à l'étude de leurs inclusions vitreuses. Nous en rappelons les résultats dans le tableau suivant.

		Nappe inférieure Murat-le-Quaire	Nappe supérieure St-Bonnet d'Orcival
Exoscopie	gaine de verre	oui, continue	oui, discontinue
	morphologie des cristaux	variables, entiers	automorphes, éclatés
	traces de fusion	oui	rare
	lacunes non oblitérées	fréquentes	rare
Endoscopie	dimension moyenne des cavités	> 100 μ	$\leq$ 100 μ
	densité des R.M.	grande, > 5 % du volume du cristal	faible, < 5 % du volume du cristal
	forme des cavités	non éclatées	éclatées
	inclusions secondaires	absentes	absentes

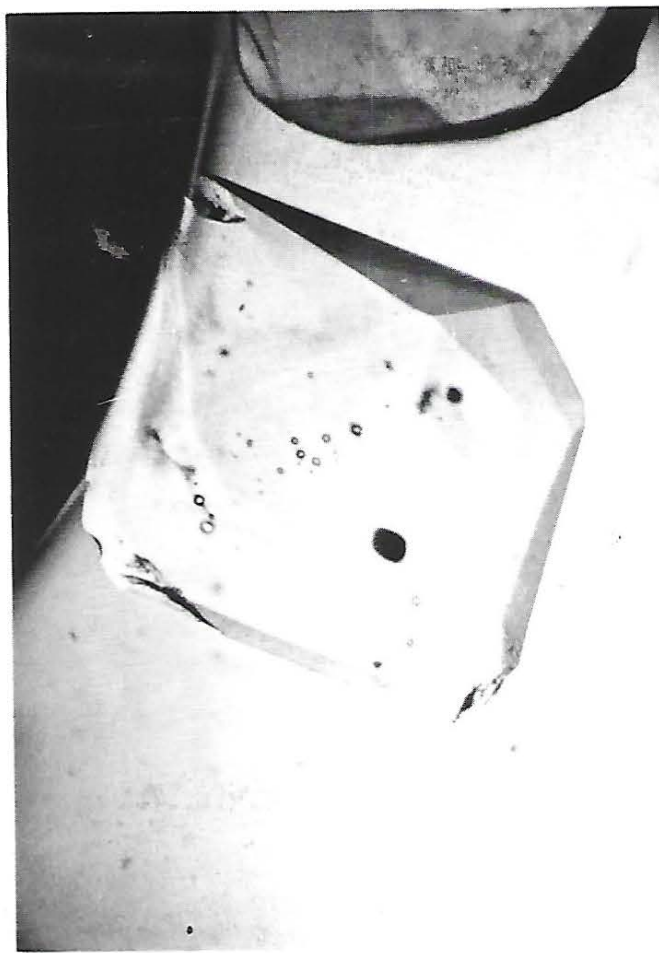
Présents à l'état libre dans la masse tuffacée, les cristaux de quartz dépassent fréquemment la taille du millimètre. Il est alors aisé de les séparer à la main sous la loupe binoculaire. Les cristaux sont ensuite montés dans une goutte de Baume du Canada, entre deux lamelles couvre-objets (24 - 30 mm) retenues par une monture auto-collante en carton, type diapositive (5 x 5 cm). Les cristaux entiers sont relativement rares, mais les fragments sont très facilement reconnaissables à leur éclat. Ils présentent des formes dihexaédriques très nettes (voir les excellentes photographies réalisées par R. Clocchiati, à l'aide d'un microscope électronique à balayage). La plupart sont composés de deux pyramides hexagonales directement opposées, plus rarement séparées par un prisme droit d'importance toujours réduite. Ils sont parfaitement limpides, incolores ou légèrement violacés et possèdent dans la plupart des cas des restes de gaine de verre bulleux, de teinte jaunâtre. Les inclusions vitreuses sont peu abondantes, de forme dihexaédrique, aux parois légèrement bombées et à libelle de retrait très réduit (photo VI). Les plus grosses d'entre elles (70 μ) présentent des amorces de fractures.

La rareté, la morphologie et la taille des inclusions vitreuses montrent que nous sommes en présence de la "nappe de ponces" supérieure, telle qu'elle a été définie par R. Brousse et C. Lefèvre (1966) et R. Clocchiati (1974) et que l'on peut observer à Rochefort-Montagne, à la carrière Lapine, St-Bonnet d'Orcival, etc...

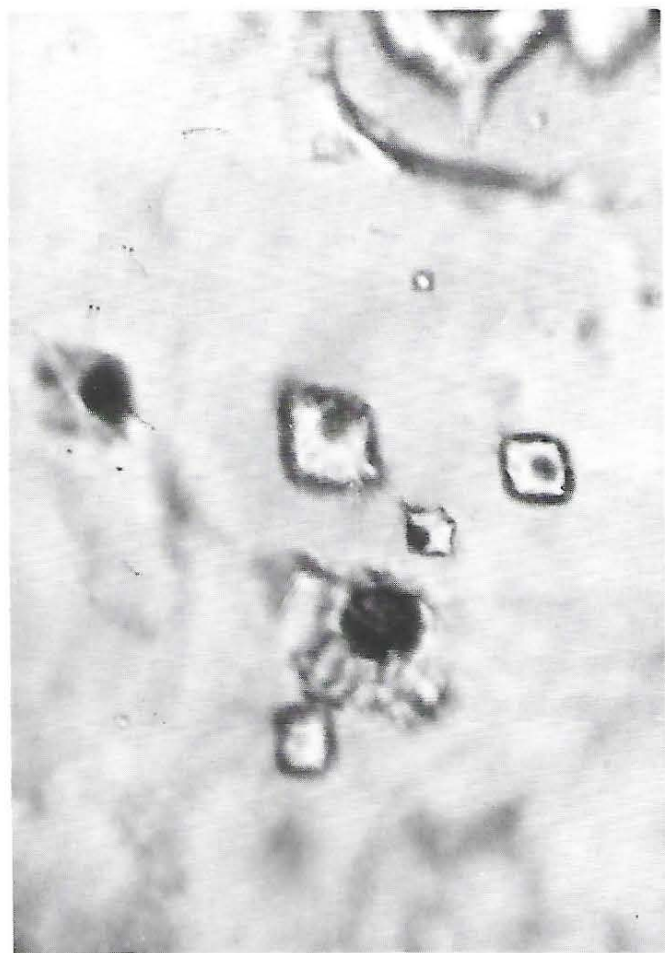
1mm



1mm



III
V
IV
VI



1mm

LES CRISTAUX DE QUARTZ BIPYRAMIDE
des PONCES RHYOLITIQUES (TYPE SAILLES)
- CLICHES EN LUMIERE TRANSMISE -

Photo III : cristal automorphe dépourvu de gaine de verre.
Noter la faible densité d'inclusions vitreuses
(Ech. Puy de Bessoles).

Photo IV : au centre, cristal recouvert d'une pellicule
de verre bulleux (éch. Malvoissières).

Photo V : cliché montrant la densité et la morphologie
des inclusions vitreuses (éch. Sailles).

Photo VI : morphologie des inclusions vitreuses. Noter
l'amorce de fractures (éch. idem ci-dessus).

Nous devons à l'amabilité de R. Clocchiatti d'avoir bien voulu examiner nos échantillons et d'avoir confirmé leur appartenance à la nappe supérieure.

2) FELDSPATHS

Egalement présents à l'état libre dans la masse tuffacée, ils se présentent sous forme de tablettes allongées, millimétriques, fréquemment recouvertes d'une pellicule de verre bulleux de teinte jaunâtre. Lorsque cette gaine vitreuse est absente, les feldspaths apparaissent alors extrêmement limpides.

L'étude chimique a été réalisée à l'aide du micro-analyseur à sonde électronique du B.R.G.M. à Orléans. Les analyses ont été effectuées sur deux échantillons :

- "roche totale", bloc rhyolitique peu expansé prélevé à la base de la coulée pyroclastique, près de Mareuge ;
- minéraux en grains, prélevés à la cote 1020 du Ruisseau de Malvoisières.

a.- Nomenclature

Pour les plagioclases, la nomenclature utilisée est celle de Calkins (1917), soit : Labrador An 70 à An 50, Andésine An 50 à An 30, Oligoclase An 30 à An 10, auxquels il faut rajouter les termes d'andésine potassique et oligoclase potassique qui renferment plus de 5 % de molécules d'orthose.

Les définitions des termes oligoclase potassique, sanidine sodique et sanidine sont moins bien établies que celles des plagioclases. Pour notre part, nous n'utiliserons que les définitions de T.W. Barth (1969), soit : Oligoclase potassique An 30 à An 10 et Or₅ à Or 35, Anorthose An 0 à An 10 et Or 10 à Or 35, sanidine sodique Or 35 à Or 63 et sanidine Or supérieur à 63.

b.- Composition chimique

Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau suivant et sur la figure 8.

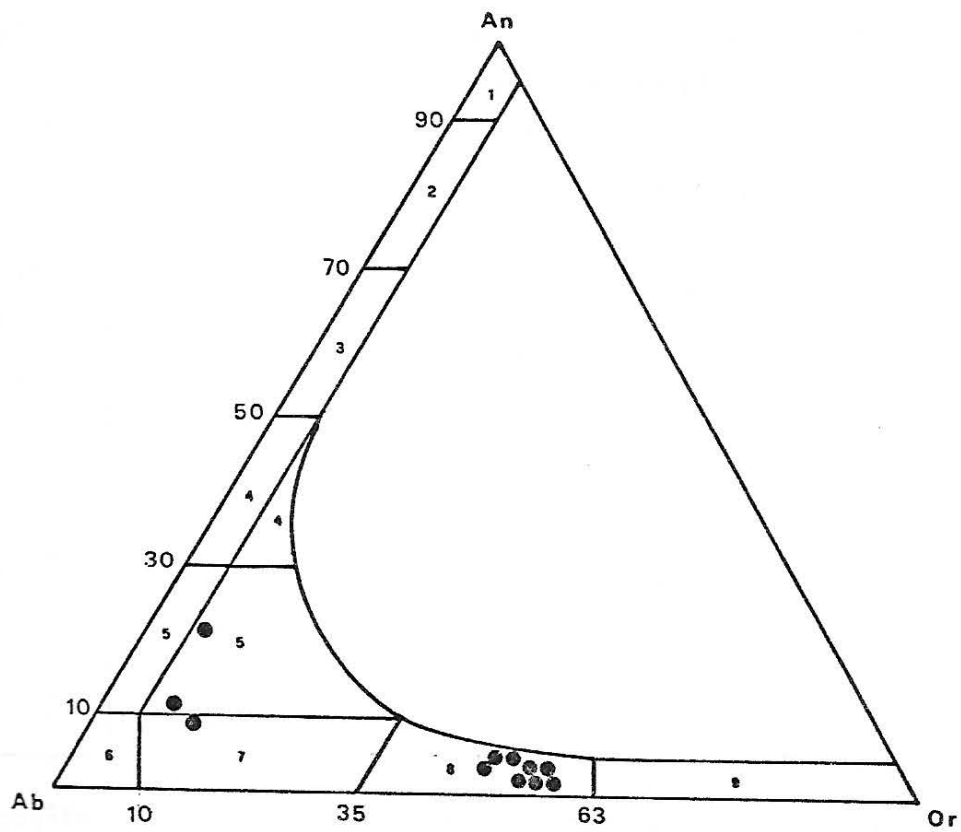


Fig.8 : Feldspaths des pones rhyolitiques.

TABEAU 1.- Analyse chimique des feldspaths des ponces.

Ponces rhyolitiques	% poids				recalculé à 100 %			Nomenclature
	Fe	K	Na	Ca	Or	Ab	An	
Phénocristaux	0,24	1,03	7,34	4,23	7	71	22	oligoclase K
	0,16	1,63	9,98	2,51	9	80	11	oligoclase K
	0,10	8,50	4,78	0,19	53	46	1	sanidine sodique
	0,14	8,15	5,70	1,11	47	48	5	" "
	0,14	8,35	5,66	1,28	46	48	6	" "
	0,18	8,52	5,47	1,10	48	47	5	" "
	0,10	1,80	7,86	1,74	12	79	9	Anorthose
Microphé- nocristaux	0,10	7,50	5,24	0,45	47	50	3	sanidine sod.
	0,15	8,14	4,84	0,25	52	47	1	" "
	0,15	8,45	4,83	0,27	53	46	1	" "
	0,15	8,65	4,69	0,34	54	44	2	" "
	0,20	8,07	4,74	0,33	52	46	2	" "
	0,14	8,81	4,67	0,24	55	44	1	" "
	0,08	8,21	4,82	0,29	52	46	2	" "
	0,13	5,73	5,80	0,65	38	58	4	" "

Le plagioclase, en phénocristaux (1,5 à 2 mm) est un oligoclase potassique (Or 7 Ab 71 An 22), avec parfois une écorce de sanidine sodique.

Le feldspath alcalin, également en phénocristaux, est une sanidine sodique dont la composition varie entre Or 38 et Or 48.

Les microphénocristaux (0,5 à 1 mm) sont des sanidines sodiques (Or 52 à Or 55).

3) PYROXENES : Les deux types de pyroxènes (vert et noir) décrits par R. Brousse et al. (1966) ont été retrouvés dans les ponces "de type Sailles". Selon ces auteurs, il s'agit d'augites subcalciques, mais celui qui est de teinte noire est ferreux alors que l'autre, de couleur verte, est magnésien.

La variété noire se présente en prismes trapus automorphes aux faces toujours très nettes. Le pyroxène vert, en revanche, revêt un aspect déchiqueté, limité à ses extrémités non pas par une surface plane, mais par des dents de scie. Il peut renfermer de la magnétite et parfois du zircon en

inclusion. Au microscope, il apparaît largement vacuolaire. Cette espèce minérale a été décrite par G. Kieffer et H. Pelletier (1969) sous le nom d'augite denticulée.

Pour R. Brousse, le pyroxène vert serait d'origine précoce et aurait pris naissance à des températures voisines de 900° à 1000° C.

4) BIOTITE : Relativement abondante, elle se présente en fines paillettes, fréquemment tordues ou même parfois brisées. Selon R. Brousse, il s'agit de lépidomélane riche en fer ferrique (55 % de phlogopite et 45 % d'annite).

5) AMPHIBOLE : non signalée jusqu'à présent, il s'agit d'une amphibole de couleur verte, toujours très fraîche, à pléochroïsme très net (ng : vert foncé, np : vert clair). De manière générale, elle cristallise en baguettes automorphes de petite taille (0,5 mm) parfois maclées h l. Les minéraux en grains présentent une teinte vert-bouteille très soutenue.

$$2V = -70^\circ \text{ et } ng/c = 18^\circ$$

Les analyses (microsonde B.R.G.M. Orléans) sont reportées dans le tableau ci-dessous :

	1	1'	2
SiO ₂	49,43	49,28	50,30
Al ₂ O ₃	4,57	4,83	4,40
FeO	12,92	13,12	12,10
MgO	14,31	14,00	15,50
CaO	10,11	10,07	10,70
Na ₂ O	2,10	1,95	2,00
K ₂ O	0,63	0,67	0,50
TiO ₂	0,78	0,89	0,70
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	-
MnO	2,92	2,80	2,00
H ₂ O	2,03	2,03	-
Total	99,84	99,67	98,20
Si	7,29	7,27	7,32
Z Al	0,71	0,73	0,68
Ti	-	-	-
			.../...

TABEAU 2.- Analyse chimique de l'amphibole des ponces.

		1	1'	2
X + Y	Al	0,08	0,11	0,07
	Fe	1,59	1,62	1,47
	Mg	3,14	3,08	3,36
	Mn	0,36	0,36	0,24
	Ti	0,09	0,09	0,08
W	Ca	1,60	1,59	1,67
	Na	0,60	0,56	0,57
	K	0,12	0,12	0,10

(1, 1') : amphibole (rhyolite poncifiée : Mareuge)

(2) : amphibole (rhyolite de Lusclade) in R. Maury (1976)

Les paramètres de maille sont les suivants (Mme Mergoil, Clermont-Fd) :

$$\begin{aligned}
 a &= 9,879 \pm 0,004 \text{ \AA} \\
 b &= 18,119 \pm 0,007 \text{ \AA} \\
 c &= 5,304 \pm 0,004 \text{ \AA} \\
 \beta &= 104^\circ 44' + 3' \\
 V &= 918,3 \pm 0,6 \text{ \AA}^3
 \end{aligned}$$

Cette amphibole, à teneur relativement élevée en Si et Mn et pauvre en Ti et Al révèle une composition chimique très voisine de celle analysée par R. Maury dans la rhyolite de Lusclade.

Selon la nomenclature proposée par B.E. Leake (1968), il s'agit d'hornblendes actinolitiques caractérisées par les paramètres suivants :

(1)	Ca + Na + K = 2,32	mg = 0,66	Si = 7,29
(1')	Ca + Na + K = 2,27	mg = 0,61	Si = 7,27
(2)	Ca + Na + K = 2,34	mg = 0,66	Si = 7,32

6) MINÉRAUX ACCESSOIRES : le *sphène* et la *magnétite* sont relativement abondants. Le *sphène*, de couleur jaune-miel peut atteindre jusqu'à 0,5 mm. La *magnétite* cristallise en octaèdres ou en gouttes.

L'*apatite* et le *zircon* (rose) sont également présents, mais très peu abondants.

7) VERRE : il constitue 50 à 60 % de la roche. Il est incolore et ne présente aucune trace de dévitrification. Il montre cependant une très légère biréfringence de tension.

Son indice est voisin de $1,497 \pm 0,02$ (mesuré aux liqueurs d'indice Cargille).

F.- ETUDE CHIMIQUE

Cinq analyses, dont trois nouvelles, sont reportées dans le tableau Il s'agit de quatre analyses (1, 2, 3, 4) de ponces (simplement triées à la main) et d'une analyse du matériel ponceux total (5).

Analyses chimiques des ponces rhyolitiques

	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,10	73,90	73,90	73,90	73,40
Al ₂ O ₃	12,80	12,20	11,93	10,95	13,30
Fe ₂ O ₃	1,00	0,80	0,15	0,08	1,00
FeO	-	-	0,87	1,06	0,30
MgO	0,20	-	0,13	1,08	0,20
CaO	0,40	0,30	0,34	1,58	0,55
Na ₂ O	3,40	3,40	4,10	4,08	3,40
K ₂ O	4,90	4,40	4,62	4,60	4,90
TiO ₂	0,30	0,40	-	-	0,40
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-
MnO	0,09	0,09	-	-	0,08
H ₂ O ⁺	3,76	3,23	4,00	3,35	2,97
H ₂ O ⁻	0,58	0,35			0,50
Total	100,53	99,07	100,04	100,68	100,70
Si	71,13	72,63	71,63	70,51	70,48
Al	14,65	14,11	13,60	12,29	15,03
Fe ³⁺	0,73	0,59	0,12	0,06	0,72
Fe ²⁺	-	-	0,70	0,97	0,24
Mg	0,29	-	0,19	1,55	0,29
Ca	0,42	0,32	0,35	1,62	0,57
Na	6,40	6,47	7,69	7,53	6,32
K	6,09	5,52	5,72	5,60	6,01
Ti	0,22	0,29	-	-	0,29
Mn	0,07	0,08	-	-	0,07
R	96,77	97,43	97,46	91,86	95,61
S	46,05	48,73	42,65	42,65	48,73
T	100,00	71,43	81,19	36,73	76,92

TABLEAU 3.- Analyses chimiques des ponces rhyolitiques.

	1	2	3	4	5
Q	33,43	36,66	31,20	30,54	33,41
Or	28,98	26,03	27,24	27,24	28,98
Ab	28,74	28,74	34,58	30,39	28,74
An	1,99	1,49	0,56	-	2,73
Cor.	1,16	1,29	-	-	1,39
SiO ₃ Ca	-	-	-	-	-
SiO ₃ Mg	0,50	-	0,90	-	0,50
SiO ₃ Fe	-	-	-	-	-
Ma	-	-	-	-	0,07
Ilm	0,19	0,19	-	-	0,76
Hém.	1,00	0,80	0,23	-	0,95
Rutile	0,20	0,30	-	-	
Q	36,68	40,09	33,54	34,64	36,66
Or } 100%	31,79	28,47	29,28	30,89	31,80
Ab }	31,53	31,43	37,18	34,47	31,54

- 1 - ponce, carrière de Sailles. An. nouvelle (F. Cantagrel, S. Couturié, Clermont-Fd, 7826)
2 - ponce, Les Arnats. An. nouvelle (F. Cantagrel, S. Couturié, Clermont, 7827)
3 - ponce, Sailles (in Lacroix, 1908)
4 - ponce, Ludières (in Lacroix, 1908)
5 - matériel ponceux total - carrière de Sailles. An. nouvelle (F. Cantagrel, S. Couturié, Clermont, 7825).

Il faut noter tout d'abord une assez bonne correspondance entre des analyses chimiques réalisées à près de 70 ans d'intervalle et par des méthodes différentes (1, 2, 5 : absorption atomique). L'analyse du matériel ponceux total, très proche de celles réalisées sur les ponces seules, se révèle en très bon accord avec les observations de terrain qui nous ont montré la très faible proportion d'éléments énallogènes au sein de la coulée pyroclastique.

Le report des paramètres chimiques sur les diagrammes évolutifs montrant les variations de l'indice R de Jung et Brousse (1958) et de l'indice S de Chayes (1964) en fonction des teneurs en silicium permet de constater que les points représentatifs se groupent dans le domaine des rhyolites alcalines (fig. 9).

La fig. 10 où sont reportées les teneurs normatives en quartz, orthose et albite recalculées à 100 % dans le système Q - Or - Ab (O.F. Tuttle

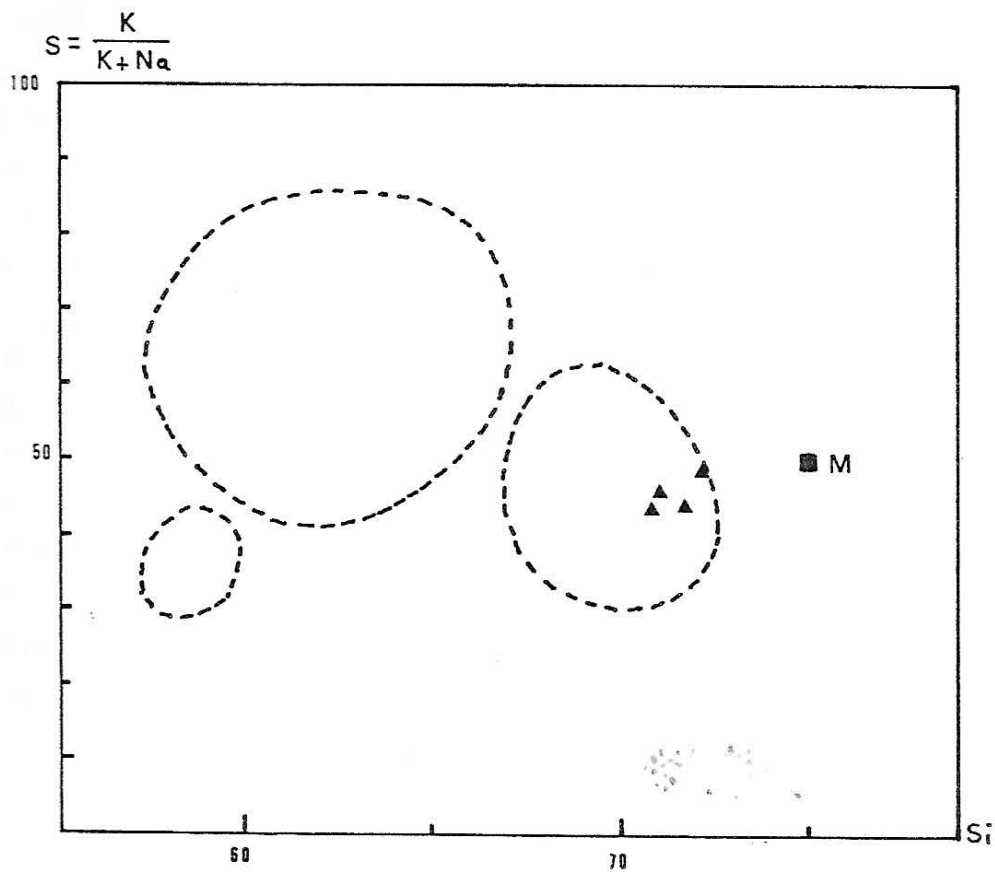
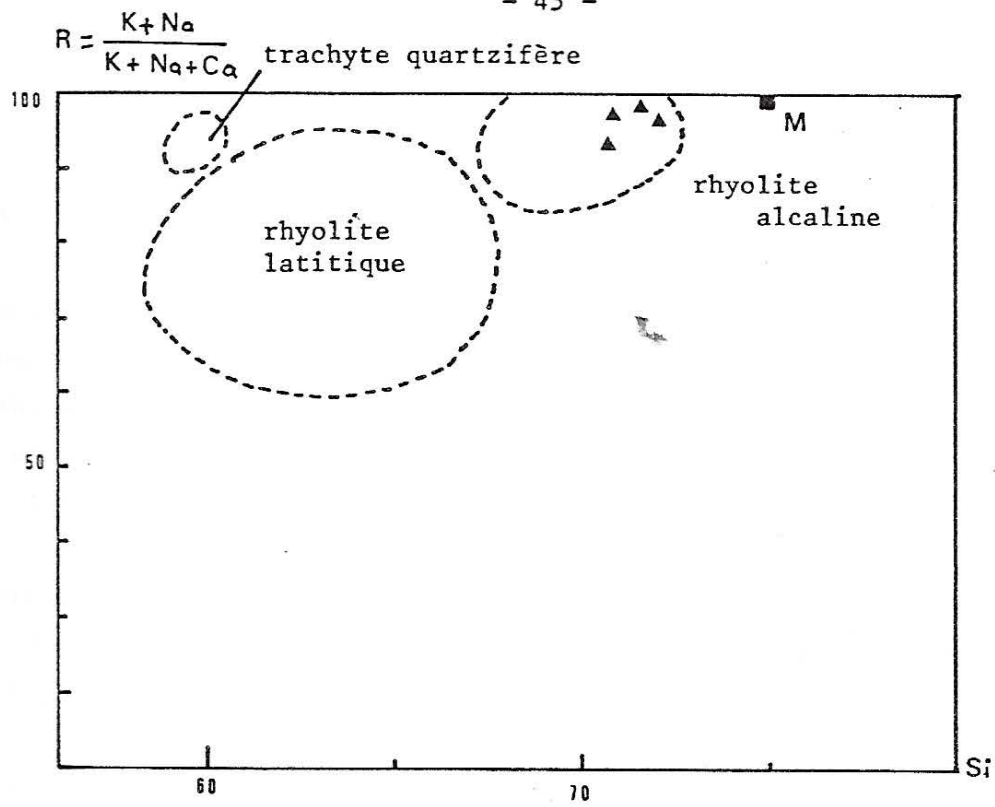
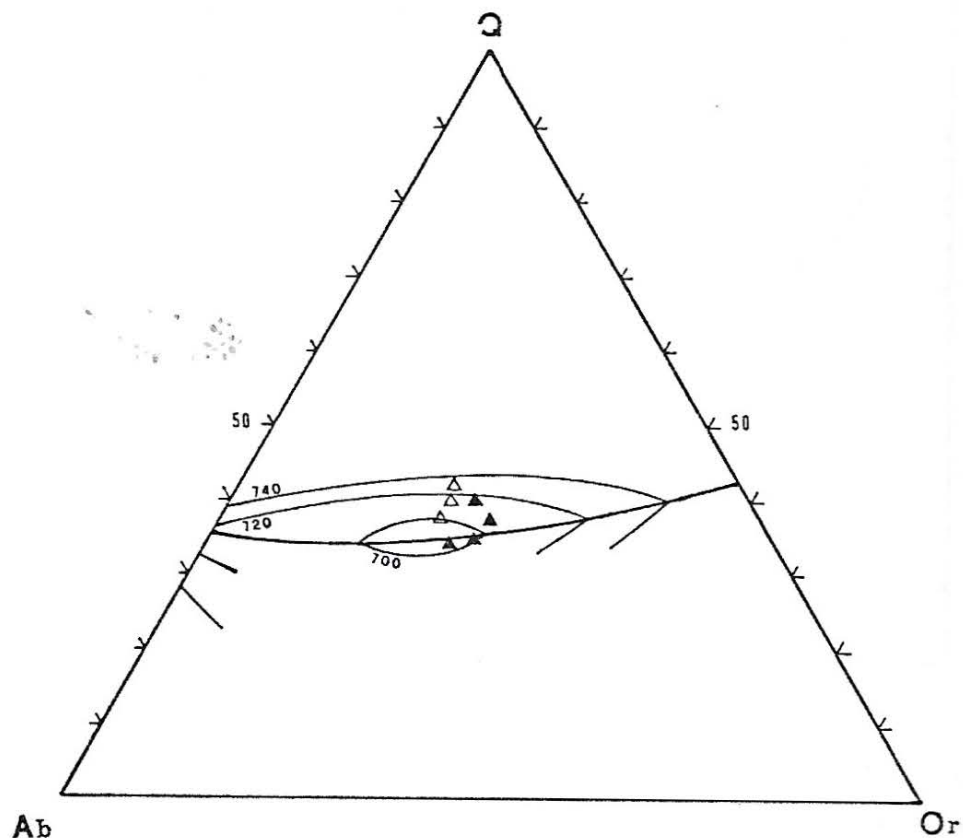


Fig.9 : position des ponces rhyolitiques dans les diagrammes de Jung et Brousse (1958).



- ▲ Roche totale
- △ Reliquats magmatiques

Fig.10 : position des ponces rhyolitiques (et des inclusions vitreuses des cristaux de quartz) dans le diagramme Q - Or - Ab de Tuttle et Bowen (1958).

et N.L. Bowen, 1958) sous une pression d'eau de 3000 bars montre que ces ponces tendent vers l'eutectoïde rhyolitique.

D'autre part, R. Clocchiatti (1974) a montré que la composition des inclusions vitreuses des cristaux de quartz des "nappes de ponces" du Mont-Dore était également voisine du minimum thermique dans le système Q - Or - Ab. De plus, on peut remarquer que les ponces correspondent à peu de chose près au point de vue chimique au liquide initial dans lequel ont cristallisé les cristaux de quartz.

Pour R. Clocchiatti, une fusion totale ou sub-totale d'un matériel riche en silice à haute pression et basse température (800° C) serait à l'origine du magma ayant donné naissance aux ponces rhyolitiques. Cette hypothèse, relative à la genèse d'un magma rhyolitique par fusion partielle du socle granito-gneissique sous-jacent au massif volcanique du Mont-Dore, a déjà été avancée par de nombreux auteurs :

- L. Glangeaud (1943) et ses collaborateurs (Glangeaud et Letolle, 1962 ; Letolle et Kulbicki, 1969) considèrent que deux magmas "primitifs" sont à l'origine des roches volcaniques du Mont-Dore : un magma basaltique alcalin et un magma rhyolitique palingénétique issu de la fusion du socle sialique du Massif Central. Les rhyolites seraient l'expression directe du magma palingénétique.

- R. Brousse (1961 a, 1967, 1971) considère que la cristallisation fractionnée est le mécanisme prédominant de la magmatologie du Mont-Dore. Cet auteur propose la coexistence, dans le Mont-Dore, de deux séries évoluant dans deux réservoirs magmatiques différents. L'une, partant de basaltes franchement alcalins, aboutirait à des termes phonolitiques ; l'autre, moins alcaline, comporterait les "basaltes pauvres en olivine", les trachy-andésites et enfin les rhyolites. Dans cette hypothèse, l'enrichissement en silice de la seconde série ("série saturée") est d'une part due au caractère peu alcalin du basalte initial ; d'autre part, elle traduit l'existence d'une contamination par le socle sialique. Cependant R. Brousse écrit en 1971 : "Toutefois, en ce qui concerne les nappes de ponces, il est possible qu'elles soient le produit d'anatexie, au contact du toit du magma basaltique. Leur volume, estimé à 11 km³, est compatible avec le volume de la fosse de la Haute-Dordogne".

- R. Maury (1976) a montré que la saturation en silice des roches volcaniques du Mont-Dore est due à un processus de cristallisation fractionnée s'effectuant lors du passage doréite - sancyite (K - mugéarite - K - benmoréite) par formation de cumulats à dominante d'amphibole pargasitique. Selon cet

auteur, certaines rhyolites (non hyperalcalines) apparaissent en continuité avec le reste de la série doréite-sancyite et semblent dériver des sancyites (K - benmoréites) par fractionnement de feldspath alcalin.

En revanche, les pyroclastites ponceuses rhyolitiques du Mont-Dore représentent pour R. Maury l'expression d'un magma crustal formé par anatexie du socle au contact du réservoir magmatique. Son argumentation repose d'une part sur les données pétrochimiques fournies par R. Clocchiatti, à savoir que la composition chimique des reliquats magmatiques des cristaux de quartz est proche du minimum thermique du système Q - Or - Ab sous $P_{H_2O} = 4$ kb. D'autre part, cet auteur a montré que la chambre magmatique sous-jacente au Mont-Dore, est du moins pour partie profonde ($P_{H_2O} = 4$ à 5 kb), et à ce niveau, l'anatexie au contact peut atteindre un grand développement (ce dernier résultat a été obtenu par cet auteur à l'aide d'arguments pétrochimiques, notamment l'étude de l'équilibre des oxydes de Fe - Ti).

A ces arguments pétrochimiques, peuvent s'ajouter des arguments de terrain. En effet, le grand volume des produits acides émis (plus de 10 km³ - R. Brousse, 1966) apparaît incompatible avec ce que pourrait produire la différenciation d'un magma basaltique. Les termes intermédiaires de cette "série" sont par ailleurs absents. D'autre part, le fait que le volcan du Mont-Dore soit placé sur un horst à grand rayon de courbure, où la compression a dû jouer un très grand rôle, a pu conduire à l'existence de fortes pressions favorisant l'anatexie locale du socle au contact de l'intrusion magmatique.

Cet ensemble d'observations nous amène à admettre également cette hypothèse de l'origine paléogénétique des pyroclastites ponceuses rhyolitiques du massif du Mont-Dore.

G.- AGE

Grâce à l'étude des inclusions vitreuses des cristaux de quartz présents dans la masse ponceuse, il a été montré que la coulée de ponces de "type Sailles" devait être rattachée à la "nappe de ponces supérieure" définie par R. Brousse (1966). Les déterminations K/Ar effectuées par H. Bellon (1972) sur les ponces de Rochefort-Montagne (nappe sup.) ont donné un âge voisin de 3,32 M.A., ce qui situe cette formation à la limite Pliocène - Villafranchien. Les observations de terrain sont en très bon accord avec ces résultats. En effet, nous avons vu lors de l'étude de l'affleurement-type de la carrière de Sailles que la coulée de ponces était directement surmontée par des dépôts de coulées boueuses (lahar) qui, nous le verrons plus loin, sont à rattacher au cortège des lahars de Perrier.

Or, l'âge de ces derniers est maintenant établi avec précision grâce à la faune mammalienne présente dans les alluvions sous-lahariques et qui comprend une association caractéristique de l'extrême base du Villafranchien.

Rappelons que les ponces contenues dans les alluvions fossilifères ont donné à G.H. Curtis (in P. Bout, 1967) un âge de 3,3 M.A. Ces ponces représentent probablement un faciès de remaniement immédiat de la coulée pyroclastique vers l'aval.

En conclusion, ce faisceau d'arguments nous incite à retenir un âge voisin de 3,3 M.A. pour la coulée de ponces rhyolitiques à ponces fibreuses ("nappe supérieure" de R. Brousse) présente dans la région étudiée.

IV - LES PONCES TRACHYTIQUES

Présentes uniquement dans la partie méridionale de la région étudiée, ces ponces ont été décrites dès 1908 par A. Lacroix ; mais ce n'est qu'en 1976 que de nouveaux travaux ont été entrepris sur ces formations par J.P. Santoire qui se livra à une étude thermo-optique des inclusions vitreuses de leurs feldspaths.

D'après l'étude du seul gisement de Chomeilles, cet auteur conclut à l'existence d'une "nappe de ponces", différente des nappes connues par ailleurs (Brousse et Lefèvre, 1966) et dont la mise en place se serait effectuée lors d'une phase éruptive "vulcanienne" localisée dans la région de Super-Besse. Cette conclusion apparaît toutefois contradictoire. En effet, si ces tufs ponceux représentent réellement des dépôts de type "nappes de ponces" (dans son acception montdorienne), c'est-à-dire mis en place par un écoulement pyroclastique, le dynamisme responsable n'est en aucun cas de type vulcanien. Ce type d'activité éruptive, caractérisé (Macdonald, 1972) par la projection verticale, rythmique et plus ou moins violente de blocs, bombes en croûte de pain, cendres ou ponces, donne naissance à des dépôts lités, granoclassés édifiant un cône pyroclastique et non à des écoulements pyroclastiques capables de parcourir des distances considérables. Le dynamisme présidant à la mise en place de coulées pyroclastiques de cendres et ponces est de type katmaïen.

Nous ferons également remarquer que l'interprétation "nappe de ponces" proposée par J.P. Santoire n'est étayée que par l'étude d'un seul gisement, ce qui peut paraître paradoxal, étant donné que l'une des caractéristiques principales des "nappes de ponces" est justement leur grande extension.

A.- AFFLEUREMENT TYPE

Les conditions d'observation des ponces trachytiques sont nettement moins favorables que pour les ponces rhyolitiques. Si de nombreuses carrières entaillent ces dernières, il ne semble pas que les ponces trachytiques aient été l'objet d'une exploitation dans la région ici étudiée. Le seul affleurement où ces ponces apparaissent nettement se situe au sommet de la carrière du Cheix (près St-Diéry).

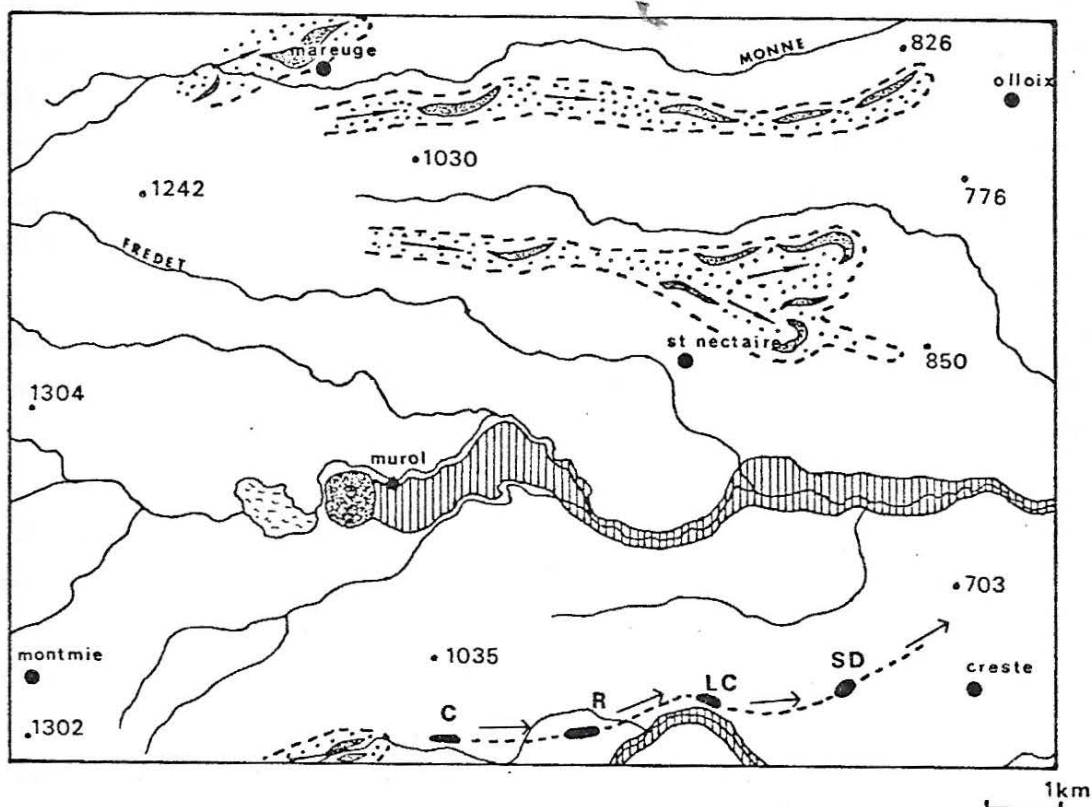
Une coupe sommaire de la carrière montre de bas en haut la succession suivante (nous y reviendrons de façon plus détaillée dans le chapitre traitant de l'âge de ces ponces) :

- au niveau de l'exploitation actuelle, vient une puissante coulée basaltique (30 - 40 m) à la prismsation extrêmement confuse ;
- viennent ensuite les tufs ponceux blanchâtres, puissants de 5 à 6 m ;
- l'ensemble est couronné par une coulée de leuco-basalte dont la base scoriacée est bien visible le long du sentier dominant le front de taille (accès par le plateau).

L'observation des tufs ponceux se révèle extrêmement délicate car on se trouve légèrement en surplomb par rapport au front de taille (30 m de hauteur). Néanmoins, il est possible de constater que la formation ponceuse se présente sous l'aspect d'un tuf chaotique blanchâtre, assez homogène, non soudé, à matrice cendreuse dominante. La puissance est d'environ 5 - 6 m et sensiblement constante sur les 20 m de l'affleurement. Les ponces, disséminées au hasard dans la masse, sont de toutes dimensions, pouvant atteindre exceptionnellement 10 cm de diamètre. Celles-ci représentent environ 30 % de la roche. Cet ensemble de caractères montrent qu'il s'agit incontestablement d'un dépôt de coulée pyroclastique de cendres et ponces. Au toit de la formation, la présence d'un niveau métrique riche en ponces roulées (identiques à celles incluses dans le tuf sous-jacent) et au litage fruste témoigne d'un léger remaniement de la coulée pyroclastique.

B.- EXTENSION DES TUFES PONCEUX TRACHYTIQUES (fig. 11)

Le caractère de coulée est confirmé par la cartographie. Les divers témoins ponceux s'ordonnent de façon linéaire, montrant que les tufs ponceux ont été fortement canalisés dans une paléo-vallée orientée sensiblement Est-Ouest et que nous pouvons suivre depuis Chomeilles jusqu'au delà de Saint-Diéry.



- | | |
|--|-------------------------------|
| — 1 trajectoire ponces rhyol, | — 2 traj. ponces trachytiques |
| ponces rhyol. affleurantes | ponces trachytiques |
| ponces rhyol. sous couverture | |
| coulées β du Tartaret et du Montchal | |
| cône de scories du Tartaret | |

Fig.11 : Extension des ponces trachytiques. Les ponces rhyolitiques ont été reportées pour mémoire.

C : Chomeilles - R : Roussat - L.C. : Le Cheix - S.D. : St-Diéry

Au niveau de Chomeilles, J.P. Santoire (1976) décrit la coulée de ponces reposant sur une formation bréchique qu'il a qualifiée de "volcano-sédimentaire supérieur" car elle contient des cristaux de quartz issus de la "nappe de ponces" supérieure. Cette formation bréchique, puissante de 10-15 m environ, est non classée, riche en blocs de toute nature emballés dans un ciment jaunâtre plus ou moins induré. Il s'agit vraisemblablement de dépôts de coulées boueuses (lahars) que nous pouvons rattacher à ceux de Fontenilles.

La formation ponceuse, située altimétriquement au-dessus, apparaît çà et là (entre les cotes 960 et 980 en rive droite du ruisseau du Pré de la Font) à la faveur d'arrachements dans le couvert végétal. Elle se présente comme un tuf riche en ponces, à matrice cendreuse de teinte blanche lorsqu'elle est sèche et de couleur brun-grisâtre lorsqu'elle est humide. La puissance est estimée à 20-25 m environ.

Un deuxième témoin peut être reconnu dans le talus de la route D 26 Et, à mi-chemin entre les villages de Roussat et Montredon, au-dessus du lieu-dit "La Borie". La qualité de l'affleurement est aussi médiocre qu'à Chomeilles. Néanmoins, si l'on gratte les formations superficielles, il apparaît que la formation ponceuse peut se suivre de façon continue sur 200 à 300 m le long de la route.

Enfin, un dernier témoin apparaît au niveau de Saint-Diéry-Bas sous la coulée basaltique supportant l'église paroissiale.

La 3ème édition de la carte géologique de Clermont au 1/80 000e signale des ponces tout au long du rebord Sud du plateau de Saint-Diéry. Nous ne les avons retrouvées en place qu'à la carrière du Cheix, mais les colluvions issus du rebord de ce plateau en recèlent presque systématiquement. Les ponces trachytiques apparaissent ainsi sur une distance de plus de 6 km pratiquement sans solution de continuité.

Cependant le fait essentiel demeure la découverte de témoins de cette coulée pyroclastique dans la basse vallée de la Couze Chambon. De nouvelles recherches, menées en collaboration avec M.H. Ly (à paraître) ont permis de la mettre en évidence à Saint-Julien (près Champeix) et Neschers, à 4 km seulement de la vallée de l'Allier. La description de ce dernier gisement a fait l'objet d'une publication (J.C. Besson et al., 1977) à laquelle le lecteur voudra bien se reporter pour plus de détails (voir également l'itinéraire géologique en annexe).

Si l'on admet, comme nous le verrons plus loin, que l'origine de cette coulée pyroclastique doit être recherchée dans la région du Puy de Sancy, la distance parcourue est au minimum de 30 km. Le volume émis peut être estimé à $0,1 \text{ km}^3$; ceci étant un chiffre minimum, car d'après ce que l'on connaît du dynamisme de mise en place de ces coulées pyroclastiques, il est fort probable que les vallées rayonnant autour du massif du Sancy ont été envahies par de tels dépôts. Si ce fait devait être démontré (travaux en cours), on peut d'ores et déjà entrevoir l'intérêt stratigraphique et volcanologique que présentent ces tufs ponceux.

S'il est montré que le volume de la langue décrite ici ne représente qu'une partie du volume total, on doit s'attendre à des répercussions volcano-tectoniques très importantes. En effet, l'expulsion rapide de grandes quantités de ponce vide plus ou moins complètement le réservoir magmatique et, rendant instable la couverture sus-jacente, est accompagnée d'effondrements (caldera, P. Vincent, 1960).

Les caractères observés montrent que le mode de mise en place de cette coulée pyroclastique est tout à fait comparable à celui retenu pour les ponce rhyolitiques (mélange fluidifié turbulent).

C.- PETROGRAPHIE

1) MATERIEL PONCEUX TOTAL

a.- Les minéraux

La roche, meuble, a été lavée aux ultrasons, séchée, puis examinée à la loupe binoculaire. Parmi de très nombreux débris de ponce blanchâtres, on peut reconnaître les minéraux suivants :

- nombreux feldspaths en tablettes millimétriques extrêmement limpides et fréquemment recouvertes d'une pellicule vitreuse. Ce type de gaine de verre (gaine en "peau d'éléphant") a été décrit par J.P. Santoire qui en publia d'excellentes photographies (p. 68-69);

- biotite très fraîche en petits pavés hexagonaux ;
- pyroxène vert en prismes trapus ;
- magnétite en gouttes ou octaédrique ;
- sphène ;
- apatite.

Les rares éléments enallogènes sont représentés essentiellement par des grains de quartz et de feldspaths plus ou moins teintés en rouge par des dépôts d'oxydes de fer.

On peut également noter la présence de granules millimétriques plus ou moins arrondis, dont la teinte varie de façon continue du gris très foncé au gris très clair. Il s'agit de fragments vitreux dont la vésiculation plus ou moins poussée est responsable des divers teintes observées. Certains d'entre eux renferment des cristaux de feldspaths, biotite ou magnétite. Ces éléments représentent vraisemblablement des fractions partiellement vésiculées du magma initial, où l'expansion des gaz a été trop faible pour pouvoir donner de véritables ponces.

b.- La matrice

La fraction fine est simplement montée dans une goutte de Baume du Canada, entre lame et lamelle. Elle est constituée de fragments vitreux, à relief fortement négatif et aux contours anguleux. La taille des débris va du fragment de ponce millimétrique jusqu'à l'écharde de quelques microns. La proportion de ces écharde (parois de bulles) semble légèrement supérieure à celle que l'on peut observer dans la coulée de ponces de type Sailles, traduisant ainsi une vésiculation plus poussée.

2) LES PONCES (photos VII et VIII)

Disséminées statistiquement au hasard dans la masse tuffacée, les ponces sont de taille très variable (de quelques millimètres à 10 cm). Elles sont très fraîches, de teinte blanche, de forme subsphérique et relativement fragiles. La cassure, d'aspect soyeux, montre une légère tendance fibreuse, mais à la différence des ponces de type Sailles, le dessin des fibres est toujours très contourné ; ceci est dû à la présence de grosses vésicules plus ou moins ovoïdes repoussant ces dernières. La densité "sèche" est d'environ 0,45 (nous entendons par densité sèche le rapport poids/volume déterminé sur un parallélépipède découpé dans un échantillon). A la différence des ponces fibreuses de type Sailles, celles-ci flottent sur l'eau, car il n'y a pas interconnection entre les vésicules. Cependant, au bout de 48 h, la plupart des échantillons coulent.

Au microscope, la structure est hyaloporphyrrique. La paragenèse minérale est la suivante (L.M. 45527 et A 94971) :

- feldspaths : les phénocristaux sont représentés par de l'oligoclase et de la sanidine.

Les microlites, parfois groupés en rosette, ont une composition variant de l'anorthose calcique (Or 29) à la sanidine sodique (Or 42).

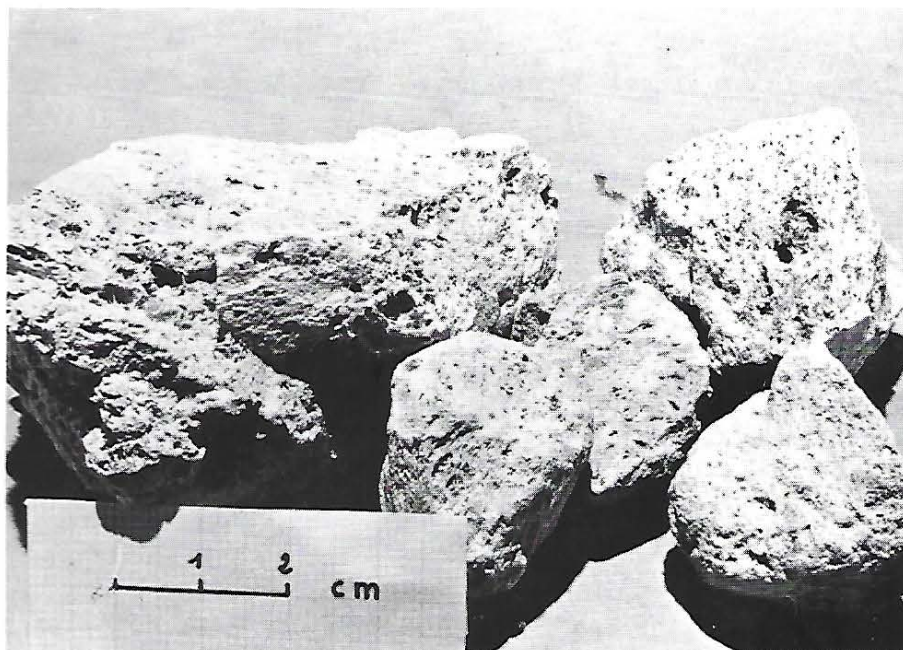
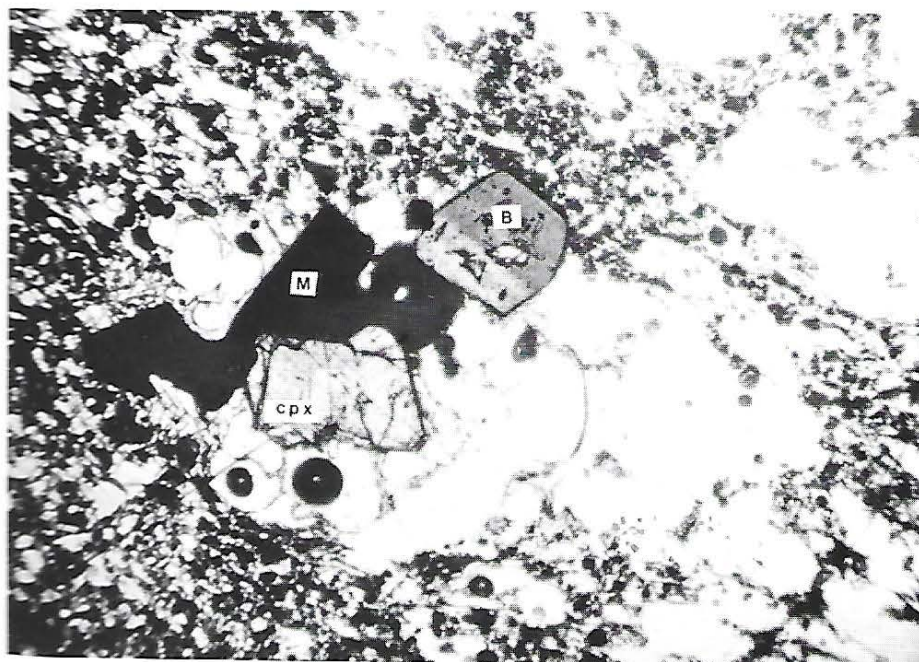


Photo VII - Ponces de type Neschers (carrière du Cheix).



LM. A 94971 - Photo VIII - Microphoto de ponce type Neschers

cpx : salite
B : biotite
M : magnétite (carrière de Cheix)

- clinopyroxène : de couleur brun-verdâtre peu accusée, non pléochroïque il cristallise en prismes trapus automorphes, présentant généralement un zonage frustré, avec un coeur légèrement moins coloré que l'écorce.

- biotite : fortement pléochroïque, fréquemment tordue.

- magnétite : en phénocristaux automorphes.

- sphène : cristaux automorphes à section losangique.

D.- ETUDE MINÉRALOGIQUE

1) LES FELDSPATHS

L'étude des feldspaths a été réalisée à l'aide de la microsonde du B.R.G.M. à Orléans. Les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous. Ont été analysés les feldspaths des ponces du Cheix et de Chomeilles (ces derniers ont été triés à la main sous la loupe binoculaire).

TABLERAU 4.- Analyses chimiques des feldspaths des ponces de type Neschers

Ponce LE CHEIX	% poids				recalculé à 100 %		
	Fe	K	Na	Ca	Or	Ab	An
Phénocristaux	0,26	7,46	5,22	1,11	46	49	5
	0,29	7,03	5,12	1,32	44	49	7
	0,32	3,76	6,75	3,28	22	62	16
	0,83	6,88	6,27	0,85	40	56	4
Microlites	0,64	4,97	7,09	1,92	29	62	9
	0,79	6,00	6,19	0,83	37	58	5
	0,63	6,14	8,71	1,09	36	59	5
	0,68	5,20	6,96	1,30	31	63	5
	0,92	6,37	6,11	0,83	39	57	4
	0,62	6,90	5,85	0,77	42	54	4
	0,87	5,76	6,28	1,13	35	59	6
	0,85	6,64	6,16	0,93	39	55	6
	0,73	6,62	6,70	1,02	37	58	5
CHOMEILLES	0,21	8,24	5,60	0,59	48	49	3
	0,15	8,36	5,66	0,59	48	49	3
	0,17	7,89	5,61	0,71	46	50	4
	0,20	7,79	5,96	0,75	45	52	3
	0,20	8,17	5,89	0,58	46	51	3

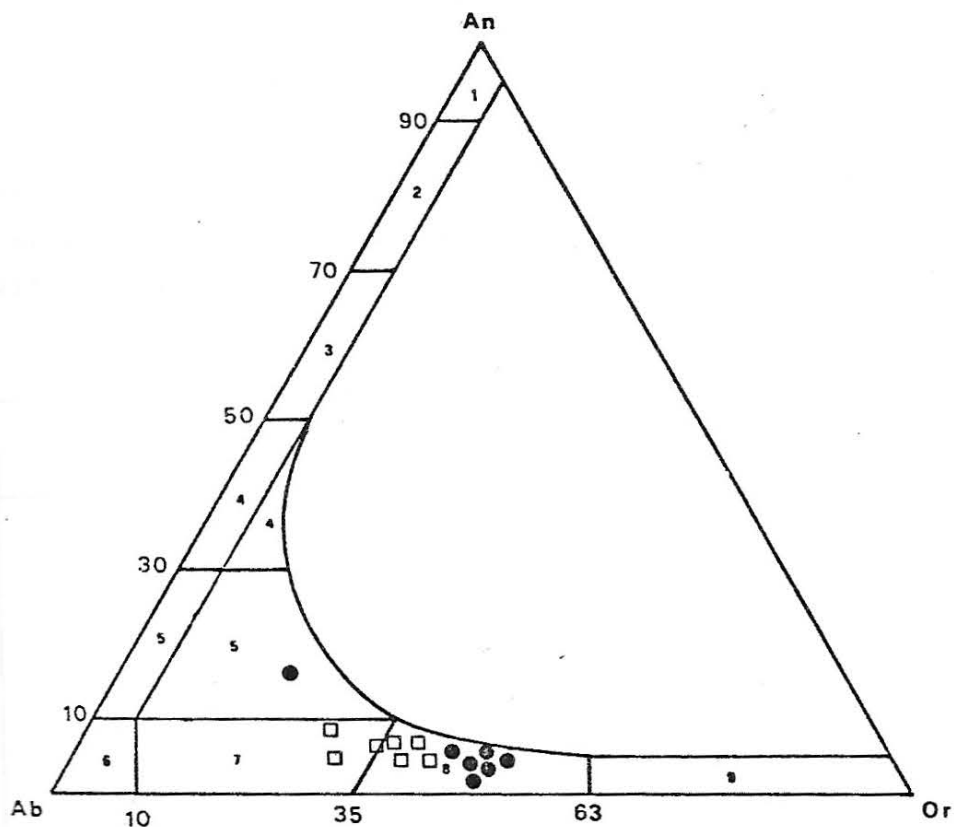


Fig.12 : Feldspaths des ponces trachytiques (type Neschers).

- phénocristaux
- microlites

Deux générations de feldspaths peuvent être individualisées.

- les phénocristaux (2-3 mm) sont représentés par de l'oligoclase potassique (Or 22 Ab 62 An 16) et de la sanidine sodique (Or 45 Ab 49 An 6) ;

- les microlites révèlent une composition proche de la limite anorthose (Or 29) - sanidine sodique (Or 42) (fig. 12).

Ces cristaux de feldspaths renferment de nombreuses inclusions vitreuses ; ces dernières s'homogénéisant à une température de l'ordre de $1010 \pm 25^\circ \text{C}$ (J.P. Santoire, 1976).

2) CLINOPYROXENE

De couleur brun-verdâtre peu accusée, il cristallise en prismes trapus automorphes ($\alpha = 44^\circ$). Il peut présenter un zonage simple, le cœur étant légèrement moins coloré que l'écorce. L'analyse chimique réalisée à la microsonde donne les résultats suivants :

Clinopyroxène (Ponce : Le Cheix)	Cœur (vert clair)	Ecorce (vert foncé)
SiO ₂	53,41	51,19
Al ₂ O ₃	1,28	2,36
FeO	8,66	8,77
MgO	11,64	11,33
CaO	22,60	21,98
Na ₂ O	1,06	0,98
K ₂ O	-	0,02
TiO ₂	0,53	0,94
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01
MnO	1,32	1,12
Total	100,52	98,71
Si	1,99	1,95
Al	0,06	0,10
Fe ²⁺	0,27	0,28
Mn	0,04	0,04
Mg	0,65	0,64
Ca	0,90	0,90
Na	0,08	0,07
K	-	-
Ti	0,01	0,03
Ca	48,5	48,3
Mg	34,7	34,6
Fe, Mn	16,7	17,0

TABEAU 5.- Analyse chimique du clinopyroxène des ponces de type Neschers.

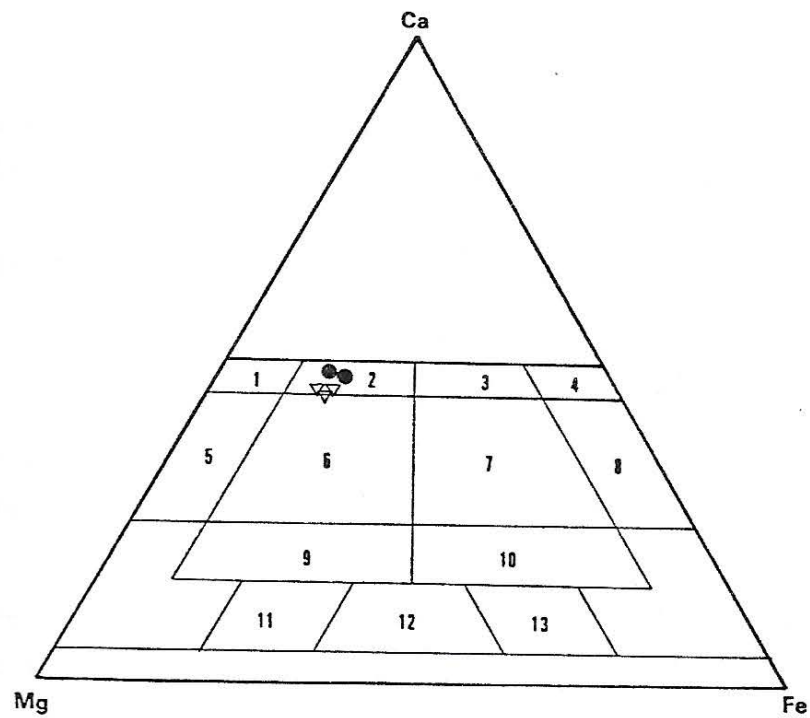


Fig.13 : ● position des clinopyroxènes des ponces trachytiques dans le diagramme de Poldewaart et Hess (1951),

▽ clinopyroxènes des sancyïtes leucocrates de la vallée de Chaudefour (d'après B. Mervoyer, 1972),

Ces résultats montrent que le zonage ne correspond pas à des variations chimiques significatives. Le report de ces données sur le diagramme (fig. 13) de Poldevaart et Hess (1951) situe ce clinopyroxène dans le domaine des salites. Il convient de souligner que la composition de ce minéral se révèle très proche de celle des pyroxènes analysés par B. Mervoyer (1972) dans les sancyites leucocrates de la vallée de Chaudefour. Nous reviendrons plus loin sur ce caractère.

3) BIOTITE

Elle se présente sous forme de petits pavés hexagonaux millimétriques. Elle est toujours très fraîche, quoique parfois tordue ou même brisée.

- Minéraux accessoires

- Sphène : relativement abondant, de taille généralement inférieure à 0,5 mm.
- Magnétite : octaédrique ou en goutte.
- Apatite : rare.

- Verre

Il est incolore, ne montrant aucune trace de dévitrification, son indice moyen est $n = 1,513$ (mesuré aux liqueurs d'indice Cargille).

E.- ETUDE CHIMIQUE

Deux analyses de ponces, dont une nouvelle, sont consignées dans le tableau suivant. L'analyse n° 3 (sancyite) est donnée à titre de comparaison.

	1	2	3
SiO ₂	60,50	60,60	58,82
Al ₂ O ₃	18,20	17,80	16,10
Fe ₂ O ₃	1,20	2,03	2,70
FeO	1,08	0,43	2,41
MnO	-	0,22	0,17
MgO	0,26	0,20	1,98
CaO	0,68	1,00	5,82
Na ₂ O	5,10	5,10	4,60
K ₂ O	5,23	5,30	3,79
TiO ₂	0,39	0,60	0,99
P ₂ O ₅	-	-	0,26
H ₂ O ⁺	7,00	5,13	1,75
H ₂ O ⁻	-	1,37	0,00
Total	99,60	99,78	100,23

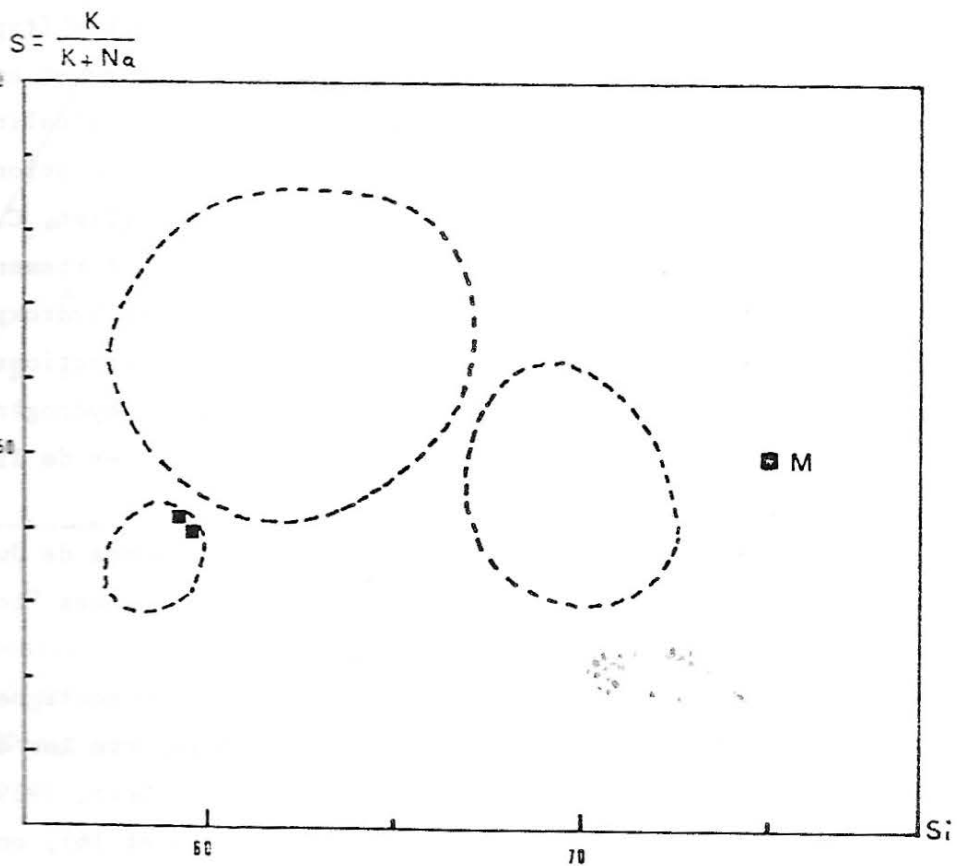
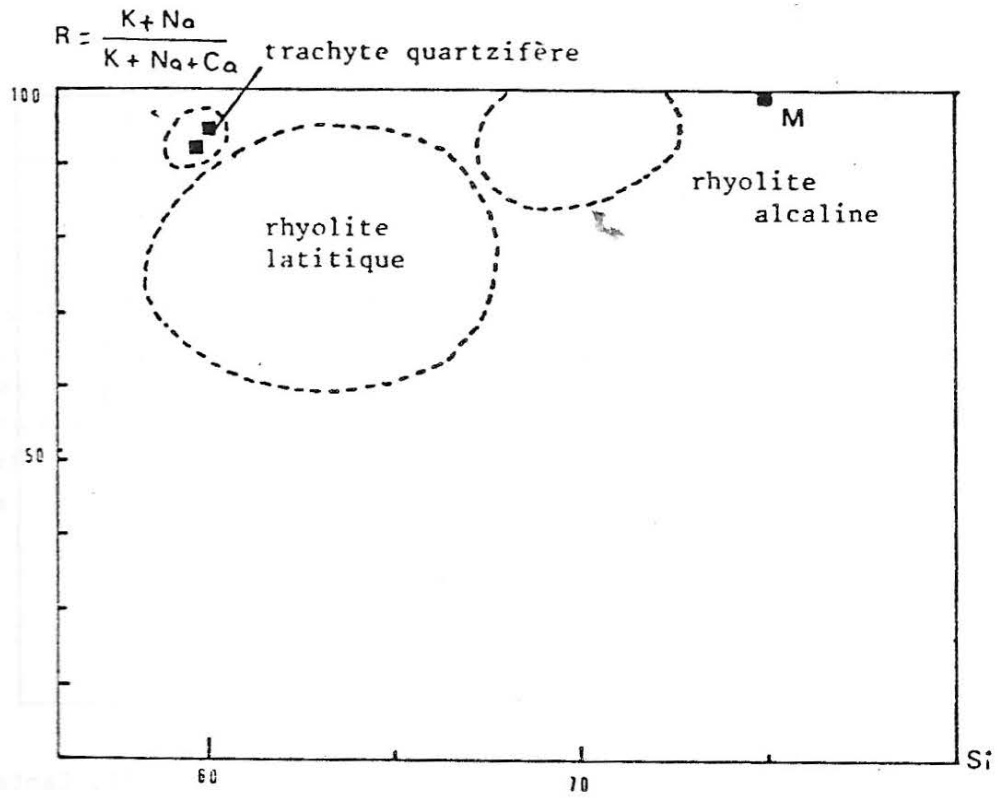


Fig.14.- Position des ponces trachytiques dans les diagrammes de Jung et Brousse (1958).

	1	2	3
Q	9,13	8,25	6,25
Or	30,58	31,35	27,52
Ab	42,97	43,10	39,51
An	3,34	4,96	12,28
Pyr.	1,00	0,50	8,20
Min. op.	2,38	3,28	5,25
Cor.	2,96	1,84	-
R	95,76	93,95	
S	40,36	40,67	
T	69,84	86,24	

1 - Ponce, St-Diéry (in Lacroix, 1908)

2 - Ponce, carrière du Cheix. An. nouvelle (F. Cantagrel, S. Couturié, Clermont-Fd, 8234).

3 - Sancyite, dyke du Dent de la Rancune (An. F. Raoult, in Mervoyer, 1972).

Ce type de ponce se distingue nettement des précédents (type Sailles) par une teneur moins élevée en silice et des teneurs en alumine et en fer plus forte. Elles apparaissent également légèrement plus riches en alcalins. On peut remarquer les teneurs élevées en H_2O^+ . Ceci peut être mis en relation avec la très grande proportion de verre dans la roche (70-80 %). En effet, C. Harmand (1976) a montré que l'eau pouvait être retenue plus ou moins fortement dans les verres volcaniques acides par interactions entre radicaux hydroxyles liés aux atomes de silicium, par liaison hydrogène et par des interactions entre radicaux hydroxyles liés aux atomes de silicium, par liaison hydrogène et par des interactions de type Van der Waals. Ces deux derniers types de liaisons sont par ailleurs beaucoup moins énergétiques.

Le report des paramètres chimiques sur les diagrammes de Jung et Brousse (1958) montre que les points représentatifs de ces ponces "tombent" dans le domaine des trachytes quartzifères (fig. 14).

Leur teneur en quartz normatif relativement élevée souligne leur appartenance à la série "saturée" du Mont-Dore. Si l'on reporte les différentes données analytiques dans le diagramme AFM (Wager et Deer, 1939) et les diagrammes oxydes/D.I. (Thornton et Tuttle, 1960) (fig. 15 et 16), on peut

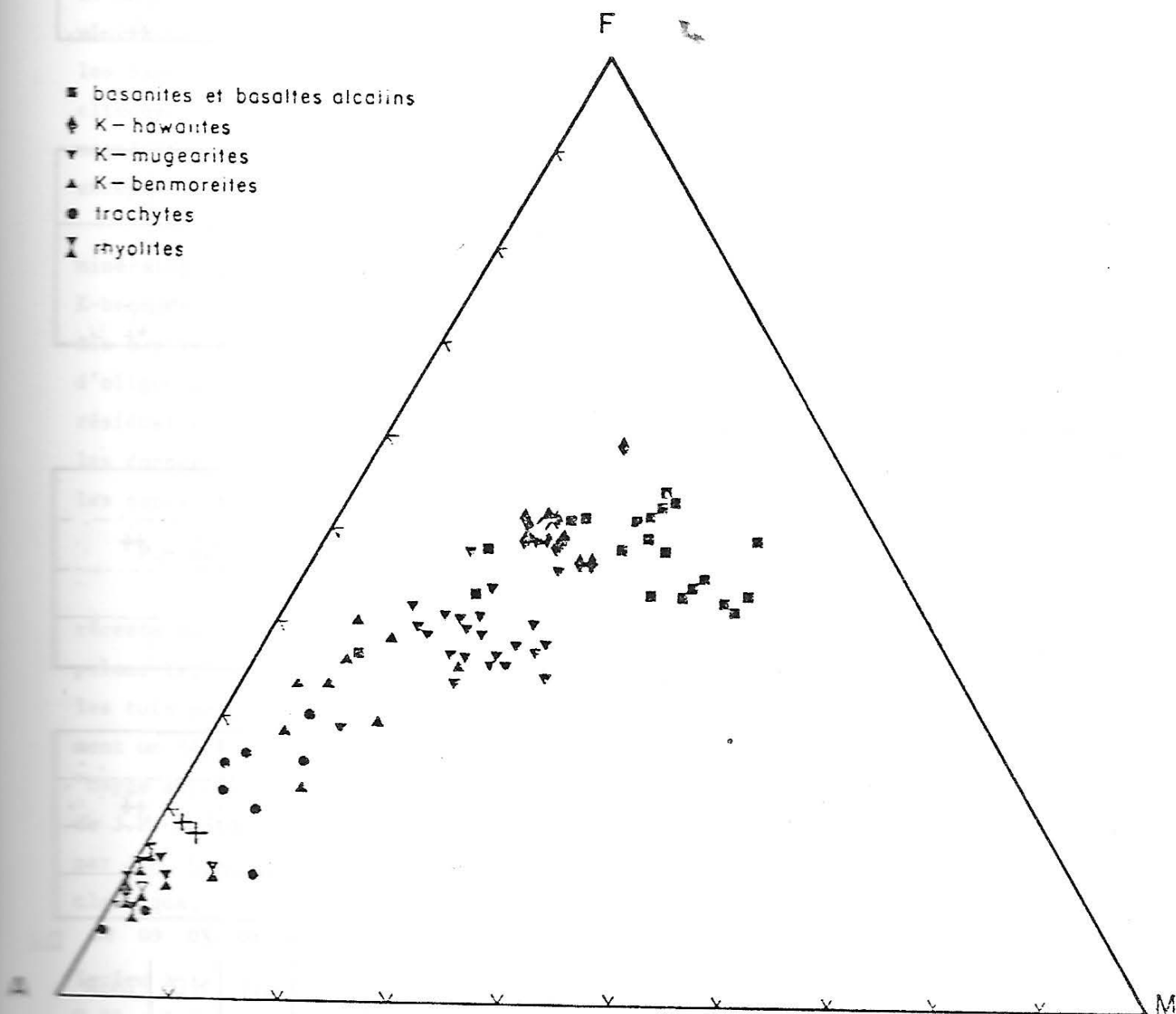


Fig. 15 : position des ponces (+) dans le diagramme AFM de Wager et Deer (1939), où sont reportées les roches de la série saturée du Mont-Dore. (Diagramme d'après R. Maury, 1976).

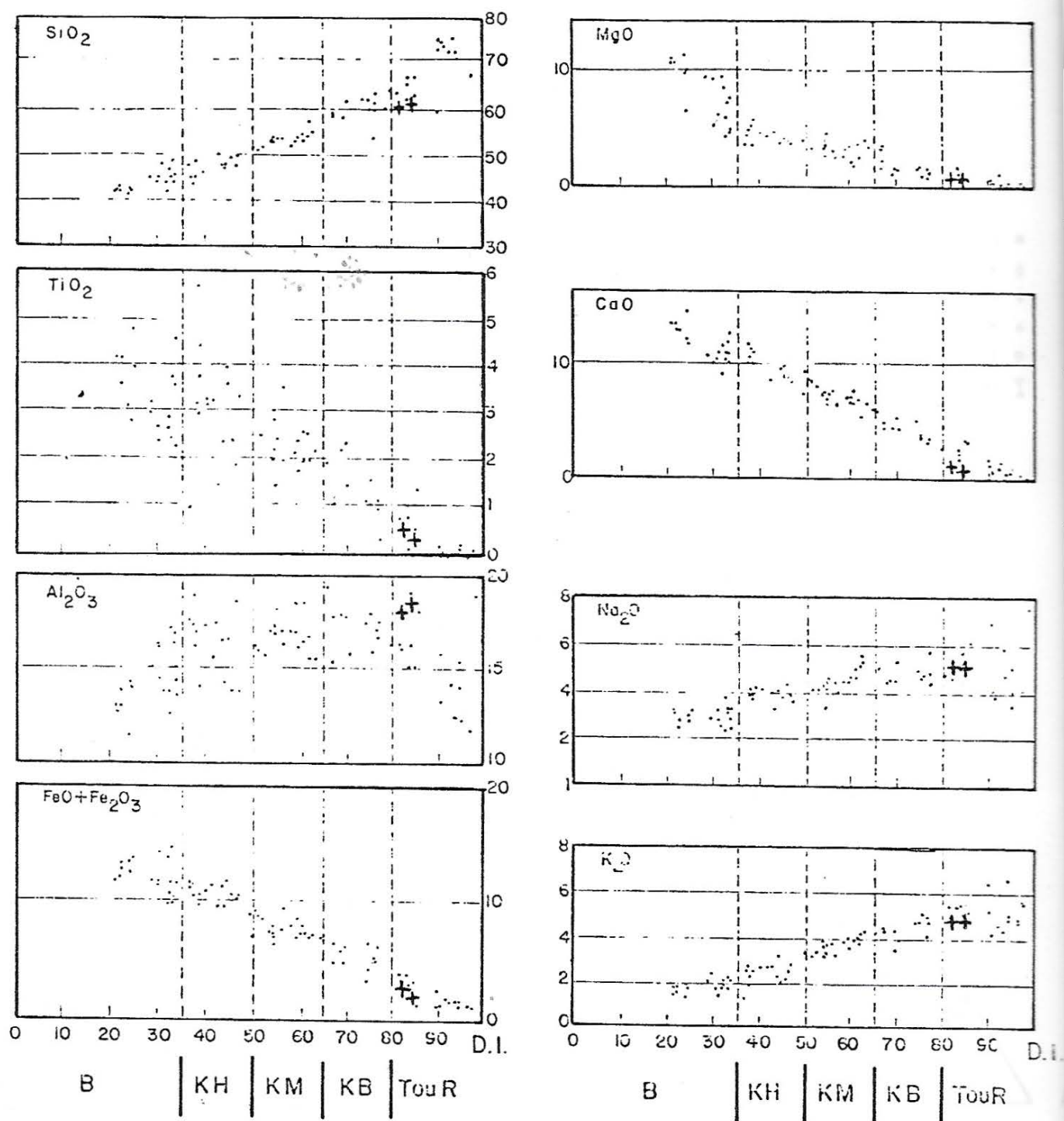


Fig.16 : position des ponces trachytiques (+) au sein de la série "saturée" du Mont Dore. Diagramme d'après R.Maury, 1976.

constater que ces ponces s'intègrent parfaitement à la lignée évolutive de la série "saturée", tout en restant très proches des sancyites (K. benmoréites, R. Maury, 1976). Cette parenté peut également être constatée au point de vue minéralogique. En effet, B. Mervoyer (1972) décrit la paragenèse suivante dans les sancyites de la Vallée de Chaudefour : plagioclase (oligoclase), sanidine, clinopyroxène (salite), biotite, amphibole plus ou moins résorbée, sphène, magnétite et apatite. Une paragenèse comparable est retrouvée dans les ponces, excepté la quasi absence d'amphibole.

Ainsi, ce type de ponces apparaît clairement, géochimiquement et minéralogiquement en continuité avec la série doréite-sancyite (K-mugéarite, K-benmoréite). L'abaissement des teneurs en Fe_2O_3 , FeO , MgO et CaO peut être mis sur le compte d'un fractionnement de clinopyroxène (riche en CaO) et d'oligoclase au niveau des sancyites, donnant ainsi naissance à un liquide résiduel enrichi en SiO_2 , Na_2O et K_2O (voir an. 3). Nous verrons plus loin que les données de terrain confirment cette parenté pétrochimique des ponces avec les sancyites.

F.- AGE DES PONCES TRACHYTIQUES

J.P. Santoire a montré que ces ponces étaient plus jeunes que la plus récente des "nappes de ponces" rhyolitiques du Mont-Dore (son âge étant, rappelons-le, voisin de 3,3 M.A.). En effet, au niveau du village de Chomeilles, les tufs ponceux trachytiques reposent sur une formation bréchique (probablement un dépôt de coulée boueuse) contenant des quartz magmatiques issus de la "nappe supérieure". Cette brèche constitue le "volcano-sédimentaire supérieur" de J.P. Santoire. Une série de déterminations K/Ar (réalisées à Clermont-Fd par J.M. Cantagrel) nous permettent de préciser l'âge de cette coulée pyroclastique.

Une première mesure a été réalisée sur les feldspaths de ponces prélevées à la carrière de Neschers (près Champeix) et a donné un âge voisin de $0,83 \pm 0,04$ M.A.. Ce résultat paraît en très bon accord avec les observations de terrain. A Neschers, la coulée pyroclastique (puissante de 5 - 6 m) est directement surmontée d'un niveau d'alluvions fluviatiles qui ont livré une faune mammalienne d'âge Pléistocène moyen ancien (P. Bout, 1966), que cet auteur situe aux environs de 0,7 à 0,8 M.A. Or les observations de terrain laissent supposer que ces alluvions ont succédé de très près au tuf ponceux. L'âge radiométrique confirme donc cette impression de terrain.

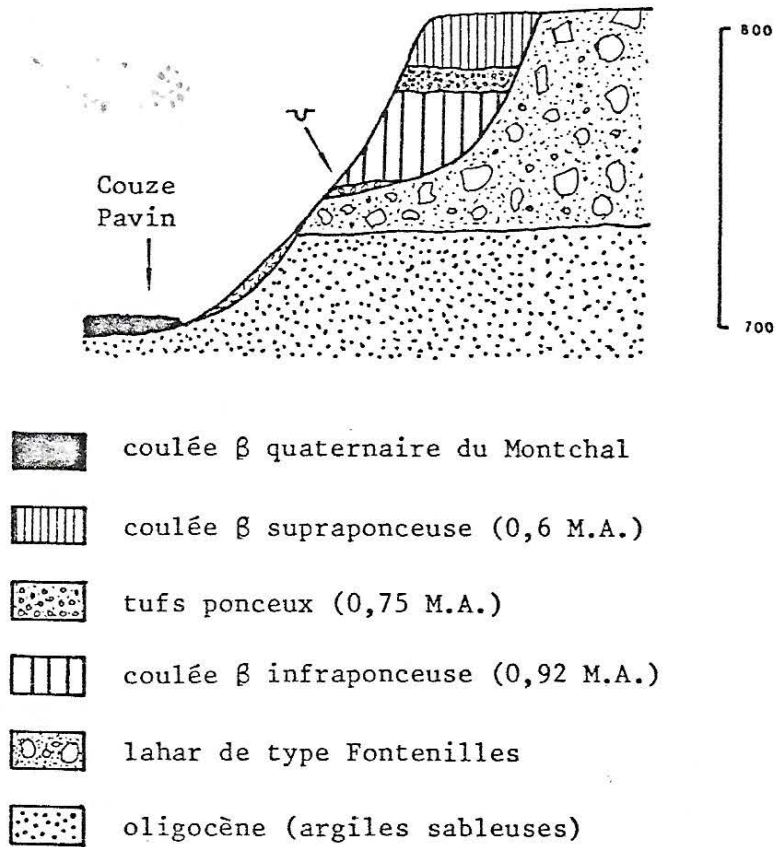


Fig.17 : Coupe de la carrière du Cheix (près St-Diéry).

Une deuxième série de mesures a été effectuée sur divers échantillons prélevés à la carrière du Cheix, où les conditions de gisement des tufs ponceux déjà signalées p. 50 nous ont permis d'affiner les résultats.

Une coupe détaillée de la carrière (fig. 17) montre la succession suivante (de bas en haut) :

- Dans le chemin d'accès, sous une importante couverture d'éboulis, affleure une brèche chaotique, riche en très gros blocs de toute nature (basalte, trachy-andésites, etc...) emballés dans un ciment boueux grisâtre relativement induré. Il s'agit d'un dépôt de coulée boueuse dont l'origine sera précisée plus loin.

- Juste avant d'arriver à la carrière proprement dite, un niveau fluviale à très gros blocs arrondis provenant du remaniement de la formation précédente.

- Au niveau de l'exploitation actuelle, une coulée basaltique puissante de 30 - 40 m, à prismation complexe. Sa base scoriacée reposant sur les gros galets précédemment cités est bien visible légèrement en-dessous du plancher de la carrière.

- Au sommet du front de taille, la coulée pyroclastique puissante de 5 à 6 m, contrastant par sa teinte très claire avec la coulée basaltique sous-jacente.

- Enfin l'ensemble est couronné par une deuxième coulée basaltique formant plus à l'amont une puissante falaise dominant la Couze Pavin. Sa base peut être observée le long du petit sentier dominant le front de taille (accès par le plateau). Elle repose sur la coulée pyroclastique par l'intermédiaire d'un niveau métrique vaguement lité et riche en ponces roulées, identiques à celles de la coulée ci-dessus, témoignant d'un léger remaniement au toit de celle-ci.

Les observations de terrain montrent que la coulée de ponces et les deux coulées basaltiques qui l'encadrent sont emboîtées dans le lahar. En effet, la surface du plateau s'étendant au Nord de la carrière est jonchée d'énormes blocs isolés (panneaux de brèches diverses, trachy-andésites, basaltes divers) témoignant de la présence sous-jacente des dépôts de coulées boueuses affleurant ensuite très largement vers l'aval jusqu'à Fontenilles.

La coulée basaltique supérieure a donné un âge voisin de 0,60 M.A., les ponces 0,75 M.A. et la coulée basaltique inférieure 0,92 M.A. L'ensemble des mesures est récapitulé dans le tableau suivant.

Echantillon	N°	K %	40 Ar ³⁶ ng/g	40 Ar atm %	Age
Basalte sup. Le Cheix	R 6715	1,97	{ 0,087 0,088	{ 89,4 88,4	0,52+0,04 0,58+0,04
Ponce Le Cheix	R 6714	4,64	0,249	89,2	0,75+0,05
Ponce Neschers (Feld.)	FK 6926	5,87	0,347	72,4	0,83+0,04
Basalte inf. Le Cheix	R 6757	1,97	0,129	80,5	0,92+0,05

L'âge récent de ces ponces se trouve ainsi confirmé. Par ailleurs, les âges très voisins les uns des autres sont tout à fait compatibles avec les observations de terrain. L'épaisseur de la coulée basaltique inférieure, ainsi que la superposition des ponces et de la deuxième coulée, montrent que ces divers produits ont été fortement canalisés dans une vallée profonde et relativement étroite, et qu'ils se sont succédés rapidement dans le temps. Aussi, retiendrons-nous l'âge de 0,92 M.A. de préférence à celui de 1,95 M.A. fourni par J.P. Santoire (1976).

Par ailleurs, la coulée inférieure à aimantation normale (C. Bobier, 1971), pourrait appartenir à l'épisode Jaramillo de l'époque Matuyama. Quant à la coulée basaltique supérieure, également à aimantation normale (mesure réalisée à l'I.O.P.G. Clermont), elle se situe dans l'époque Brunhes.

En conclusion, nous retiendrons un âge voisin de 800 000 ans pour la coulée de ponces trachytiques du Cheix → Neschers.

G.- ORIGINE DES PONCES TRACHYTIQUES

Le simple examen de la carte des affleurements de cette coulée de ponces montre que l'origine de celle-ci doit être recherchée dans la région du Puy de Sancy et non dans le secteur dit "du massif Adventif" (groupe de cumulo-dômes voisins du Puy de la Tache, au niveau du col de la Croix-Morand), lieu d'origine proposé par L. Glangeaud et al. (1969).

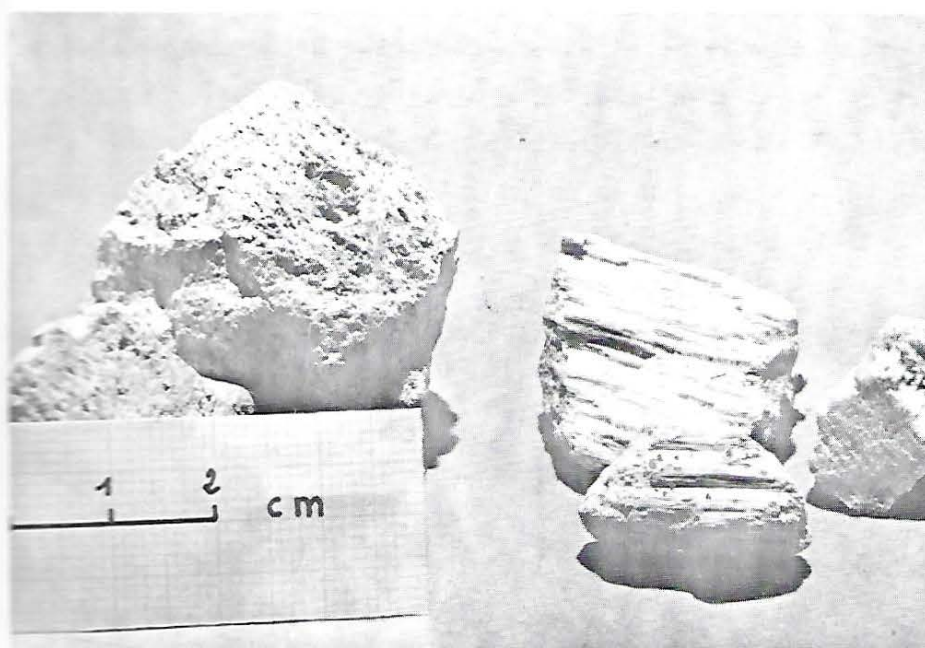
Nous rappellerons que des âges comparables ont été fournis par B. Mervoyer pour quelques trachy-andésites de la Vallée de Chaudefour. Le dyke de l'Aiguille a été daté aux environs de 500 000 ans et la coulée de base de la Cascade de la Biche "(Chaudefour)" a fourni un âge de 835 000 ans.

Ainsi les données de terrain, les caractères pétrographiques et la géochronologie s'accordent à faire de cette coulée pyroclastique un épisode particulier de l'activité volcanique de la région du Puy de Sancy.

H.- COMPARAISON ENTRE LES PONCES RHYOLITIQUES (Sailles) ET LES PONCES TRACHYTIQUES (Neschers)

La distinction entre ces deux types de ponces étant primordiale pour préciser l'âge des terrasses alluviales du bassin inférieur des Couzes, il nous a paru utile de dresser un tableau comparatif des caractères respectifs de chacune de ces roches.

	Ponce type Sailles	Ponce type Chomeilles (ou Neschers)
Composition	rhyolitique (avec quartz bipyramidé)	trachytique
Morphologie	allongée	subsphérique
Couleur	jaunâtre	blanche
Densité app.	0,66	0,45
Indice du verre ...	1,497	1,513
Structure	fibreuse	vacuolaire
Dureté	résistante	relativement friable
Age	3,3 M.A.	0,8 M.A.



Cliché montrant les différences d'aspect macroscopique entre les ponces de type Neschers (à gauche) et les ponces de type Sailles (à droite).

V - AUTRES FORMATIONS PONCEUSES (PRESENTANT DES CARACTERES D'ECOULEMENT PYROCLASTIQUE)

A.- LES TUFES PONCEUX INDURES DE FARGES

1/ GISEMENT (voir fig. 18)

Cette formation curieuse affleure dans une carrière située 250 m environ à l'Ouest du village de Farges, à l'extrémité du promontoire dominant celui-ci. Le front de taille est entaillé dans une masse tuffacée, très homogène, puissante d'une dizaine de mètres. Vacuolaire, dépourvue de toute stratification, de teinte jaunâtre et indurée, cette formation est caractérisée par une grande richesse en ponces. Celles-ci sont fibreuses, de toutes dimensions, mais n'atteignant au maximum que 3 à 4 cm. De manière générale, elles sont très altérées et disparaissent très facilement ; après leur départ, il ne reste plus que des loges vides dont les parois conservent l'empreinte des fibres. L'apparence vacuolaire de la formation est donc secondaire. L'extension de ces tufs est très limitée ; ils sont pratiquement confinés dans un périmètre de 100 à 150 m autour de cette carrière et ils n'ont été observés nulle part ailleurs dans la région étudiée.

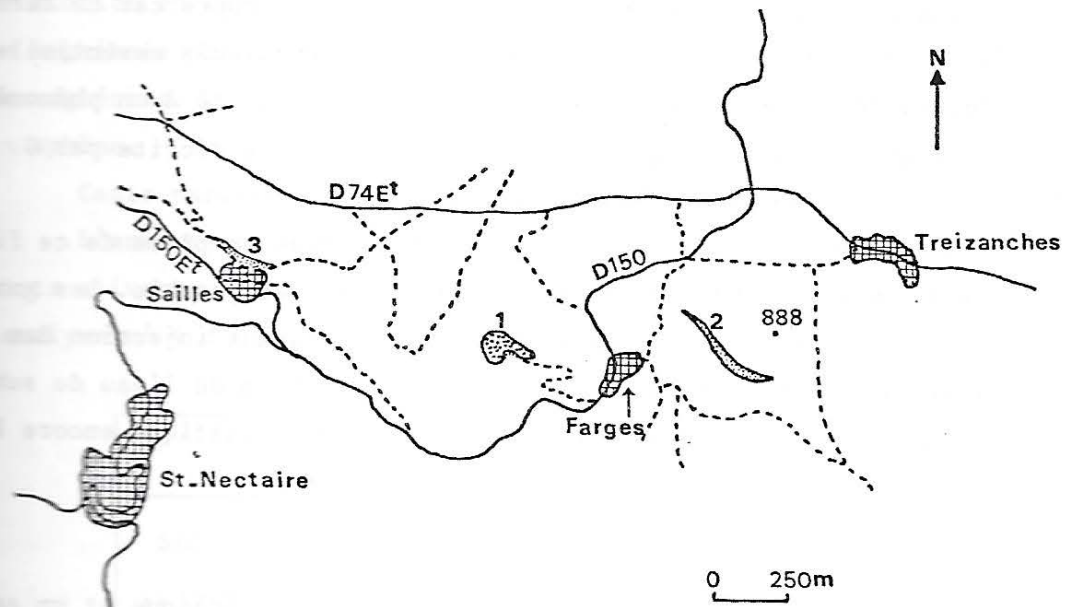
Cette formation (entourée de toutes parts, mais en contrebas, par les ponces fibreuses de type Sailles) que nous avons tout d'abord différenciée de l'ensemble des dépôts ponceux connus par ailleurs ne constitue en fait qu'un faciès particulier de la coulée de ponces de type Sailles. En effet, l'examen d'une petite excavation très récente située au plancher de la carrière à proximité immédiate d'un filon de tuffisite (que nous décrirons plus loin) permet d'observer un passage progressif du faciès "classique", relativement meuble et aux ponces intactes, de la coulée de type Sailles au faciès induré. La transformation s'effectue sur 2 à 3 m, latéralement, par induration progressive du ciment s'accompagnant d'une altération corrélative des ponces pouvant aller jusqu'à leur destruction complète. L'aspect pétrographique du phénomène sera traité plus loin.

Ces dépôts sont recoupés par un filon vertical de tuffisites de 0,4 m de puissance, visible sur une dizaine de mètres au plancher de la carrière, sensiblement au milieu de celle-ci.

Ce filon de teinte légèrement jaunâtre, possède une granulométrie très fine, aucun élément n'étant visible à l'oeil nu. Il est très finement vésiculé et présente une orientation planaire parallèle aux épontes. Le contact avec les tufs encaissants est franc, légèrement ondulé et souligné par une zone centimétrique de teinte brunâtre.

L'examen microscopique (LM 41 691) permet de constater que cette roche est entièrement constituée d'un agglomérat d'échardes vitreuses curvilignes, visibles seulement aux plus forts grossissements, et parmi lesquelles sont disséminés de rares éclats de feldspaths. Ces échardes sont par ailleurs fortement zéolitisées.

L'étude radiocristallographique (DX 4 479, 4 480, 4 492, 4 493 et 4 500) montre la présence de zéolites du type Philipsite en abondance.



- 1 tufs ponceux indurés de Farges
- 2 ponces sous basaltiques en place
- 3 ponces sous basaltiques remaniées

Fig. 18 : Croquis de situation des affleurements des tufs indurés de Farges et des ponces sous-basaltiques.

Ces résultats montrent que le filon représente probablement une injection contemporaine de l'arrêt des matériaux. En effet, l'étude microscopique et radiocristallographique de l'encaissant (dont nous exposons les résultats plus loin) montre une identité pétrographique (excepté la présence de ponces) entre la matrice des tufs et la roche constituant le filon.

Dans ce cas, l'appellation "tuffisite" est impropre car ce terme désigne (Cloos, 1941 ; Macdonald, 1972) des tufs intrusifs constitués essentiellement de menus débris de roches du substratum devant leur mobilité à un phénomène de "fluidification" (Reynolds, 1954). De tels filons ont été décrits par G. Kieffer (1970) au volcan pépéritique d'Hubel, près d'Issoire.

Il faut toutefois retenir que le mode de mise en place de ce filon au sein des tufs indurés de Farges est probablement très comparable. Les gaz nécessaires à l'élaboration d'un système fluidifié permettant l'injection des matériaux du filon proviennent vraisemblablement de la vaporisation de l'eau du substratum lors de l'arrêt, sur une zone humide, de la coulée pyroclastique encore à haute température.

2/ PETROGRAPHIE

A l'oeil nu, la roche présente une structure bréchique et un aspect franchement vacuolaire. Le ciment, induré, de teinte jaunâtre, renferme quelques rares granules allogènes et des minéraux isolés (feldspath, biotite).

Cette roche, très facile à tailler et durcissant à l'air, a été largement utilisée comme pierre de construction pour de nombreux édifices de la ville de Saint-Nectaire. L'examen microscopique (LM 41 690) révèle une structure vitroclastique typique. La matrice est constituée par un agrégat d'échardes vitreuses extrêmement ténues, visibles seulement aux plus forts grossissements. Elles sont généralement très allongées, légèrement curvilignes, les formes typiques en X ou en Y étant très rares. Localement, la granulométrie est plus grossière et on peut alors observer des fragments de ponces jointifs, aux contours anguleux et aux vésicules non déformées.

L'observation en lumière polarisée permet de constater une transformation quasi complète des fragments vitreux en agrégat zéolitique. Cette transformation s'opère en conservant la structure des échardes et des fragments ponceux. Les zéolites cristallisent en fines tablettes allongées s'orientant selon l'allongement des échardes et des parois intervésiculaires des ponces.

L'étude radiocristallographique (DX 4 479, 4 480, 4 492, 4 493, 4 500) (interprétation J. Mergoïl - Daniel et Y. Blanc) confirme la présence de zéolites du type Philipsite ($1/2 \text{ Ca, Na, K}$)₃ (Al₃ Si₅ O₁₆)₆ H₂O.

Les minéraux disséminés dans la matrice sont les suivants :

- rares cristaux de quartz généralement brisés.
- plagioclase (oligoclase, An $\sim$ 18) automorphe et très frais.
- feldspath alcalin (sanidine sodique -Or 40- Diffractométrie X) également en cristaux automorphes.
- Biotite en lamelles flexueuses légèrement décolorées.
- amphibole brune, rare.
- magnétite.
- sphène.

Cette paragenèse dénote une composition rhyolitique.

L'analyse chimique de la roche (1) et du filon tuffacé (2) donne les résultats suivants. L'analyse n° 3 correspondant à une ponce rhyolitique (Sailles) et l'analyse n° 4 d'une philipsite sont données à titre de comparaison.

	1	2	3	4
SiO ₂	54,30	54,30	73,10	45,60
Al ₂ O ₃	17,60	17,60	12,80	22,54
Fe ₂ O ₃	2,50	2,50	1,00	0,02
FeO	-	-	-	-
MgO	0,90	1,30	0,20	-
CaO	2,40	2,40	0,40	7,72
Na ₂ O	1,55	1,55	3,40	1,50
K ₂ O	4,60	6,00	4,90	5,63
TiO ₂	0,55	0,60	0,30	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-
MnO	0,23	0,20	0,09	-
H ₂ O+	8,55	8,43	3,76	16,58
H ₂ O-	6,33	5,91	0,58	
Total	99,51	100,79	100,53	

1- Tuf ponceux de Farges. An. nouvelle (7 828) F. Cantagrel, S. Couturié

2- Filon dans tufs de Farges. An. nouvelle (7 829) " "

3- Ponce. Carrière de Sailles. " " (7 826) " "

4- Philipsite (Deer, Howie, Zussman, 1966, p. 399)

Ces résultats analytiques confirment d'une part la parenté existant entre le filon tuffacé et les tufs indurés encaissants. D'autre part, on peut noter que le phénomène de zéolitisation apparaît très clairement, se traduisant par une forte diminution des teneurs en SiO_2 et Na_2O et une augmentation corrélative en Al_2O_3 , CaO et H_2O .

3/ INTERPRETATION

Un tel phénomène d'induration par zéolitisation d'une coulée pyroclastique est connu dans les produits du Laacher See (carrière Grub-Meurin, à Kretz, P. Vincow, com. Pers.). Il s'agit dans ce cas d'une cimentation diagénétique par zéolitisation liée au niveau piézométrique dû à des circulations d'eau tardives au sein de la coulée. Cette interprétation semble difficile à retenir pour les tufs indurés de Farges. En effet, seule la partie supérieure de la coulée, semble-t-il, est affectée par le phénomène, ce qui paraît incompatible avec l'idée d'une nappe phréatique imbibant celle-ci. Il pourrait s'agir plutôt d'une imprégnation générale des tufs par vaporisation de l'eau du substratum lors de l'arrêt de la coulée, encore à haute température, sur une zone marécageuse. La présence d'un filon de tuffisites milite par ailleurs dans le sens d'une telle interprétation.

Nous noterons que ces tufs indurés sont très comparables, au point de vue macroscopique, à la roche de La Bugette, qui, pour R. Brousse, appartient à la nappe inférieure (datée à 4,7 M.A. ; H. Bellon et al, 1972). Il apparaît donc ici une contradiction que des travaux ultérieurs devront résoudre.

B.- LES PONCES SOUS-BASALTQUES DE FARGES

1/ GISEMENT (voir fig.18)

Cet ensemble pyroclastique affleurant vers la cote 850 en rive gauche du ruisseau de Farges, dessine un ressaut très net sous les tufs lités basaltiques de la colline 888. La formation se présente comme un tuf chaotique blanchâtre à légèrement brunâtre, puissant de 3 à 4 m, à matrice cendreuse, contenant de nombreuses ponces et minéraux isolés (feldspaths, biotite, augite, sphène). La roche est cohérente, pouvant donner un talus subvertical, mais non soudée. Le toit de la formation est plan, avec une légère pente vers l'Est. Ces tufs peuvent être suivis sans variation notable de faciès sur une distance de 500 m environ. Cet ensemble de caractères traduit un mode de mise en place par écoulement.

Il s'agit là du seul gisement observé dans la région étudiée. Il convient cependant de rattacher (chronologiquement) à cet ensemble certains niveaux alluvionnaires riches en ponces (non fibreuses) affleurant juste au-dessus du village de Saillies et sous-jacents, semble-t-il, aux ponces rhyolitiques fibreuses et au lahar de type Perrier. Ces niveaux sont probablement issus du remaniement des tufs ponceux considérés ci-dessus.

2/ POSITION STRATIGRAPHIQUE

La base de ces tufs n'a été observée nulle part. En revanche, ils apparaissent nettement recouverts par les tufs basaltiques lités de la colline 888 que l'on sait eux-mêmes surmontés par la coulée pyroclastique à ponces rhyolitiques.

Ces tufs ponceux sont donc d'âge anté-villafranchien. Des travaux en cours (déterminations K-Ar) permettront de préciser leur âge.

3/ PETROGRAPHIE

La roche est un tuf chaotique relativement meuble, riche en ponces. Celles-ci, constituant environ 20 % de la masse, sont de toutes dimensions, mais n'atteignent qu'exceptionnellement 4 à 5 cm de diamètre. De manière générale, elles sont très altérées et extrêmement friables. Elles sont vacuolaires, à tendance parfois légèrement fibreuse, mais le dessin des fibres est toujours très contourné.

Les minéraux libres, très frais et non roulés, présentent fréquemment des restes de pellicule de verre bulleux. La paragenèse minérale des ponces est la suivante (LM 43 567 - inclusion dans résine) :

- feldspaths : o le plagioclase (oligoclase An 15) est généralement automorphe, possédant parfois une écorce de sanidine.

o le feldspath alcalin (sanidine) se présente sous forme de cristaux xénomorphes.

- biotite : relativement abondante, souvent très altérée, possède un pléochroïsme intense.

- clinopyroxène : de couleur verdâtre peu accusée, non pléochroïque, il s'agit probablement d'une salite.

- sphène et magnétite complètent cette paragenèse.

- le verre, fortement vésiculé, est incolore et ne montre aucune trace de dévitrification. Il constitue 60 à 70 % de la roche environ.

On peut constater que la minéralogie de ces ponces est très comparable à celle des ponces trachytiques de type Neschers. Si nous admettons qu'elles sont également l'expression d'un magma dérivant de la série "saturée" du Mont-Dore par cristallisation fractionnée et séparation de clinopyroxène (salite) au niveau des sancyites, les données de terrain montrent qu'elles doivent être rattachées à l'ensemble trachyandésitique affleurant au Nord et au Nord-Est du col de la Croix Morand. Ceci amène à admettre que le volcanisme différencié (lignée sancyitique de ce secteur a débuté avant la mise en place des ponces rhyolitiques ; il est donc d'âge anté-villafranchien. Nous verrons plus loin que les renseignements tirés de l'étude des dépôts de coulées boueuses (lahars) permettent de confirmer cette hypothèse.

CHAPITRE III

LES DÉPÔTS DE COULÉES BOUEUSES

(LAHARS, MUD-FLOWS)

I - PRESENTATION

Ces formations bréchiqes périvolcaniques présentent une très grande extension sur le versant oriental du massif du Mont-Dore. Elles sont parvenues jusqu'à la vallée de l'Allier, c'est-à-dire à plus de 30 km des centres éruptifs. C'est le fameux "conglomérat de Perrier" noté P¹a sur les 3e et 4e éditions de la carte géologique au 1/80 000e de Clermont-Ferrand. Cette formation bréchiqie a donné lieu à des interprétations très variées. A. Julien, en 1869, en vint à parler de dépôts glaciaires, suivi dans cette voie par Munier-Chalmas et Michel-Lévy (1890). M. Boule, en 1905, démontra qu'il s'agirait de "coulées cinéritiques", analogues aux lahars d'Indonésie. Mais le plus curieux, est que, dès 1828, Bravard avait déjà reconnu la nature des conglomérats de Perrier qu'il attribuait à des torrents de boue descendus du Mont-Dore. C'est à P. Bout (1933 à 1973) et G. Kieffer (1967) que l'on doit les principales études récentes sur la région de Perrier. Enfin, en 1974, A. de Goër de Herve publie une synthèse des connaissances actuelles sur la région de Champeix et de Veschers.

II - DEFINITION

Les lahars (mud-flows) font partie des brèches volcaniques épiciastiques (W.H. Parsons, 1969), provenant du remaniement d'un matériel volcanique pré-existant par les agents de la dynamique externe. Comme leur nom l'indique, il s'agit d'un mélange de matériau fin et d'eau donnant une masse boueuse pouvant s'écouler sur le flanc d'un cône volcanique par le seul effet de la gravité. Les éléments fins sont généralement des cendres volcaniques. A ceci, s'ajoutent des blocs de toute nature et de toutes dimensions (bombes, scories, lave massive, ponces, troncs d'arbre, etc...) incorporés dans le lahar lors de sa progression.

Le mélange boueux dévale les flancs du cône, empruntant les vallées existantes, avec une vitesse dépendant de la pente, de la viscosité de la boue

et de la densité d'ensemble. De manière générale, les lahars s'arrêtent assez rapidement dès qu'ils atteignent la base du cône où la pente diminue fortement. Cependant, certains ont pu parcourir des distances supérieures à 150 km. Les dépôts sont caractérisés par une absence totale de classement, si ce n'est que les plus gros éléments tendent parfois à se concentrer à la base de la formation.

Les lahars peuvent être "chauds" ou "froids", suivant leur origine, la limite supérieure de température étant, bien entendu, la température d'ébullition de l'eau. Ils constituent par ailleurs l'un des phénomènes paravolcaniques des plus destructeurs.

Selon G.A. Macdonald (1972), les lahars peuvent être provoqués par :

- 1.- éjection de l'eau d'un lac de cratère lors d'une éruption ;
- 2.- libération de l'eau d'un lac de cratère par rupture de la paroi du cratère ;
- 3.- fusion rapide de glace ou de neige sur les flancs du volcan ;
- 4.- avalanches (dus à une explosion) de débris de roches anciennes dans une rivière ;
- 5.- nuées ardentes ou coulées de cendres entrant dans une rivière ;
- 6.- entrée d'une coulée de lave autobréchifiée dans une rivière ;
- 7.- bréchification d'une coulée de lave progressant sur la neige ou un sol très humide sur les flancs du volcan ;
- 8.- extrusion de matériel déjà bréchifié dans la cheminée avant d'atteindre la surface ;
- 9.- fortes chutes de pluie sur un matériau instable sur les flancs du volcan ;
- 10.- glissement de matériel saturé en eau lors d'un tremblement de terre.

Ajoutons quelques conditions indirectes (Cl. Boyer, 1969) :

- il doit exister une masse importante de cendres, donc à l'origine un magma acide très explosif ;
- l'épaisseur de ces cendres doit être telle qu'elles noient la topographie, annulant les capacités de freinage ;
- la pente sur laquelle se déposent les matériaux pyroclastiques doit être inférieure à l'angle limite de glissement de ces matériaux incohérents à l'état sec, et en même temps supérieure à l'angle limite pour ces mêmes matériaux gorgés d'eau ;
- les produits pyroclastiques doivent avoir une granulométrie assez fine et un certain pourcentage de cendres et lapilli par rapport aux produits grossiers.

Le cas n° 9 est le plus courant, la pluie pouvant résulter soit de la condensation de la vapeur d'eau émise par le volcan lui-même, soit de conditions météorologiques particulières (mousson).

III - AFFLEUREMENTS TYPES

1/ CARRIERE DE SAILLES (cf. fig. 6)

Nous revenons à cette carrière car elle offre une très belle coupe dans la formation laharique et permet d'étudier ses relations stratigraphiques avec les tufs ponceux rhyolitiques décrits au chapitre II. Ainsi que nous l'avons vu, la coulée pyroclastique est surmontée par une brèche chaotique, puissante de 3 à 4 m, à ciment cendreux, riche en blocs de toutes dimensions (jusqu'à plusieurs m³) et de nature variée (laves diverses, socle cristallin, paquets d'argiles oligocènes). Le ciment, relativement induré, de teinte grisâtre, est caractérisé par une certaine abondance de ponces fibreuses identiques à celles de la coulée pyroclastique sous-jacente.

La dynamique de mise en place de tels convois boueux peut être appréciée dans les carrières situées au voisinage du village de Farges (extrémité orientale du plateau de Sailles). Le contact extrêmement capricieux de la brèche avec les tufs ponceux sous-jacents montre clairement la puissance érosive de la coulée boueuse.

Nous ferons remarquer que la superposition coulée de ponces - lahar peut être observée dans la plupart des carrières situées sur le pourtour du plateau de Sailles et également aux environs de Ludières et près du village des Arnats. Il apparaît ainsi clairement que les coulées boueuses (de ce secteur) ont emprunté les mêmes vallées que les coulées pyroclastiques, ce qui montre que ces diverses formations se sont succédées assez rapidement dans le temps.

2/ FONTENILLES

Ce petit village est situé à 3 km au N.E. de St-Diéry, près de la route N 678 reliant Champeix à Besse-en-Chandesse. De très beaux affleurements sont visibles dans le talus de la petite route joignant Fontenilles à la route nationale. La formation bréchique présente les mêmes caractéristiques que ci-dessus, à savoir :

- masse chaotique non classée ;
- ciment cendreux grisâtre relativement induré ;
- présence de blocs de toutes dimensions et de nature variée (il faut noter cependant que les blocs de nature sancyitique sont largement dominants)

à l'exclusion de ponces fibreuses. Le dépôt atteint ici 80 m d'épaisseur environ, sans qu'il soit possible de préciser s'il s'agit d'une venue unique ou de plusieurs unités empilées les unes sur les autres comme c'est le cas à Perrier par exemple.

La brèche affleure largement entre St-Diéry et Fontenilles, constituant la totalité du versant gauche de la vallée morte de St-Diéry. Elle présente un aspect très caractéristique avec sa surface chaotique parsemée d'énormes blocs déchaussés par l'érosion.

IV - EXTENSION ET ORIGINE DES COULEES BOUEUSES

La cartographie fait apparaître trois grands courants boueux, constituant à peu de choses près l'ossature des plateaux de la Garde (près des Arnats), de Sailles et de Saint-Diéry. Du Nord au Sud, on peut distinguer (fig. 19) :

- la traînée Ludières - Les Arnats (I)
- la traînée Freydefont - Sailles - Grandeyrolles (II)
- la traînée Le Cheix - Fontenilles (III)

Les deux coulées septentrionales forment des croupes très allongées, à pente très faible vers l'Est. Vouées essentiellement à la culture, de leur aspect caractéristique originel très chaotique, ne témoignent plus que d'énormes tas de blocs rassemblés çà et là par l'homme.

La coulée méridionale, plus puissante, est aussi plus large. Sa surface, subhorizontale, est essentiellement consacrée aux pâturages. L'intervention humaine, de la même façon que précédemment, se manifeste par la présence d'une surface unie parsemée de tumuli rocheux.

La pente sur laquelle se sont écoulés ces divers produits accuse des valeurs relativement faibles, respectivement 1,6 % (I), 2,5 % (II) et 2 % (III). Il faut donc imaginer que ces coulées boueuses ont pris naissance sur des reliefs hardis, leur permettant d'acquérir rapidement une vitesse élevée et qu'elles possédaient une viscosité extrêmement faible favorisant la conservation de l'énergie cinétique de l'ensemble.

Les puissances à l'affleurement se situent aux alentours de 20 m pour la coulée I, 40 m pour II et 80 m pour III. Ces chiffres sont très inférieurs aux valeurs réelles, car les mesures n'ont pu être effectuées qu'en bordure des langues boueuses et non dans l'axe des paléo-thalwegs envahis par la brèche. Il est important de noter que, dans chacun des cas, il s'est avéré impossible de montrer s'il s'agissait d'une venue unique ou de plusieurs unités

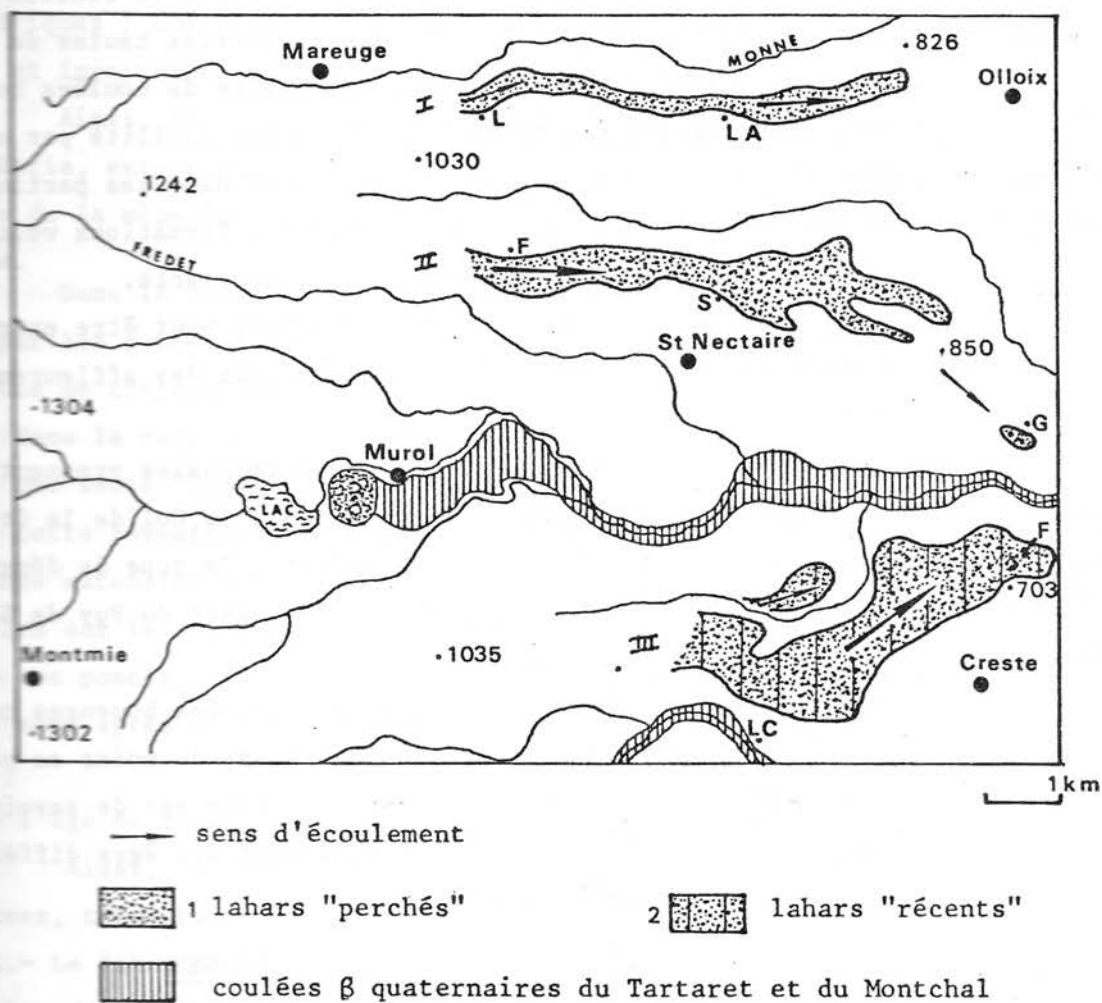


Fig. 19 : Extension des lahars dans le Bassin moyen des Couzes.

L : Ludières - L.A. : Les Arnats - F : Freydefont - S : Sailles
 G : Grandeyrolles - L.C. : Le Cheix - F : Fontenilles.

s'emboîtant de façon plus ou moins complexe les unes dans les autres. Quoi qu'il en soit, même s'il s'agit de venues multiples se ravinant mutuellement, les données de terrain montrent que ceci s'est passé assez rapidement et on peut raisonnablement considérer que chaque courant boueux constitue une seule unité chronologique.

Une estimation du volume total minimum des dépôts résiduels donne le chiffre de 610 000 000 m³ sur le seul territoire couvert par la feuille n° 5-6 de Veyre-Monton au 1/25 000e. Dès que l'on aborde les parties hautes de l'édifice volcanique, on perd très rapidement de vue les dépôts de coulées boueuses. Ils ont été, soit dégagés par l'érosion (phénomène facilité par une épaisseur probablement faible, à l'origine, de la brèche dans les parties hautes, voire par son inexistence), soit masqués par des formations volcaniques plus récentes et/ou une couverture morainique importante.

Néanmoins, le lieu d'origine probable des lahars peut être extrapolé en remontant les génératrices du cône volcanique, à partir des affleurements les plus en amont connus.

Il apparaît ainsi que les deux coulées septentrionales prennent leur origine dans le même secteur, qui se situe aux alentours du Col de la Croix-Morand (feuille Bourg-Lastic au 1/50 000e). En revanche, la zone de départ de la coulée méridionale doit être recherchée dans la région du Puy de Sancy - Super-Besse.

Ces considérations relatives à l'origine des coulées boueuses nous amènent à admettre l'existence de deux familles de lahars, du moins au point de vue purement géographique. La question qui se pose alors est de savoir si, à ces lieux de genèse différents, correspondent également des âges différents. Nous allons tenter d'y répondre dans ce qui suit.

V - LES DIFFERENTES GENERATIONS DE COULEES BOUEUSES

Si l'aspect bréchiq ue et hétérogène des dépôts de coulées boueuses est une de leurs caractéristiques principales au niveau de l'affleurement, il n'en demeure pas moins, qu'à grande échelle (de l'ordre de plusieurs kilomètres) une certaine homogénéité s'en dégage. C'est-à-dire, qu'en effectuant l'inventaire pétrographique de la même coulée en différents points d'observation, il apparaît une constance relative au niveau de la distribution des blocs emballés et de la matrice.

Les deux coulées septentrionales sont ainsi caractérisées par la présence constante, en abondance, de ponces fibreuses rhyolitiques, ce qui n'est pas pour surprendre, étant donné leur position stratigraphique (cf. p.79). De plus, la brèche présente un aspect franchement polygénique.

Le lahar méridional "type Fontenilles" semble en revanche totalement dépourvu de ponces fibreuses et apparaît relativement monogénique (blocs sancytiques largement dominants). Nous reviendrons plus loin sur ces données pétrographiques.

D'autre part, les lahars étant des écoulements, il est possible de leur appliquer les mêmes méthodes de raisonnement que dans le cas de coulées de laves afin d'en préciser les relations chronologiques, grâce aux relevés altimétriques : une coulée emboîtée en contrebas d'une autre lui est postérieure et inversement.

Ainsi, en combinant les données pétrographiques et cartographiques (altimétrie, extension, etc...), il est possible de caractériser une coulée boueuse de la même façon que l'on peut identifier une coulée de lave par exemple.

Dans le cas qui nous concerne, l'argument pétrographique est représenté par les ponces fibreuses. La présence ou l'absence de cet élément traceur constitue un critère fiable de détermination, car :

- dans la région étudiée (versant oriental du massif du Mont-Dore) il existe une seule "nappe" de ponces fibreuses rhyolitique ;

- cette formation ponceuse est un excellent repère stratigraphique de par sa grande extension et les ponces, très caractéristiques sont facilement identifiables sur le terrain ;

- ces ponces, très résistantes à l'écrasement, peuvent subsister dans la brèche même après un long parcours (cf. Perrier à 30 km du lieu d'origine présumé) ;

- l'âge de cette formation est établi avec précision.

Ainsi, le lahar de "type Fontenilles" ne contenant pas de ponces fibreuses, trois hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette lacune :

- a.- Le lahar de Fontenilles est antérieur aux ponces fibreuses. Cette hypothèse est infirmée par deux types d'observations : d'une part, J.P. Santoire décrit dans le ciment de ce lahar des cristaux de quartz bipyramidés issus de cette "nappe" ; d'autre part, si l'on compare l'altitude de la base de ce lahar avec celle des lahars septentrionaux, on constate que le premier accuse 660 m alors que les seconds se présentent à une altitude de 750 m (sur le méridien de Fontenilles). Il apparaît clairement, au vu de ces observations, que le lahar de type Fontenilles est postérieur aux lahars du Nord et donc aux ponces rhyolitiques.

b.- Le lahar de Fontenilles s'est mis en place dans un secteur où ne s'étaient pas épanchées les ponces fibreuses. La présence de quartz magmatique (cf. ci-dessus) rend cette hypothèse caduque. Par ailleurs, les ponces fibreuses sont connues en place à Malvoissières, quelques kilomètres en amont.

c.- Ce lahar est franchement postérieur aux ponces fibreuses et aux lahars septentrionaux. L'absence de ce type de ponces dans le ciment peut alors être expliqué par un emboîtement de la coulée boueuse en contrebas des tufs ponceux, ce qui fait qu'elle n'a pu lui emprunter ses éléments. Les rares quartz magmatiques présents (dépourvus de gaine de verre, ce qui tendrait à prouver qu'ils sont remaniés) ont pu être empruntés à des formations alluvionnaires issues de ces tufs.

Cette dernière hypothèse permettant de rendre compte des différents caractères observés, nous proposons la chronologie simplifiée suivante :

- mise en place des ponces rhyolitiques aux environs de 3,3 M.A.
- viennent ensuite les coulées boueuses septentrionales qui empruntent le même cheminement que les coulées pyroclastiques. Ces lahars, rappelons-le, sont issus d'un secteur voisin du Col de la Croix Morand et font partie d'un même cycle "éruptif" ainsi qu'en attestent une origine commune, une pétrographie et une altitude comparable. Il s'agit seulement de deux branches divergentes d'une même débacle boueuse.
- après une phase d'érosion dont nous tenterons plus loin de préciser la durée, mise en place du lahar de Fontenilles, issu de la région du Sancy.

L'identification de deux (au moins) générations de coulées boueuses dans le bassin moyen des Couzes est un résultat nouveau. A notre connaissance, aucun auteur, jusqu'à présent n'avait signalé l'existence de plusieurs types de lahars dans cette région.

Ces nouvelles données nous ont amenés à étudier l'évolution de ces lahars vers l'aval afin d'en préciser le cheminement et les relations avec l'ensemble des dépôts de coulées boueuses connus depuis fort longtemps dans le bassin inférieur des Couzes, et le "conglomérat de Perrier" en particulier.

VI - LES LAHARS DU BASSIN DES COUZES

Bien que ce travail, réalisé en collaboration avec A. de Goër de Herve et M.H. Ly, déborde du cadre normal de notre étude, il nous a paru nécessaire d'inclure ce paragraphe afin de permettre une meilleure compréhension du schéma volcanologique de la région.

Les dépôts de coulées boueuses ont pu être caractérisés et différenciés à l'aide des critères suivants (définis plus haut) :

- présence ou absence de ponces fibreuses ;
- position altimétrique.

Remarque : il est bien entendu que ces deux critères ne sont valables que pour le secteur étudié, où les ponces fibreuses sont présentes et leur extension bien connue. De plus, les critères altimétriques ne peuvent être retenus que dans le cas de réseaux hydrographiques voisins et ayant subi une évolution comparable.

Les levés de terrain nous ont permis de constater que les deux générations de lahars identifiées dans le bassin moyen des Couzes peuvent être retrouvées en aval (région de Champeix - Perrier et Monton - Orcet).

Dans le tableau suivant, sont notés les principaux points d'observation des dépôts lahariques du versant oriental du Mont-Dore. Ceux-ci s'ordonnent selon trois grands courants principaux qui sont dans le prolongement de ceux décrits plus haut.

Lahar type Sailles (à ponces fibreuses et position altimétrique élevée)		Lahar type Fontenilles (sans ponces fibreuses et altitude inférieure de 80-90 m).
1'	1'	2
Ludières Les Arnats près Olloix Monton près Orcet	Freydefont Sailles Grandeyrolles Chaux d'Aubary (?) Croix du Bonhomme Perrier	Chomeilles (?) Le Cheix Fontenilles Montaigut-le-Blanc Chadeleuf Beauvezeix près Vic-le-Comte (Pont de Longues)

Entre Montaigut-le-Blanc et Champeix, les dépôts de coulées boueuses, notés a^{1b} sur la troisième édition de la carte géologique de Clermont au 1/80 000 et a^{1b} sur la quatrième, ont été interprétés comme des dépôts alluvionnaires. Or, il ne fait aucun doute qu'il s'agit de dépôts de coulées boueuses ainsi qu'on peut le constater au niveau des très beaux affleurements existant sur la croupe allongée s'étirant entre Montaigut et Champeix en rive gauche de la Couze Chambon. Cet ensemble d'observations permet de reconstituer le cheminement des différentes coulées boueuses ; celui-ci, reporté sur la figure 20 se révèle relativement complexe. La coulée de ponces trachytiques, étudiée au chapitre II, § IV, a été reportée pour mémoire.

Il découle de l'examen de cette carte un ensemble de constatations très importantes :

1.- Les dépôts de coulées boueuses connus à Perrier (conglomérat) sont à rattacher au cortège des lahars "anciens" (type Sailles). Les maillons intermédiaires sont représentés par les dépôts de la Croix du Bonhomme et la Chaux d'Aubary.

2.- Les dépôts de Monton doivent également être rattachés à cet ensemble. Ils constituent le prolongement de la traînée Ludières - Les Arnats qui n'est, nous l'avons vu, qu'une branche divergente des coulées boueuses ayant pris naissance dans le secteur du Col de la Croix Morand.

3.- Les niveaux alluvionnaires riches en ponces fibreuses décrits par de nombreux auteurs à la base du remblaiement de Perrier représentent un faciès de remaniement fluvial de la coulée pyroclastique rhyolitique connue en place à Sailles par exemple. De tels niveaux d'alluvions ponceuses ont été observés également au Puy de Tobize, sous les dépôts lahariques de la Montagne de Strass (près d'Orcet - branche la plus septentrionale).

4.- Les modifications du réseau hydrographique, fossilisées par les différentes venues boueuses, apparaissent très clairement.

a/ Lors de la mise en place des lahars "anciens", une paléo-Couze arrosant Sailles, Grandeyrolles et Montaigut-le-Blanc, décrivait au niveau de Champeix un coude très brusque, obliquant vers le S.E., pour aller finalement se jeter dans l'Allier près de Perrier (G. Kieffer, 1967) en passant par la Croix du Bonhomme. Le horst granitique de Champeix, jouant le rôle d'un môle de résistance, est probablement à l'origine de cette brusque inflexion du tracé du cours d'eau.

b/ Durant l'intervalle de temps séparant les deux générations de coulées boueuses, une capture se produit au niveau de Champeix. La Couze prend alors, dans son cours inférieur, une orientation Est-Ouest pour aller se jeter dans l'Allier au niveau de Coudes.

c/ Ce tronçon Champeix-Coudes, nouvellement créé, sera alors emprunté par le lahar de Fontenilles qui, semble-t-il, a ensuite comblé la vallée de l'Allier jusqu'au pont de Longues. Cette coulée boueuse, issue d'un secteur proche du Puy de Sancy, passant au Cheix, St-Diéry et Fontenilles, vient converger avec les lahars anciens au niveau de Montaigut, emprunte un parcours voisin (mais en contrebas, rappelons-le) de celui suivi par ces derniers jusqu'à Champeix pour ensuite s'en échapper en direction de Coudes.

Fig. 20 : Trajectoires de lahars sur le versant oriental du Mont-Dore;

1, = lahars type Sailles (ou Perrier)

2, = lahars type Fontenilles

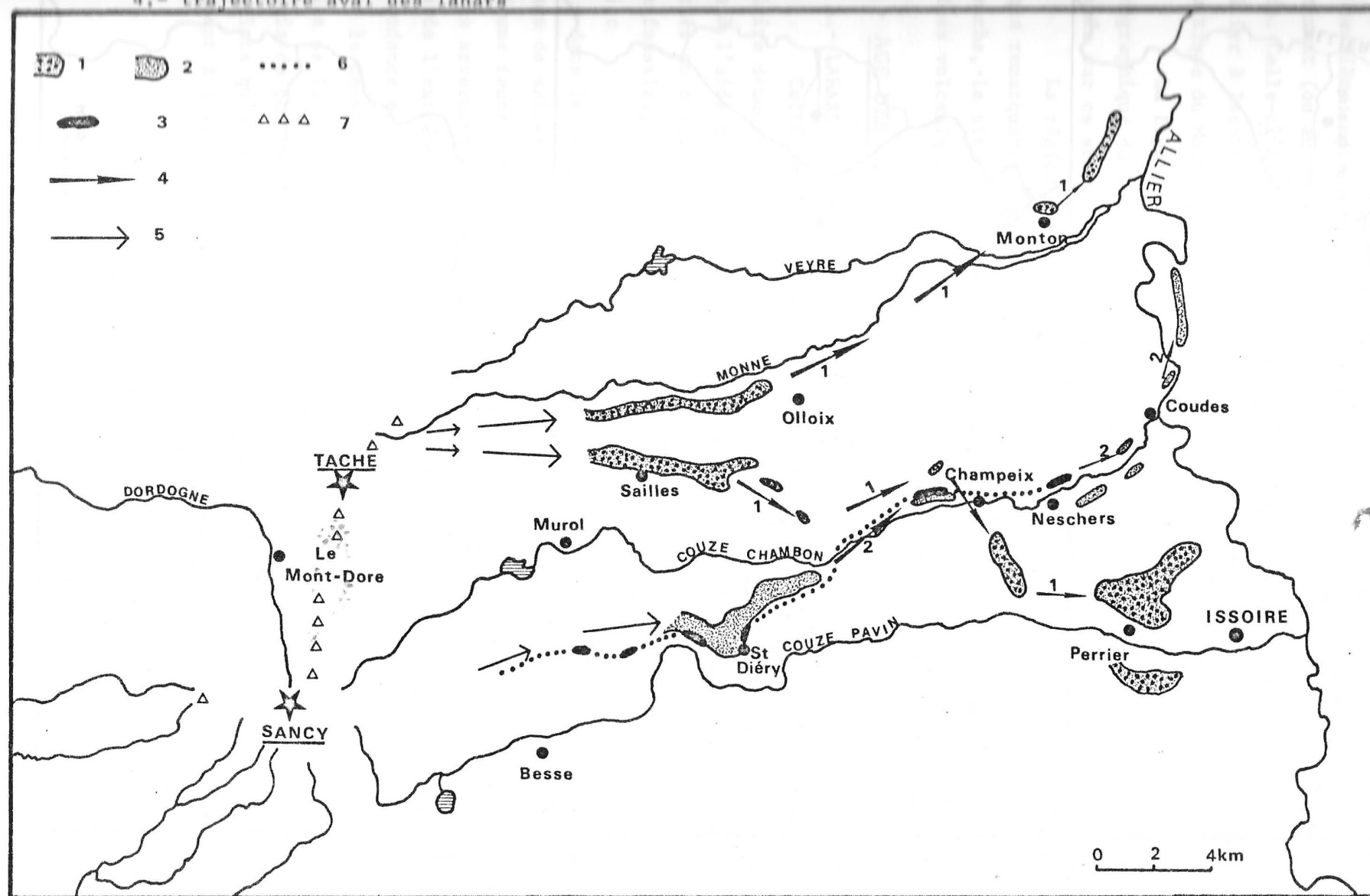
3, = coulée de ponces trachytiques

4, = trajectoire aval des lahars

5, = trajectoire amont des lahars

6, = trajectoire coulée de ponces

7, = ligne de crêtes



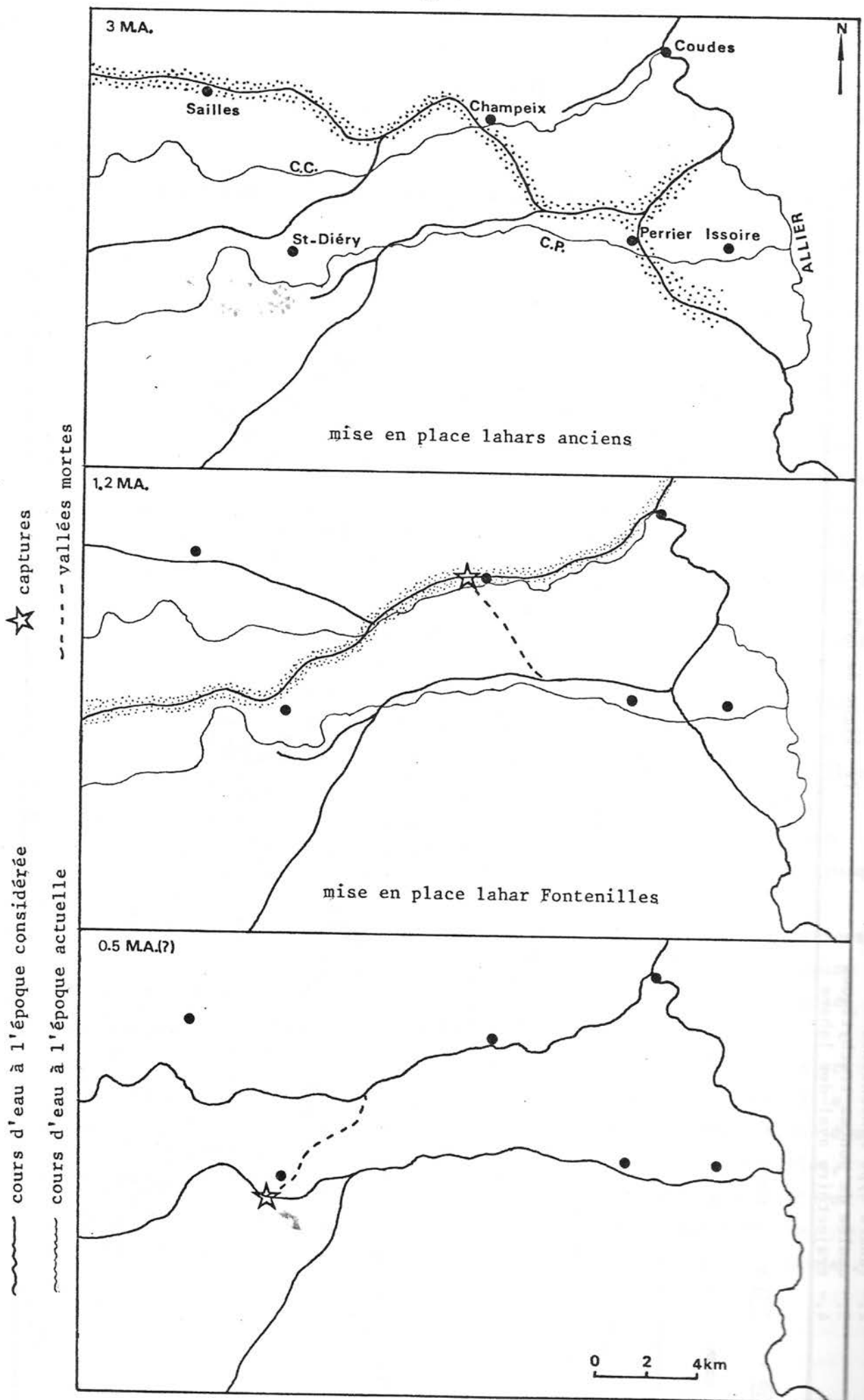


Fig. 21 : Principales étapes de l'évolution du réseau hydrographique du bassin des Couzes du Villafranchien à nos jours (exemplification dans la zone de Fontenilles).

d/ La coulée de ponces trachytiques (chapitre II, § IV) emboîtée dans le lahar de Fontenilles a suivi exactement le même trajet, mais n'est parvenu qu'à Neschers.

e/ Après la mise en place de ces ponces (âgées de 0,8 M.A.), une deuxième capture se produit au niveau de la Bataille (près St-Diéry) au détriment (ou au profit) du cours d'eau que l'on peut maintenant appeler Couze Pavin. Celle-ci est alors détournée vers l'Est pour venir confluer avec l'Allier à Issoire. Ce nouveau tracé sera emprunté et fossilisé par la coulée basaltique du Montchal.

La figure 21 montre les étapes principales de l'évolution du réseau hydrographique du bassin des Couzes depuis le Villafranchien. Les chiffres avancés sur ce schéma sont discutés au paragraphe suivant.

La région de Montaigut-Champeix apparaît comme un noeud hydrographique remarquablement constant tout au long de la période considérée. En revanche, le site de Perrier présente un blanc dans l'enregistrement des phénomènes volcaniques montdorians entre 2 et 0,5 M.A. environ.

VII - AGE DES LAHARS

A.- LAHARS "ANCIENS" (type Sailles - Perrier)

Cette génération de coulées boueuses, dont le gisement le plus spectaculaire demeure incontestablement le site de Perrier, a été daté depuis longtemps à l'aide de la faune mammalienne contenue dans les niveaux alluvionnaires associés au conglomérat. Deux niveaux principaux, riches en ossements de mammifères fossiles, sont connus à Perrier (P. Bout, 1967 ; A. de Goër de Herve, 1974) :

- dans le ravin des Etouaires, au revers Nord du plateau, les premières couches de sables et graviers ponceux, juste au-dessus du poudingue basal, ont livré une faune comportant notamment *Mastodon borsoni*, *Mastodon arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Leptobos* et *Rhinoceros etruscus*, association caractéristique de l'extrême base du Villafranchien. Sont également présents des cerfs en abondance et de nombreux carnivores (dont *Machairodus*).

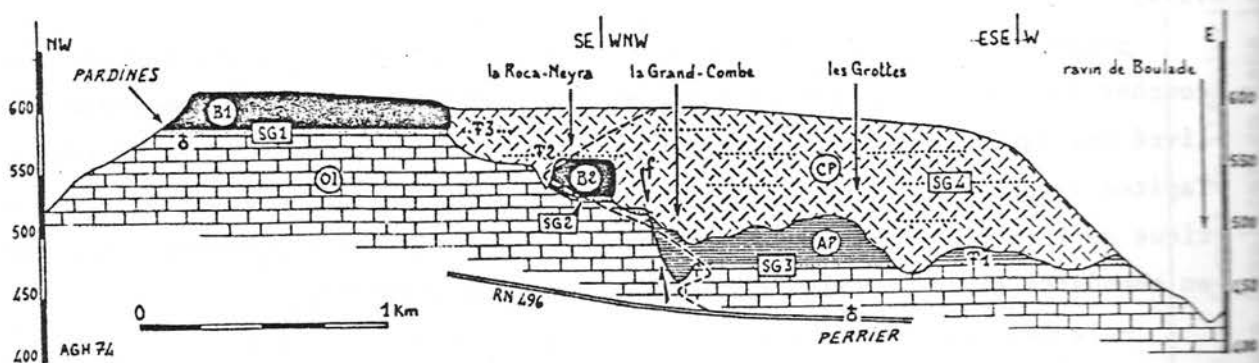
- le deuxième niveau fossilifère se situe au-dessus de la coulée de basalte de la Roca Neyra, dans un horizon fluviatile, constitué de sables fins à débris de ponces fibreuses, intercalé entre la 2e et 3e coulée laharique (rappelons qu'au moins quatre épisodes boueux ont été dénombrés à Perrier, justement à l'aide de ces cordons de sables et galets fluviatiles).

Cette faune, où coexistent *Mastodon arvernensis*, *Rhinoceros etruscus*, *Hipparion* sp. et *Equus stenorhinus*, se place encore dans le Villafranchien. Mais l'absence totale de cervidés, et par contre, la présence d'un nombre important d'antilopes témoignent par rapport à l'horizon des Etouaires, d'un réchauffement probable, et au moins d'un assèchement notable du climat.

On dispose également d'un certain nombre de mesures d'âge absolu concernant le complexe de Perrier. Les résultats, dus à G.H. Curtis (in P. Bout 1966) et H. Lippolt (1966) sont rassemblés ci-dessous :

	G.H. Curtis	H. Lippolt
Basalte de Pardines	-	4,2 M.A.
Basalte de Roca Neyra	3,9 M.A.	3,1 M.A.
Ponces des Etouaires	3,3 - 3,4 M.A.	-
Ponces à l'Est de Roca Neyra	2,5 - 2,6 M.A.	-

Rappelons que le conglomérat de Perrier a comblé une paléo-vallée creusée d'environ 60 m en contrebas de la coulée basaltique de la Roca Neyra, elle-même emboîtée 55 m en contrebas de la coulée basaltique de Pardines (voir fig. ci-dessous).



- Coupe schématique selon le versant sud-ouest du plateau de Perrier - Hauteurs x 5. (adapté de P. Bout, 1933, d'après observations inédites de G. Kieffer et A. de Goër).

O1 - Oligocène. SG1 - Sables à chailles et galets sous-basaltiques de Pardines. B1 - Basalte limburgitique de Pardines. SG2 - Sables et galets sous-basaltiques de la Roca-Neyra. B2 - Basalte doléritique de la Roca-Neyra - SG3 - Sables et galets infra-ponceux de Perrier. AP - Alluvions ponceuses (F1 - faune des Etouaires). SG4 - Sables et galets interlahariens (F2 - faune de la Roca-Neyra; F3 - faune de la Loubière de Pardines). CP - Conglomérat de Perrier (lahars montdoréens). f - emplacement de l'hypothétique "faille de Perrier".

Fig. 22 : Coupe du plateau de Perrier - d'après A. de Goër de Hervey (1974).

Les résultats exposés plus haut, tout en étant compatibles avec les données paléontologiques, demandent à être regardés avec beaucoup de prudence. Tout d'abord, une différence très importante (800 000 ans) se manifeste entre les âges déterminés par G.H. Curtis et M. Lippolt sur le basalte de la Roca Neyra. De plus, l'âge de 2,5 M.A. obtenu par G.H. Curtis sur les ponces du gisement de Roca Neyra demanderait à être confirmé, car ces ponces, fibreuses, se révèlent très comparables à celles connues en place en Sailles, par exemple, et en alluvions dans le ravin des Etouaires. Des travaux en cours (M.H. Ly, à paraître) permettront sans doute de lever cette indétermination.

En revanche, l'âge de 3,3 M.A. obtenu par ce même auteur semble en très bon accord avec les données de terrain. Nous avons vu plus haut que les alluvions ponceuses sous-jacentes au lahar devaient être considérées comme un faciès de remaniement pratiquement immédiat de la coulée pyroclastique rhyolitique (type Sailles) présente dans le bassin moyen des Couzes, où elle est par ailleurs surmontée directement par ce même lahar. Or, nous avons montré (ou plus exactement confirmé) que ces tufs ponceux devaient être assimilés à la "nappe de ponces" supérieure du Mont-Dore. Cette dernière a fourni un âge de 3,3 M.A. (ponce de la carrière de Rochefort-Montagne ; H. Bellon et al., 1972).

Ces résultats cohérents semblent devoir être retenus. Toutefois, ces données ne permettent de dater que les alluvions ponceuses sous-lahariques, et partant, ne fournissent qu'une limite inférieure à l'âge des lahars "anciens".

En toute rigueur, le seul élément qui date réellement les lahars est la faune de Roca Neyra, intercalée entre deux venues boueuses ; nous ne retiendrons pas pour l'instant les mesures radiométriques effectuées sur les ponces de ce gisement (voir ci-dessus) car le problème de l'échantillonnage demande à être réexaminé.

L'étude de la faune de Roca Neyra montre un changement climatique par rapport à la faune des Etouaires. Cependant, un tel phénomène peut se produire assez rapidement : en quelques millénaires. Elle témoigne également d'un changement d'association faunique, ce dernier phénomène pouvant alors être plus lent (de l'ordre du million d'années).

Néanmoins, il est bien établi que cette faune se situe encore dans le Villafranchien inférieur, mais il faut avoir présent à l'esprit que la faune des Etouaires date les alluvions ponceuses infra-lahariques, que la faune de Roca Neyra date les coulées boueuses et que le temps qui sépare ces deux faunes sépare peut-être les alluvions ponceuses du premier lahar.

En conclusion, nous retenons pour les lahars "anciens" un âge Villafranchien inférieur (entre 2,5 et 3 M.A.).

B.- LAHAR DE TYPE FONTENILLES

Dans l'état actuel des recherches, seule une limite supérieure à l'âge de cette génération de coulées boueuses peut être fixée, grâce à une série de déterminations K/Ar réalisées sur des formations volcaniques associées.

La coupe de la carrière du Cheix, déjà étudiée au chapitre II(IV,F), permet de constater que ce lahar est raviné par deux coulées basaltiques encadrant une coulée de ponces trachytiques.

La coulée inférieure, reposant sur le lahar par l'intermédiaire d'un niveau fluviatile à très gros galets, a été datée à $0,92 \text{ M.A.} \pm 0,05 \text{ M.A.}$, la coulée de ponces à $0,75 \pm 0,04 \text{ M.A.}$ et la coulée sommitale à $0,60 \pm 0,04 \text{ M.A.}$

L'on sait également que la coulée inférieure est emboîtée d'environ 50 - 55 m dans les dépôts de coulées boueuses et que, lors de la mise en place de cette coulée, le cours d'eau était encore dans une phase de réajustement de son ancien profil perturbé par la mise en place du lahar, ce qui laisse supposer que sa puissance érosive était relativement élevée. On peut alors raisonnablement estimer que l'intervalle de temps, représentant 55 m d'érosion verticale, séparant les deux phénomènes, a dû être relativement court, de l'ordre de quelques dizaines de millénaires.

Ceci nous amène à retenir, pour le lahar de Fontenilles, un âge compris entre 1 et 1,3 M.A.

VIII - APPORTS VOLCANOLOGIQUES ET CHRONOLOGIQUES DES LAHARS

A.- LAHARS "ANCIENS"

De manière générale, hormis le cas très exceptionnel de rupture de barrage volcanique, les lahars représentent des cataclysmes immédiatement consécutifs à des éruptions acides très violentes, émettant une masse énorme de projections cendreuses fines, en même temps qu'une quantité considérable de vapeur d'eau, d'où de violentes précipitations accompagnant l'éruption.

Dans le cas de lahars "anciens", les données de terrain montrant la superposition (dans la région de Sailles, par exemple) des coulées boueuses à la coulée pyroclastique à ponces rhyolitiques fibreuses, tendraient à faire admettre que cette phase éruptive est à l'origine des débâcles boueuses. Toutefois, les observations effectuées en aval de la région étudiée, dans la région de Perrier (M.H. Ly, com. pers., travaux en cours) montrent qu'un

certain laps de temps a séparé l'émission rhyolitique des coulées boueuses. En effet, à Perrier et un peu en amont, à la Croix du Bonhomme, les lahars reposent sur de puissantes couches d'alluvions ponceuses, dont les ponces proviennent de la coulée pyroclastique de type Sailles. D'autre part, la rythmicité des débâcles boueuses (au moins quatre épisodes à Perrier) peut difficilement s'expliquer si l'on considère que ces dernières ont été provoquées par l'émission rhyolitique étant donné que celle-ci, semble-t-il, n'a constitué qu'une seule et unique venue. Dans ces conditions, il faudrait donc admettre que les phases éruptives acides responsables des débâcles boueuses, donc de quantités appréciables de cendres, sont représentées par le volcanisme trachyandésitique (essentiellement sancyitique) de la région située à l'Est et au Nord-Est du col de la Croix Morand, lieu d'origine de ces lahars. Ce volcanisme acide est représenté par un ensemble de tufs cendreux et brèches diverses affleurant sous les puissantes coulées sancyitiques de la Montagne de Pouly, du Bois de Bruyères et du Puy de la Védrine.

En effet, la présence de très nombreux blocs trachyandésitiques au sein de la brèche laharique permet d'affirmer l'existence d'un volcanisme acide autre que les ponces rhyolitique, antérieur aux lahars de Perrier, volcanisme qui est peut-être à l'origine des débâcles boueuses.

Mais, quelle que soit la phase éruptive responsable de la genèse des lahars, cet ensemble d'observations permet de montrer l'existence d'un volcanisme de type trachyandésitique d'âge anté-villafranchien dans le secteur Nord et Nord-Est du col de la Croix Morand.

B.- LAHAR DE TYPE FONTENILLES

Cette génération de coulées boueuses, issue du secteur du Puy de Sancy-Super-Besse, se révèle également très riche en blocs trachyandésitiques. Le volcanisme acide de cette région a donc débuté, il y a au moins 1,5 M.A..

CHAPITRE IV

LES BASALTES

INTRODUCTION

Le volcanisme basaltique possède une très grande extension dans la région étudiée. Extension dans le temps : les premières manifestations basaltiques ont été datées aux environs de 16 M.A. (près de Murol, L. Glangeaud et al, 1965) et les plus récentes ont moins de 10000 ans (coulée du Tartaret, 6900 ans, R. Brousse et al, 1976). Il convient cependant de préciser que l'activité basaltique de cette région se répartit en trois périodes volcaniques majeures de l'Auvergne :

- pour les basaltes les plus anciens : cycle miocène, dit "de Limagne".
- les basaltes plio-villafranchiens appartiennent au cycle du volcanisme mont-dorien.
- enfin, les manifestations les plus récentes sont à rattacher à la Chaîne des Puys (G. Camus, 1975).

Extension dans l'espace : on rencontre des basaltes depuis Olloix (N.E.) jusqu'à Montmie (S.W.) et de Creste (S.E.) à Mareuge (N.W.), sous forme de necks, coulées inversées, "planèzes" et coulées en fond de vallées.

A ces témoins d'activité effusive, on doit ajouter de nombreux niveaux de formations bréchiques. Parmi ces dernières, on rencontre des accumulations scoriacées "stromboliennes" banales, et des dépôts témoignant d'une activité très explosive (brèches de maar et de diatrèmes).

I - LES FORMATIONS BRECHIQUES BASALTIQUES

A.- LES BRECHES SCORIACEES "STROMBOLIENNES"

Ce type de brèches, fossilisant d'anciens points de sortie, se rencontre très fréquemment dans la région étudiée. Les principaux témoins sont :

- près de Beaune-le-Froid, la tranchée de la route forestière montre une masse stratifiée de lapilli, blocs scoriacés et bombes en fuseau.
- au N.E. de Chautignat, l'éperon dominant la vallée de la Couze Chambon est entièrement constitué d'une formation bréchique analogue à la précédente. Dans ce cas-là, cependant, on note la présence de dykes basaltiques verticaux armant la brèche.

- le puy de Chateauneuf (N.W. Saint-Nectaire) représente également un ancien point de sortie. On peut y observer de très belles bombes en fuseau.

- au S.W. du village Les Arnats, le sommet de la colline "la Pinarde" (PC 1011 m) est constitué de scories et lapilli basaltiques.

- près du village de Creste, quelques scories signalent le point de sortie de la coulée de Creste.

- au-dessus de Maisse (hameau situé 1 km à l'W de Roussat), une falaise haute de plusieurs dizaines de mètres est entièrement constituée de lapilli, scories et bombes. Ces dernières ont fréquemment la forme de bombes en bouse de vache, témoignant d'un magma très fluide.

- enfin, tout à fait au Sud de la région étudiée, les fameuses "Grottes de Jonas" sont creusées dans des projections scoriacées de teinte rouge, de granulométrie relativement grossière et soudées, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

B.- LES BRECHES DE DIATREMES

1/ LA DENT DU MARAIS (ou SAUT de la PUCELLE)

La Dent du Marais (toponymie I.G.N.), falaise de 90 m de hauteur, se dresse en rive gauche du Lac Chambon. Cette muraille impressionnante est également connue sous le nom de "Saut de la Pucelle", appellation due à une légende relatant l'exploit d'une bergère qui n'aurait pas hésité à se jeter du haut de la falaise plutôt que de subir les assiduités d'un seigneur.

Cette falaise ne constitue que le rebord oriental d'une puissante masse de brèches basaltiques s'étendant largement au Nord du lac. Cette formation a attiré l'attention de nombreux géologues : G. Poulett-Scrope (1866), A. Michel-Lévy (1890), Ph. Glangeaud (1916) et R. Brousse (1974). Ph. Glangeaud lui attribuait un âge Pliocène et en faisait le point de sortie de l'ensemble des tufs, brèches et coulées affleurant entre Varennes et la Tartaret. R. Brousse, reprenant les conclusions de Ph. Glangeaud, considère que le cirque actuel (voir fig. 23) est un amphithéâtre glaciaire installé dans l'ancien cratère, qui aurait ainsi retrouvé ses formes premières.

a.- Gisement et structure (fig. 23)

La formation bréchique affleure largement sur le versant gauche de la Couze Chambon, à 400 m environ en deçà de la rive septentrionale du lac. Elle apparaît sur toute la hauteur du versant (depuis la cote 900) et sur une distance d'environ 200 m en allant vers l'Ouest, à partir de l'extrémité méridionale de la falaise. Recouverte d'arbustes et d'herbe rase, elle dessine à ce niveau un arrondi à concavité tournée vers le Nord.

La cartographie complète des dépôts fait apparaître une structure subcirculaire de 400 m de diamètre environ, et dont la limite Nord vient tangenter le fond du cirque.

Les relations entre la brèche et l'encaissant ne sont observables que sur la bordure Nord de la structure, au fond du cirque. A ce niveau, le contact, franc, permet de constater que les bancs bréchiques viennent buter sur un éperon trachytique, selon un plan incliné vers le Sud de 50° environ. Cette formation trachytique massive, fait vraisemblablement partie d'un dôme constituant le relief dominant au Nord l'ensemble bréchique. Partout ailleurs, le contact brèche-encaissant est masqué par des éboulis et colluvions diverses. La formation bréchique étant litée, une étude structurale basée sur la mesure du pendage des bancs a été entreprise. Il apparaît ainsi que, statistiquement, les bancs de brèche possèdent un pendage centripète et s'organisent autour de la dépression subcirculaire profonde de 40 m environ, située entre le rocher de l'Horloge et la Dent du Marais. Dans le détail, cependant, il apparaît quelques discordances, mais l'allure générale des dépôts est conservée.

Les caractéristiques structurales de ce gisement de brèches basaltiques sont très proches de celles qui ont été rapportées par B. Tricot (1975) pour les diatrèmes pépéritiques de la Comté (Massif Central Français), à savoir :

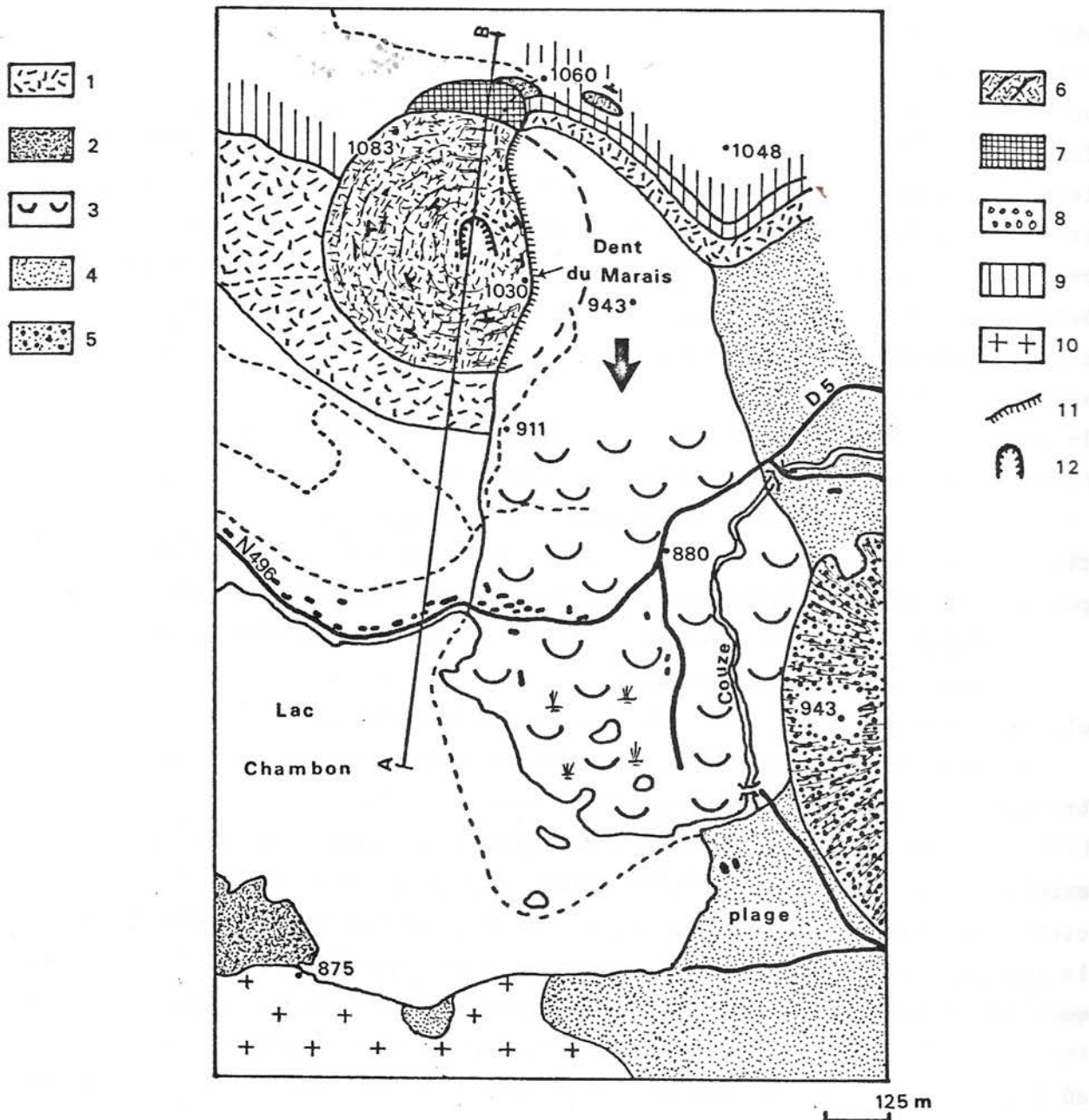
- conduit à section circulaire ou elliptique à remplissage bréchique.
- une origine indiscutablement aérienne pour les brèches litées et grano-classées (B. Tricot y a décrit des lapilli accrétionnés).
- une subsidence marquée par les discordances internes entre les bancs de brèches et la présence d'une dépression sommitale couronnant l'édifice.

Dans une telle hypothèse, il apparaît clairement que le "point de sortie" de cet ensemble de brèches basaltiques se situe au niveau de la dépression citée ci-dessus et non au niveau du cirque dit "du Saut de la Pucelle" bordant la structure à l'Est. Nous tenterons plus loin d'expliquer la genèse de ce cirque, qui, rappelons-le, est considéré classiquement comme d'origine glaciaire.

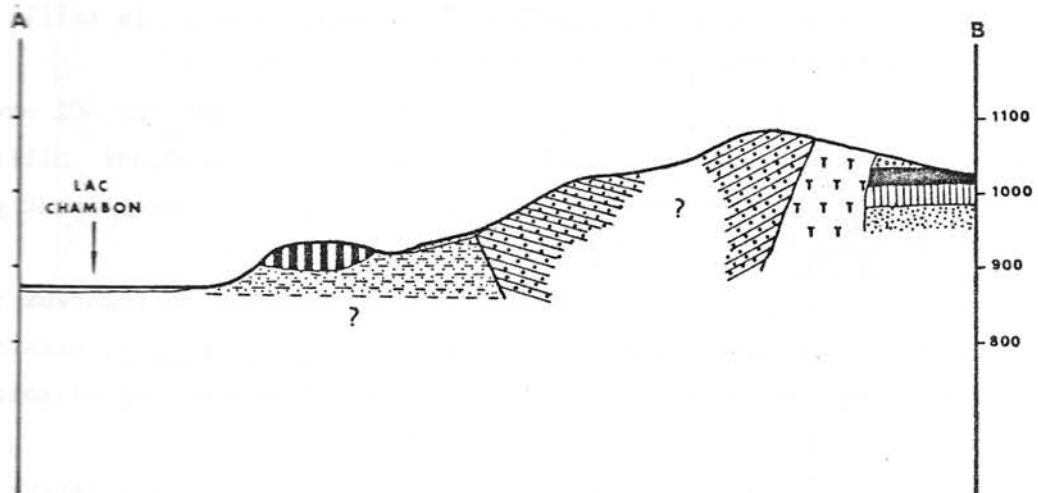
La fig.24 montre que l'aspect actuel de la formation bréchique est dû à un phénomène d'inversion de relief dissymétrique; la partie septentrionale, appuyée sur un ensemble de coulées basaltiques et de formations trachytiques massives, ayant bien résisté à l'érosion.

D'autre part, on peut noter la présence, sur le rebord septentrional du cirque, de tufs lités aux caractéristiques pétrographiques identiques à celle de la brèche (excepté la granulométrie, sensiblement plus fine). Ces dépôts, reposant sur les coulées basaltiques et à pendage centrifuge par rapport à la structure, pourraient alors être interprétés comme un reliquat du "tuff-ring" contemporain de la mise en place du diatrème.

Fig. 23 : Carte géologique simplifiée des environs du Lac Chambon - Dent du Marais



- 1.- Eboulis. 2.- Alluvions. 3.- Glissement de terrain. 4.- Saupoudrage β du Tartaret. 5.- Scories du Tartaret. 6.- Brèche basaltique litée. 7.- Trachyte. 8.- Nuées ardentes. 9.- Coulées basaltiques. 10.- Granite. 11.- Falaise (90 m). 12.- Dépression sommitale.



-  coulée de dolérite
-  brèche basaltique de la Dent du Marais
-  cinérites du Lac Chambon
-  dépôts de nuées ardentes
-  trachyte
-  coulées basaltiques
-  argiles sableuses oligocènes

Fig.24: coupe du complexe de la Dent du Marais.

b.- Pétrographie

La brèche est très hétérogène, de manière générale assez grossière et montre une alternance de lits centimétriques à décimétriques granoclassés. La partie grossière se montre relativement pauvre en magma frais ; elle renferme de nombreuses enclaves : granite, argiles oligocènes, basalte, la taille de ces divers éléments pouvant atteindre 20 à 30 cm de diamètre.

Les niveaux plus fins, en revanche, sont constitués par 40% environ de granules de lave, de forme arrondie, dont la taille varie de quelques millimètres à 2-3 centimètres. Ceux-ci, de teinte noire à l'état frais, deviennent grisâtres et très friables sous l'effet de l'altération.

Outre ces fragments volcaniques, on peut observer de nombreux débris arrachés au substratum antévolcanique : granite, trachyte, ponces, basaltes, argiles. L'ensemble est emballé dans un ciment grisâtre dans lequel sont disséminés de nombreux fragments de quartz et de feldspaths.

L'examen microscopique (fig. 25) confirme l'abondance relative de la partie volcanique. La paragenèse minérale des granules laviques est la suivante (LM 40 825) :

structure microlitique porphyrique, fortement hyalopilitique.

- Phénocristaux :

. olivine : en abondance très variable, mais toujours présente, automorphe et généralement fraîche.

. clinopyroxène : il s'agit d'une augite de couleur verdâtre peu accusée, toujours automorphe. Lorsqu'il est zoné, le zonage est toujours fruste.

. quelques phénocristaux d'amphibole brune peuvent être observés. Elle est alors automorphe et fortement pléochroïque.

. la biotite présente un pléochroïsme très prononcé dans les teintes brun-rougeâtres.

- Mésostase :

Elle renferme du clinopyroxène brun-verdâtre qui cristallise sous forme de granules et de bâtonnets trapus. Le plagioclase, en lattes rectangulaires, est un Labrador. Les oxydes opaques complètent cette paragenèse.

Le verre, abondant, montre deux colorations distinctes : dans certains granules, il est constitué par du sidéromélane brun-jaunâtre qui peut, mais rarement, se transformer en palagonite jaune-doré ; dans d'autres cas, il présente un aspect brun foncé à opaque.

Ces granules de lave sont toujours très vésiculés.

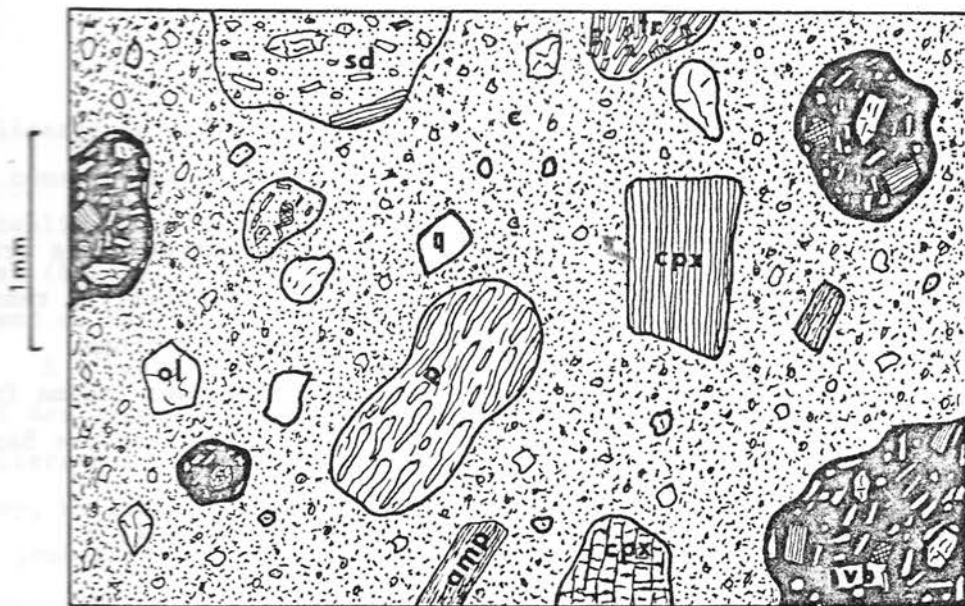


Fig.25: LM 40 825 - brèche de la Dent du Marais.(niveau fin)

Sd : sidéromélane

q : quartz

vb : verre brun

cpx : clinopyroxène

p : ponce

amp : amphibole

ol : olivine

tr : trachyte

Le ciment est constitué de débris divers : fragments de socle cristallin, ponces, trachyte, grains de quartz, feldspaths et micas. En outre, il renferme quelques cristaux isolés d'olivine, clinopyroxène et amphibole brune.

L'étude minéralogique de blocs scoriacés décimétriques (magma frais) présents dans les niveaux plus grossiers permet de confirmer la nature basaltique du magma générateur.

La paragenèse minérale de ces blocs comporte (LM 40 834) :

- Phénocristaux :

. olivine : relativement abondante, généralement très altérée, n'est plus reconnaissable que par ses contours.

. clinopyroxène : il s'agit d'une augite brun-verdâtre, toujours automorphe, fréquemment maclée et possédant de nombreuses inclusions d'oxydes opaques.

. plagioclase : en tablettes allongées, c'est un Labrador.

- Mésostase :

Elle renferme de nombreux granules de clinopyroxène, des microlites de plagioclase et des oxydes opaques.

Le fond de roche est constitué par un verre de couleur brune d'aspect sale.

c.- Mode de mise en place

L'aspect très hétérogène de la brèche et sa richesse en éléments du substratum montrent clairement une mise en place selon un dynamisme très explosif, suggérant par là une très grande teneur en gaz.

Ces gaz ont favorisé, par des mécanismes explosifs très violents, la destruction et la pulvérisation des épontes du conduit éruptif. Ces fragments arrachés au substratum ont été mis en circulation dans le pipe nouvellement créé par l'établissement d'un système fluidifié (Reynolds, 1954) permettant le mélange des éléments de la brèche et une érosion des parois du conduit éruptif.

D'autre part, les explosions violentes, ébranlant les épontes et fracturant l'encaissant, sont responsables de l'effondrement de la partie centrale du diatrème, selon un système de failles concentriques (ring-faults). Ce phénomène est à l'origine de l'élargissement du conduit et de la destruction d'une partie de l'appareil superficiel (tuff-ring) édifiée par les retombées aériennes ; ceci expliquant le pendage centripète général des bancs de brèche litée. C'est ainsi, qu'en fin d'éruption, subsiste une dépression centrale, plus ou moins profonde, ceinturée par un anneau de tufs.

Le remplissage de cette cuvette peut être occasionné, soit par la montée de magma dégazé, constituant un lac de lave (ex. : Puy de Glaisne, Comté, B. Tricot), soit par l'établissement d'un lac d'eau douce, partiellement comblé par des sédiments lacustres (Busséol, Comté d'Auvergne, B. Tricot). Dans le cas de la structure de la Dent du Marais, aucun remplissage ultérieur n'a été observé.

A l'heure actuelle, il est largement admis que le comportement violemment explosif des magmas basaltiques est conditionné par certains facteurs extérieurs particuliers lui conférant une richesse en gaz accrue. De nombreux travaux (Lorenz, Mc Birney, Williams, 1970 ; Lorenz, 1974 ; G. Camus, 1975) ont montré l'importance du rôle joué par l'eau superficielle entrant en contact avec la lave lors de son ascension, dans ce type d'éruption très violente. Le contact eau-magma peut se produire de différentes manières :

- lorsque le volcan prend naissance dans le lit d'une rivière : maars de Beaunit, Tazenat et Puy de l'Enfer (G. Camus, 1975).
- lorsque le magma ascendant rencontre une nappe phréatique souterraine : maars de Clermont-Ferrand et de Saint-Hippolyte (G. Camus), diatrèmes pépéritiques de la Comté d'Auvergne (B. Tricot) et de Limagne (P.M. Vincent, 1974).

Dans le cas qui nous concerne, il n'est pas nécessaire de faire appel à un cours d'eau pour apporter l'eau nécessaire au phénomène. On peut penser que les explosions ont pris naissance lorsque le magma ascendant est entré en contact avec la nappe phréatique qui imbibe certains niveaux de la série sédimentaire oligocène sous-jacente.

d.- Age

J.P. Santoire (1976) a émis l'hypothèse que les niveaux de tufs basaltiques lités affleurant vers la cote 1010 du flanc Ouest du Puy de Bessoles (au Sud de Muro) pourraient être rattachés à l'ensemble bréchique du Saut de la Pucelle. Ces tufs, puissants de 2 à 3 m, reposent sur une coulée basaltique datée à 3,80 M.A. (J.P. Santoire, 1976) et sont recouverts par des dépôts ponceux que l'on peut rattacher à la "nappe de ponces supérieure" âgée de 3,3 M.A. (H. Bellon et al., 1972). Dans une telle hypothèse, la mise en place de ce diatrème se situerait au Pliocène supérieur.

Cependant, il semble à priori difficile d'admettre que les dépôts lités du Puy de Bessoles puissent être rattachés à l'ensemble volcanique du Saut de la Pucelle ; en effet, la distance les séparant est de 2,5 km environ, ce qui peut paraître élevé.

Ces tufs possèdent toutefois une pétrographie apparemment comparable (LM 40 769) à celle des dépôts de la Dent du Marais : nombreux lapilli basaltiques vitreux et très vésiculés baignant dans un ciment riche en débris de roches du socle cristallin. La présence de fragments de trachyandésite à biotite a été signalée par

J.P. Santoire (1976). De plus, la granulométrie fine (2 à 5 mm en moyenne) des éléments figurés et un granoclassement net témoigne d'un transport éolien sur une certaine distance. Il faut également souligner que le diatrème du Saut de la Pucelle est le seul édifice de la région capable de donner des projections du type de celle que l'on observe au Puy de Bessoles.

D'autre part, le problème de la distance séparant les dépôts du Puy de Bessoles de la Dent du Marais peut être abordé en fonction des données que l'on peut extraire de l'étude des produits de saupoudrage du Tartaret. Cet édifice strombolien d'âge quaternaire (6900 ans, R. Brousse et al., 1976), barrant la vallée de la Cou Chambon en amont du Murol, a saupoudré la région avoisinante de lapilli squelettiques noirs jusqu'à une distance d'au moins 2 km (au-delà de Jassat, au S.W. par exemple). Au vu de ces données, il n'est donc pas improbable qu'un volcan au dynamisme très explosif, comme le complexe du Saut de la Pucelle, ait pu projeter des débris pyroclastiques au moins aussi loin que l'extrémité Ouest du Puy de Bessoles.

Par ailleurs, la présence de ponces et débris cinéritiques en enclaves au sein de la brèche basaltique de la Dent du Marais montre que ce volcan est postérieur aux cinérites du Lac Chambon. En effet, ces éléments allogènes ponceux et cinéritiques n'ont pu être empruntés, semble-t-il, qu'aux dépôts cinéritiques du Lac Chambon qui affleurent juste au pied de la falaise de la Dent du Marais et constituent en quelque sorte l'encaissant de la brèche, au moins dans sa partie méridionale. A. Brun (1971) a montré à la suite d'une étude palynologique, que les cinérites du Lac Chambon et de La Gratade possédaient des caractéristiques polliniques comparables et leur a attribué le même âge. Or, le gisement de la Gratade est constitué de cinérites et d'argiles ligniteuses reposant sur le socle cristallin et recouvertes par la "nappe de ponces supérieure" datée, rappelons-le, à 3,3 M.A.. Il apparaît ainsi que l'âge pliocène supérieur proposé plus haut peut être retenu.

e.- Origine du cirque du Saut de la Pucelle

Ce trait morphologique très particulier, bordant à l'Est la structure bréchique de la Dent du Marais, est large de 250 m et profond d'une centaine de mètres. Il s'ouvre vers le Sud en direction du Lac Chambon distant d'à peine 1 km. Les résultats exposés précédemment montrent que l'on peut exclure l'hypothèse volcanique (Ph. Glangeaud, 1916 ; R. Brousse, 1974) pour expliquer sa formation. Une origine glaciaire est également à exclure.

En effet, il apparaît hautement improbable qu'un matériau tel que les cinérites (près du parking du Lac, par exemple) ait pu donner des "buttes moutonnées" (Ph. Glangeaud) sous l'action d'un glacier. Ces roches sont manifestement trop incohérentes pour donner naissance à une morphologie de ce type. De plus, d'après ce q

l'on connaît actuellement des glaciations du Massif Central (A. de Goër, com. pers.) on est beaucoup trop bas pour avoir ici un cirque glaciaire, surtout sur un versant Est, nettement moins arrosé.

D'autre part, la langue de terrain issue du cirque et venant buter contre le Tartaret est absolument vierge de tout produit de saupoudrage émis par ce volcan alors que nous sommes à son pied. Ceci démontre clairement la postériorité du phénomène responsable de la genèse de la langue de terrain décrite par rapport à l'éruption du Tartaret. Or, l'âge de ce dernier est de 6900 ± 500 ans (R. Brousse et al., 1976), donc franchement postérieur aux dernières glaciations. Une origine glaciaire de ce cirque ne peut donc être retenue.

Les coupes créées par la R.N. 496 et les travaux d'aménagement de la voirie desservant les différents terrains de camping proches du Lac Chambon permettent de constater que la formation constituant la rive N.E. du Lac est extrêmement chaotique et fortement perturbée. Au carrefour (R.N. 496 - route du parking, PC 880m), on peut observer des panneaux de cinérites décimétriques à métriques orientés de façon quelconque et emballés dans une matrice cendro-argileuse riche en ponces blanchâtres. De même, les "buttes moutonnées" proches du parking sont constituées de bancs cinéritiques redressés, fortement microfaillés et très hétérogènes. Des observations comparables ont été également effectuées au Nord de la R.N. 496, à la faveur de coupes temporaires créées lors de la construction de nombreuses résidences dans le secteur dit "le Marais".

Cet ensemble d'observations montre que la formation décrite ci-dessus n'est pas en place. Le seul mécanisme que l'on puisse invoquer pour expliquer cette structure est un écroulement-glissement de terrain postérieur à l'éruption du Tartaret. Ceci apparaît très nettement lors d'un examen photogéologique et également sur le terrain lorsque l'on regarde vers le cirque (en direction du Nord) depuis le parking proche du Lac Chambon. Le cirque ne serait alors qu'une simple niche d'arrachement. Une telle interprétation a déjà été proposée par H. Lecoq (1867) et G. Kieffer (1962). H. Lecoq avait par ailleurs suggéré un âge postérieur à l'éruption du Tartaret pour ce phénomène, notant l'absence de toute retombée issue de ce volcan sur la formation du parking du Lac.

On peut remarquer que la masse glissée est venue renforcer le barrage initial formé par le cône de scories du Tartaret, diminuant la surface du Lac de 3 ha environ.

D'autre part, il semble que ce genre d'écroulement soit très classique sur les parois de diatrèmes exposés à l'érosion (Anterroches, près de Murat, J.P. Milési, 1976), où ils sont facilités par de grandes fissures verticales, concentriques et radiales.

2/ LES TUF BASALTIQUES DE FARGES

Nous désignons sous ce terme un ensemble de brèches et tufs basaltiques lités affleurant immédiatement à l'Est et au Sud-Est du village de Farges, ce dernier se situant à 2 km à l'Est de Saint-Nectaire le Haut.

De récents travaux de remembrement nous ont permis de mettre en évidence cette structure qui n'a été signalée sur aucune des éditions de la carte à 1/80 000 de Clermont-Ferrand.

a.- Gisement et structure (fig. 26)

Les brèches et tufs apparaissent selon deux unités morphologiques bien distinctes (bien que génétiquement liées, ainsi que nous le verrons plus loin) :

1. un premier ensemble affleure dès la sortie orientale du village. Il s'agit de brèches et tufs bien stratifiés de teinte ocre à grisâtre. La puissance des bancs est centimétrique à décimétrique. On peut noter la présence de nombreuses enclaves : socle cristallin, paquets d'argiles oligocènes, basaltes "anciens". La taille de ces éléments atteint fréquemment quelques dizaines de centimètres de diamètre. Le magma frais est représenté par des bombes ovoïdes, peu vésiculées (bombes en chou-fleur) et des lapilli basaltiques généralement arrondis et également peu vésiculés. Ces éléments sont souvent très altérés (argilisés), très friables et sont alors de teinte grisâtre.

On peut observer fréquemment des figures d'impact (bomb-sag) sous les plus gros blocs, traduisant l'origine aérienne de ces produits. De très beaux exemples de cuvettes d'impact se trouvent en rive droite du ruisseau affluent de rive gauche du ruisseau de Farges.

Les données de terrain montrent que cet ensemble bréchique dessine une structure subcirculaire de 800 m de diamètre environ, centrée sensiblement sur la légère dépression située à mi-chemin du village de Farges et du Puy de Pisuissey (au Sud).

Sa limite orientale apparaît très nettement ; elle se situe exactement sur le tracé du ruisseau précédemment cité. En rive droite de ce dernier, affleurent sur une trentaine de mètres d'épaisseur les brèches et tufs pentés de 20° environ vers l'Ouest. En rive gauche vient un ensemble complexe de panneaux décamétriques de coulées basaltiques et de panneaux de tufs, l'ensemble étant fortement disloqué et présentant des orientations diverses. Cette disposition si particulière en rive gauche est due à l'existence de mouvements de terrain très importants (glissements) affectant la quasi-totalité des versants gauches du ruisseau de Farges et de son affluent. L'étude de la lithologie de ce versant permet de comprendre l'ampleur du phénomène ; en effet, les coulées basaltiques constituant le plateau (de Lacha) dominant à l'Est la structure reposent sur un substratum oligocène argilo-sableux éminemment propice aux glissements de terrain.

Ce phénomène est encore actif aujourd'hui. Nous avons pu observer un glissement de terrain (voir fig. 26) affectant ce versant sur une longueur de plus de 200 m et sur 50 m de large en Novembre 1976. Ce glissement a été provoqué par les fortes précipitations de l'automne 1976. Au niveau de la zone de départ, on pouvait relever des dénivellés de l'ordre de 2 à 3 m coupant sentiers et chemins. Le ruisseau de Farges souligne également le contact, franchissant le rebord de la structure par une cascade haute de 10 m environ. En rive droite, entre le ruisseau de Farges et le chemin noté sur la fig. 26, immédiatement au Sud de la Cascade, le contact sables argileux oligocènes - brèche est très nettement visible et se marque par une légère indentation dans le versant.

La limite occidentale, en revanche, ne peut être précisée aussi exactement. Cependant, un affleurement de tufs situé dans le talus et en contrebas du chemin se dirigeant vers le Sud à partir de la route D.150 (entre le carrefour menant au Puy de Mazeyres et Farges) permet de préciser l'extension minimum de la structure.

Les valeurs du pendage des bancs bréchiques sont assez dispersées, excepté au niveau de la bordure orientale qui apparaît assez bien organisée ; là, les bancs possèdent un pendage général centripète de 20 à 30° environ.

Une telle disposition traduit certainement la subsidence des strates dans un conduit qui se rétrécit vers le bas.

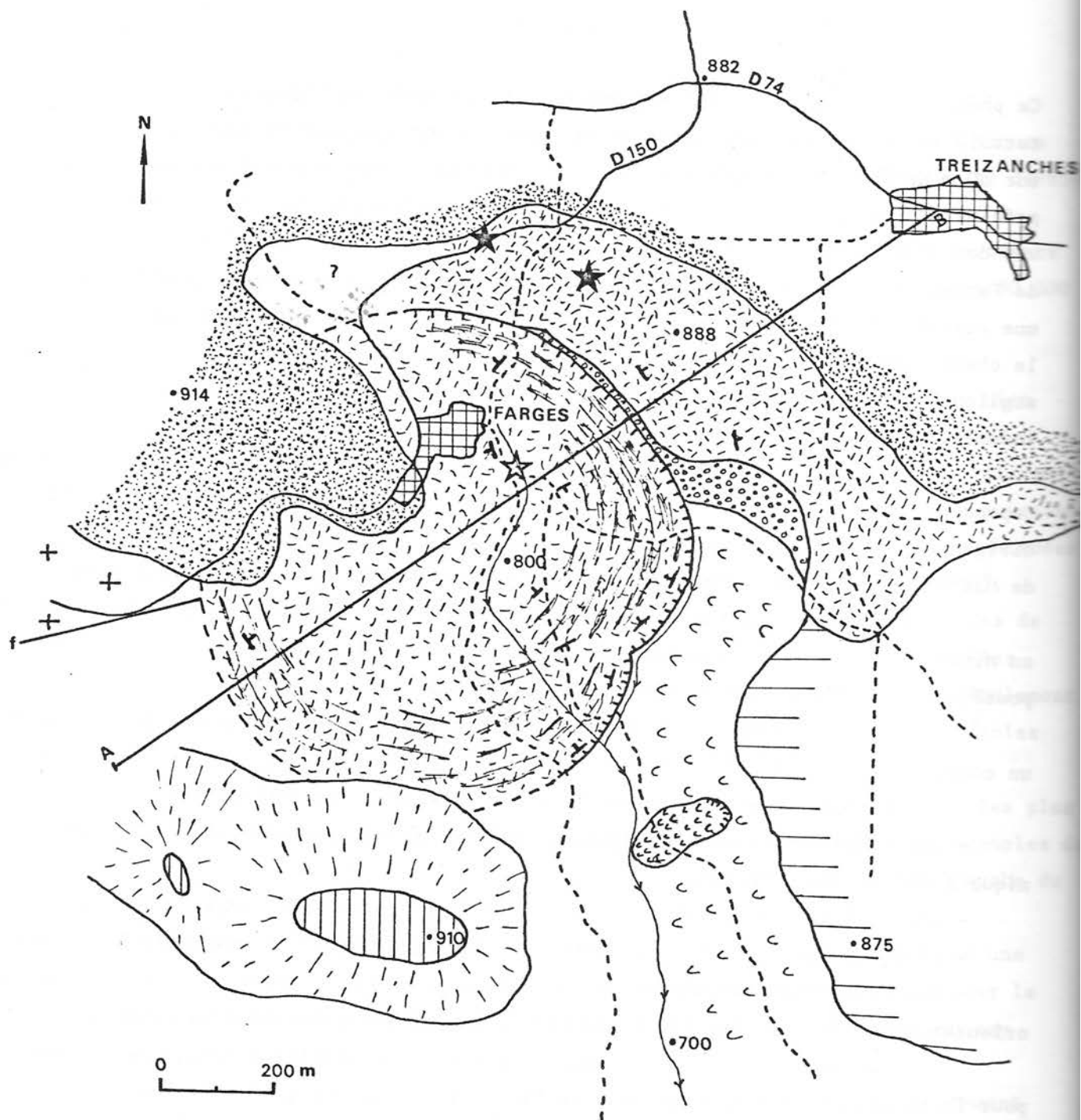
En résumé, ce premier ensemble présente les caractéristiques suivantes :

- une forme subcirculaire suggérant qu'il s'agit d'une cheminée (s.l.) volcanique à remplissage bréchique.
- une origine indiscutablement aérienne pour les brèches litées.
- un dynamisme éruptif très violent (présence de nombreux fragments de substratum)
- une subsidence marquée et se produisant par à-coup, ainsi qu'en attestent les orientations très diverses des bancs bréchiques et une dépression terminale.

Nous retrouvons là des caractéristiques comparables à celles rapportées pour la structure bréchique du Saut de la Pucelle, qui, nous l'avons montré, doit être interprétée comme un diatrème.

2. le deuxième ensemble domine au Nord et au Nord-Est la structure décrite ci-dessus. Il constitue une croupe allongée WNW - ESE, haute de 40 m, légèrement curviligne, à concavité tournée vers le S.W.

Il s'agit d'une puissante masse de tufs basaltiques lités très faiblement inclinés (5 à 10°) de façon centrifuge par rapport au diatrème. De manière générale, la granulométrie est relativement fine, on ne rencontre qu'exceptionnellement des blocs décimétriques, la moyenne étant de l'ordre de 2 à 3 cm. Cette formation est caractérisée par une grande richesse en éléments du substratum : socle cristallin, basalte "ancien", paquets d'argiles oligocènes et débris de ponces (non fibreuses).



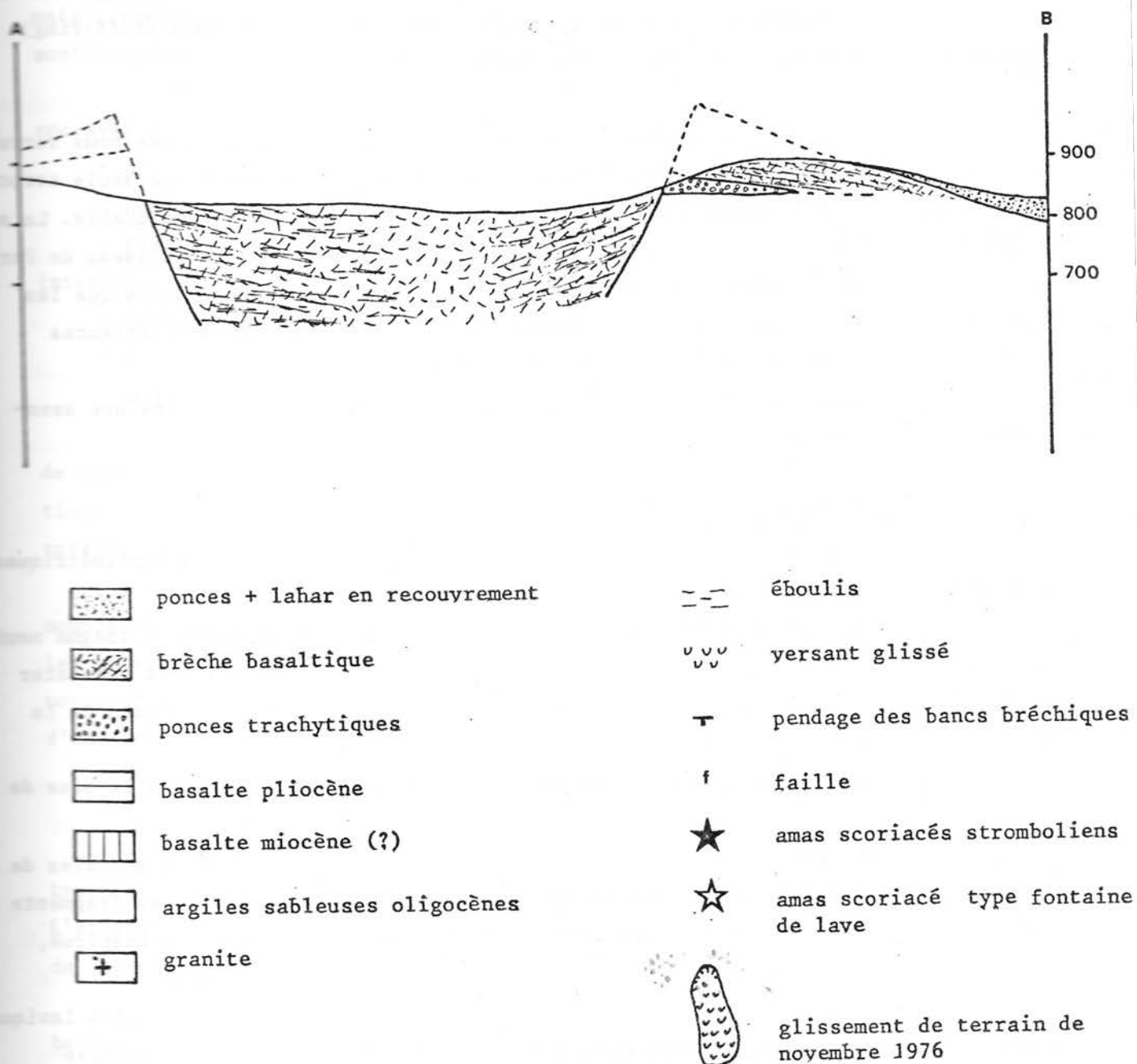


Fig. 26 : carte et coupe du diatrème de Farges.

La partie juvénile est représentée par des bombes ovoïdes, peu vésiculées, à surface variqueuse, dessinant fréquemment des cuvettes d'impact et des lapilli vitreux, de forme arrondie et relativement denses. L'abondance d'éléments arrachés au substratum montre que ces dépôts sont le résultat d'un dynamisme éruptif très explosif (de type "maar"). La présence de bombes "trempées" (en chou-fleur) et le litage des dépôts traduisant une rythmicité des explosions viennent à l'appui de cette interprétation.

Nous interprétons donc cet ensemble comme un anneau de tufs (tuff-ring) mis en place selon un dynamisme de type maar.

Les relations spatiales et les caractères pétrographiques, que nous verrons plus loin, entre ces deux ensembles montrent qu'ils appartiennent à une seule structure volcanique se trouvant à un stade d'érosion particulièrement remarquable. La zone centrale (cheminée, s.l.), assez peu retouchée, semble-t-il, par le ruisseau de Fargès a été exhumée de son encaissant sédimentaire dans la zone orientale alors que les dépôts superficiels associés, partiellement protégés par des venues ultérieures (ponces et essentiellement lahar) ont été épargnés par l'érosion.

La fig.26 schématise l'interprétation proposée : c'est à dire une association maar-diatrème.

b.- Pétrographie

La formation montre une alternance de bancs décimétriques à centimétriques généralement granoclassées.

La granulométrie est très variable mais les plus gros éléments (magma neuf et/ou enclaves) excèdent rarement une trentaine de centimètres. On peut constater que les faciès les plus grossiers se rencontrent plus fréquemment au niveau de la structure circulaire que dans l'anneau de tufs.

Dans ce qui suit, nous considérerons un faciès moyen prélevé à la base de la colline 888.

Macroscopiquement, la roche est constituée par environ 60% de granules de lave, de forme arrondie, d'une taille moyenne de 0,5 à 1,5 cm. Outre ces fragments volcaniques, on observe de nombreux débris arrachés au substratum antévolcanique, emballés dans un ciment plus ou moins induré, de teinte ocre à rouille.

L'examen microscopique (LM 43 571) confirme l'abondance de granules laviques à structure microlitique, porphyrique, fortement hyalopilitique. La paragenèse minérale de ces granules est la suivante :

- olivine : toujours présente, bien qu'en abondance très variable, elle n'est le plus souvent reconnaissable qu'à ses contours. En effet, dans la majeure partie des cas, elle est fortement iddingsitisée.

- clinopyroxène : il s'agit d'une augite brun-verdâtre faiblement colorée. Il est automorphe et toujours très frais.

La mésostase renferme du clinopyroxène cristallisant sous forme de bâtonnets trapus et du plagioclase (labrador) en lattes rectangulaires. Les oxydes opaques complètent cette paragenèse.

Le verre, abondant, est de couleur brun clair à brun très foncé. Il peut, mais rarement, se transformer en palagonite jaune-doré. Tous ces granules de laves sont toujours très vésiculés.

Outre ces fragments volcaniques, on note la présence de très nombreuses enclaves :

- nombreux grains de quartz et de feldspaths.
- débris de roches granitique.
- basalte bien cristallisé : il s'agit d'un basalte ankaramitique à feldspath interstitiel (cf : basalte constituant le plateau de Lacha à l'Est).
- nombreux débris ponceux (LM 41 275).
- fragments de roches volcaniques acides (trachyte?)
- nombreux cristaux isolés : clinopyroxène et amphibole brune.

Le ciment est constitué d'une poussière de débris issus de la pulvérisation de tous les éléments cités ci-dessus. On peut noter localement de fortes concentrations d'hydroxydes de fer autour des granules, pouvant même parfois envahir la totalité de la matrice.

Cette remobilisation du fer s'exprime macroscopiquement par la présence de nombreuses aétites (fam. : pierre d'aigle) de toutes tailles disséminées dans tous les niveaux de la brèche. Il s'agit d'objets de forme subsphérique constitués d'un noyau argileux (provenant de l'altération de granules ou blocs basaltiques) entouré d'une écorce d'oxydes de fer très résistante.

c.- Age

Les tufs de la colline 888 reposent sur un ensemble ponceux de composition trachytique auquel nous avons attribué un âge voisin de 4 M.A. (voir p.75). L'antériorité de cette formation est confirmée par l'observation de nombreux débris de ponces en enclave dans ces tufs.

D'autre part, les ponces rhyolitiques surmontées par les dépôts de coulées boueuses (de type Sailles-Perrier) apparaissent nettement superposées à ces tufs basaltiques. Ceci est particulièrement visible au niveau de l'extrémité orientale de l'anneau de tufs, située immédiatement au Sud de Treizanches. Or ces ponces ont été datées aux environs de 3,3 M.A. (H. Bellon et al., 1972). Cet épisode basaltique se situerait donc au Pliocène supérieur, âge que nous attribuons également à l'ensemble bréchique du Saut de la Pucelle.

d.- Conclusion

Cet appareil volcanique, dont les caractéristiques structurales et pétrographiques traduisent une activité très explosive, montre des traces (bombes "trempées") de ce que l'on connaît maintenant sous le terme de "phréatomagmatisme" : c'est à dire lorsque l'eau superficielle intervient comme fournisseur d'une partie des gaz (sous forme de vapeur d'eau après vaporisation au contact) nécessaires à l'élaboration d'une telle activité à partir d'un magma basaltique originellement peu explosif.

De la même façon que pour la diatrème du Saut de la Pucelle, nous pensons que les explosions ont pris naissance lorsque le magma ascendant est entré en contact avec la nappe phréatique qui imbibe certains niveaux sédimentaires oligocènes sous-jacents.

Cet édifice mérite d'être retenu comme un exemple de l'association maar-diatrème directement accessible à l'observation.

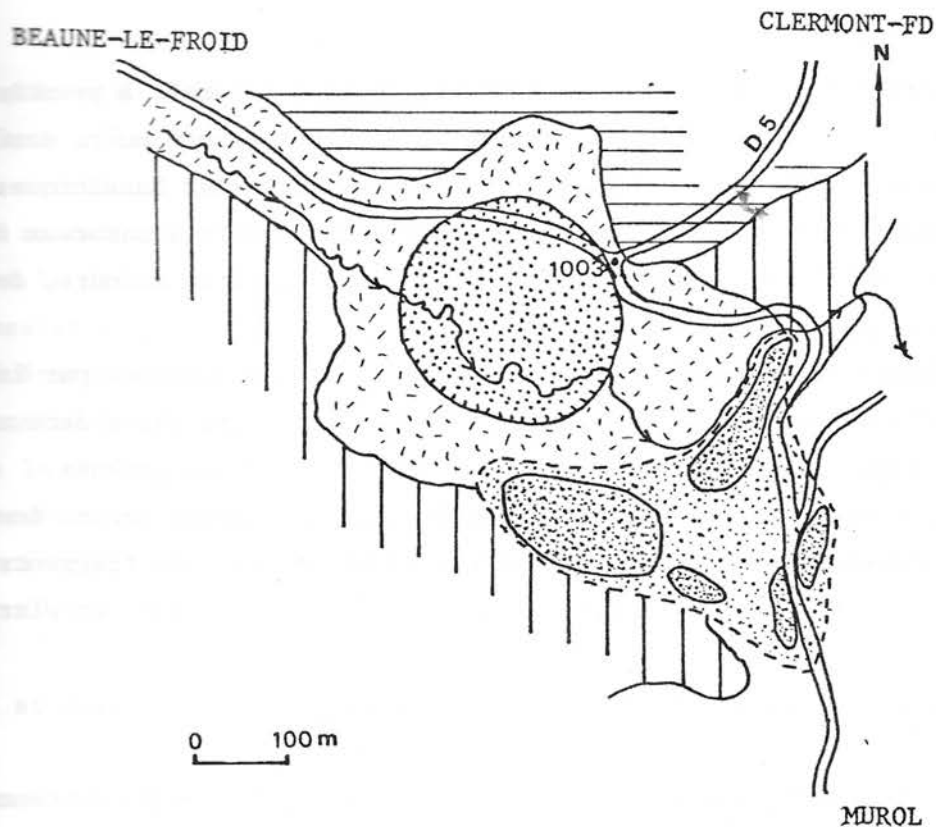
Remarque : une structure circulaire, bien marquée en photographie aérienne, existe immédiatement à l'Est de la précédente. Malheureusement, le manque d'affleurements ne nous a pas permis de préciser sa nature. Une étude plus approfondie, utilisant notamment les informations fournies par les sondages mécaniques et électriques, permettrait sans doute de lever l'indétermination.

C.- LES BRECHES DE MAAR

1/ LE MAAR DE BEAUNE-le-FROID (fig. 27)

Cette structure, très oblitérée, se situe 1 km 500 environ à l'E.S.E. du village de Beaune-le-Froid. Passée jusqu'alors totalement inaperçue, elle n'a pu être mise en évidence que grâce à une étude détaillée des projections associées. Celles-ci ont été exploitées dans une petite carrière située juste en contrebas de la route D. 5, dans les premiers virages de la petite route menant au village de Chautignat.

Le front de taille montre une masse de projections de teinte noire, bien litées, puissantes de 7 à 8 m environ. Le pendage des lits est de 10° vers le S.E. Les bancs granoclassés centimétriques à décimétriques possèdent une granulométrie relativement fine, à l'exception de deux niveaux riches en blocs plus volumineux pouvant atteindre 30 cm de diamètre. Le matériel juvénile est représenté par des bombes ovoïdes, denses et à la surface variqueuse, (bombes en chou-fleur) et par des lapilli globuleux peu vésiculés. La lave est un basalte subdoléritique à phénocristaux d'olivine et d'augite.



-  alluvions - colluvions
-  remplissage du cratère
-  dépôts pyroclastiques de type maar
-  coulées basaltiques de substratum
-  sables argileux oligocènes
-  limite du cratère
-  limite du croissant pyroclastique

Fig. 27 : Carte géologique du maar de Beaune-le-Froid.

Les éléments allogènes sont plus abondants qu'il n'y paraît à première vue. En effet, une vue d'ensemble des projections montre une teinte noire dominante semblant témoigner d'une très grande richesse en éléments juvéniles basaltiques. Or, un examen plus minutieux permet de constater la présence de très nombreux fragments de basalte "ancien" bien cristallisé et, dans une proportion moindre, des débris de cristaux de quartz et de feldspaths.

Les caractères pétrographiques de ces projections s'expliquent par la nature du substratum ante-volcanique. En effet, l'éruption a pris place dans un contexte de coulées basaltiques reposant sur des sables argileux oligocènes. Il est alors aisé de comprendre que les plus gros éléments allogènes seront fournis par les coulées basaltiques dont la teinte sombre tranche peu sur les fragments juvéniles alors que les niveaux argilo-sableux fourniront des fines et ultrafines assez peu apparentes.

Mais, en définitive, il apparaît 50% d'éléments allogènes au sein de la brèche.

L'ensemble des projections dessine un croissant, apparaissant nettement lors du report sur une carte, mais assez mal sur le terrain, car elles ont moulé une topographie très complexe qui n'a pas été totalement ennoyée, étant donné la faible puissance des dépôts.

Outre l'affleurement de la carrière décrite ci-dessus, les projections apparaissent très nettement au dessus de la coulée basaltique à très gros prismes affleurant après le virage très prononcé situé à 300 m environ du carrefour (P.C. 1003), en direction de Murol. Elles constituent un bourrelet épais d'une dizaine de mètres allongé sensiblement N.S. Un deuxième témoin relativement important se situe au S.W. de l'unité précédente. Il apparaît assez peu dans la topographie mais l'examen détaillé des débris issus du substrat, apparaissant au niveau d'arrachements dans la couverture végétale montre la présence de granules basaltiques vitreux, peu vésiculés et de grains de quartz et feldspaths témoins de l'existence sous-jacente des tufs.

Dans le périmètre délimité sur la carte par la ligne en tireté, on rencontre sporadiquement des témoins de plus faible importance de cette brèche. Ceux qui ont été observés de façon nette ont été notés par un dessin plus appuyé.

Cet ensemble pyroclastique présente donc l'essentiel des caractéristiques de dépôts de maar, telles qu'elles ont été définies par G. Camus (1975), à savoir :

- dépôt en croissant.
- dépôt stratifié.
- présence de lapilli basaltiques vitreux et arrondis.
- présence de bombes caractéristiques (bombes en chou-fleur)
- abondance d'éléments du substratum.

Si l'on admet que le demi-croissant pyroclastique défini plus haut représente le reste, encore en place, d'un anneau initial, il est possible de situer l'emplacement du cratère du maar. Celui-ci se situe immédiatement au S.W. du carrefour coté 1003 m, au centre de la zone plane et humide venant tangenter la route D. 5. Nous pouvons remarquer que cet édifice volcanique a pris naissance sur le parcours d'un ruisseau ; il constitue donc une nouvelle pièce à verser au dossier du phréatomagmatisme. La fraîcheur des dépôts et la nature de la lave génératrice (basalte très comparable à celui de la coulée du Tartaret ou du Monténard) montrent que cette structure doit être rattachée au cycle volcanique de la Chaîne des Puys. Toutefois, la morphologie de l'ensemble présente un certain émoussé, ce qui nous conduit à admettre qu'il s'agit d'un épisode relativement ancien de l'activité éruptive de la Chaîne des Puys antérieur aux dernières périodes froides du Massif Central.

2/ DEPOTS DE MAAR DE BOISSIERES

Le village de Boissières est situé au bord de la D.145 (joignant le Vernet-Sainte-Marguerite à la R.N. 496), à 2,5 km environ à l'W de Saint-Nectaire le-Haut.

Les dépôts pyroclastiques affleurent dans une petite carrière située au bord de la D.145, à 300 m environ de la sortie occidentale du village .

Il s'agit de tufs lités, de teinte rouge, riches en éléments du substratum antévolcanique (granite, paquets d'argiles oligocènes). La partie juvénile est représentée par des blocs basaltiques décimétriques plus ou moins ovoïdes et des lapilli de forme arrondie. Tous ces éléments, sans exception, sont très altérés et très friables. On peut noter la présence de nombreuses cuvettes d'impact dissymétriques sous les plus gros blocs et de nombreuses antidunes. Cette dernière figure sédimentologique particulière est, on le sait (Boucarut et Crevola, 1972 ; G. Camus, 1975) caractéristique des dépôts de "déferlantes basales" très fréquentes dans les éruptions de type "maar". Une déferlante basale est un courant dense, animé d'une grande vitesse, qui s'étend vers l'extérieur à partir de la base d'une colonne montante d'éjecta (Fisher et Waters, 1970). On a observé des "base surge" lors d'explosions nucléaires à faible profondeur et à partir d'éruptions phréatomagmatiques (Moore, 1967).

Les dépôts de déferlantes basales s'accumulent peu à peu en donnant des ondulations dont la section est inverse de celle d'une dune éolienne. Ces ondulations sont appelées antidunes ; leur plan axial a un pendage centrifuge par rapport au point d'émission. Les antidunes des dépôts de Boissières possèdent un plan axial à pendage E.N.E., montrant que le point d'émission doit être recherché vers l'W.S.W. (en direction de la colline de Rajat - Roc du Pin).

Les données fournies par ce premier critère de polarité sont confirmées par l'examen de l'aspect des cuvettes d'impact, d'une part et des "zones d'ombre" d'autre part.

Les cuvettes d'impact, provoquées par la chute de blocs volumineux, produits de retombées aériennes, possèdent leur bord le plus redressé dirigé vers le cratère.

Quand aux zones d'ombre, elles apparaissent dans les dépôts de déferlantes basales : un gros bloc soumis à un bombardement bloque les gros lapilli du côté du cratère, alors que les fines viennent s'accumuler à l'opposé, dans l'ombre du bloc où la force des gaz vecteurs tend à s'affaiblir.

Dans les dépôts de Boissières, ces deux nouveaux critères montrent également que le point d'émission doit être recherché vers l' W.S.W.

Or, malgré une recherche détaillée sur le terrain, nous n'avons retrouvé aucun autre témoin de ces dépôts de maar de Boissières, ni aucune structure susceptible d'être interprétée comme un cratère de maar.

Toutefois, ces dépôts de type maar pourraient être rattachés à un épisode initial de l'éruption du volcan strombolien du plateau de Rajat, déjà cité ci-dessus. En effet, cette colline culminant à 1009 m est constituée entièrement de scories, blocs, bombes et lapilli stromboliens. Or, on sait que certains édifices de ce type ont montré une activité initiale très violente de type maar, activité pouvant être liée à la situation du centre éruptif dans le lit d'une rivière (le Tartaret, le Puy de Montcineyre; G. Camus, 1975).

En conclusion, nous interprétons les dépôts de Boissières comme des produits de débouchage du volcan strombolien de Rajat.

II - LES EPANCHEMENTS BASALTIQUES

A.- LES BASALTES MIOCENES

Sont classiquement considérés comme miocènes les nombreux pointements basaltiques fortement inversés et dominant actuellement la région avoisinante. Des déterminations K - Ar récentes (J.P.Santoire et al., 1977) ont fourni des âges de 5,9 M.A., 7,65 M.A., 8,30 M.A. et 10,80 M.A. respectivement pour le sommet du Puy de Roussat, le sommet du Puy de Bessoles, la base du Puy de Bessoles et la base du Pic de Saint-Pierre-Colamine.

De manière générale, ces manifestations volcaniques ne sont plus représentées que par un culot de lave déchaussé par l'érosion et plus exceptionnellement par des lambeaux de coulées. Au point de vue pétrographique, il s'agit de basanites, basaltes riches en phénocristaux d'olivine, ankaramites ou même parfois de basaltes à nodules de péridotites.

1/ REGION D'OLLOIX

Ce secteur montre une grande densité d'intrusions basaltiques dont le représentant le plus important est le Puy d'Olloux.

a.- Puy d'Olloux

Cette colline, située immédiatement au S.W. du village d'Olloux, culminant à 1002 m et haute de 200 m environ présente la constitution suivante : à la base, affleurent çà et là, à la faveur de discontinuités dans la puissante masse d'éboulis ceinturant ce puy, des sables argileux oligocènes. Vers la cote 900, apparaissent quelques blocs de calcaires gréseux, uniquement dans les colluvions ; ils n'ont été observés nulle part en place. Enfin, depuis la cote 940-950 jusqu'au sommet, vient une puissante masse basaltique à prismation subverticale grossière. La grande épaisseur de la table basaltique sommitale ainsi que l'aspect subcirculaire à elliptique de celle-ci en représentation cartographique donnent à penser qu'il pourrait s'agir d'un lac de lave solidifié, dû au piégeage de la lave dans un vaste cratère couronnant un édifice de type diatrème comme c'est le cas au Puy de Glaisne, dans la Comté d'Auvergne (B. Tricot, 1975). La non-observation de formations volcaniques de type pépérites peut être simplement due aux très mauvaises conditions d'affleurement existant autour de ce puy (existence d'un puissant manteau d'éboulis, souligné plus haut). Nous retiendrons cependant cette interprétation à titre d'hypothèse de travail que des travaux ultérieurs devront confirmer. La roche est un basalte riche en phénocristaux d'olivine.

b.- Puy d'Auzelle (P.C. 914 m)

Cette butte, située au N.N.W. d'Olloux, possède une structure comparable. En effet, à la base, affleurent les formations sédimentaires oligocènes, le sommet étant entièrement basaltique. Cependant, la présence d'un niveau bréchique puissant d'une dizaine de mètres sur le flanc Sud montre qu'il s'agit d'un point de sortie. La roche est un basalte à nodules de périclites (peu abondants et de taille relativement réduite : 2 à 3 cm en moyenne).

c.- Point coté 921 à l'Est du Puy de Choveix

Il s'agit d'un pointement basaltique très circonscrit, de forme subcirculaire, d'environ 50 m de diamètre, émergeant à peine d'un ennoyage de coulées basaltiques et de dépôts de coulées boueuses plus récents. La roche est un basalte riche en olivine.

d.- Nord d'Olloux

Trois chicots basaltiques alignés selon une direction N.S. accidentent la topographie au N. et au N.E. du village d'Olloux.

Il s'agit de pointements de taille très réduite (30 à 40 m de diamètre) émergeant d'un socle sédimentaire argilo-sableux. La roche est un basalte ankaramitique.

2/ PUY DE MAZEYRES - PUY DE PISUISSY

Ces deux collines, culminant respectivement à 914 m et 910 m dominent au Nord la vallée de la Couze Chambon au niveau de Saint-Nectaire-le-Bas.

Il s'agit de lambeaux de coulées dont le point de sortie probable se situe immédiatement au Sud du col que franchit la route D. 150 entre Sailles et Farges. A ce niveau, on peut observer un puissant filon de basalte à nodules de péridotite tout à fait comparable à celui constituant les Puys de Mazeyres et de Pisuissey.

3/ PUY DES PAROTS

Ce chicot basaltique (cote 841), dominant Verrières en rive gauche de Couze Chambon, se présente comme une petite colline de 50 m de diamètre environ émergeant de 20 m à peine de son encaissant sédimentaire. La roche est encore un basalte riche en olivine.

4/ PUY D'ERAIGNE

Installé sur le horst granitique de Saint-Nectaire, ce puy culminant à 925 m est constitué par un lambeau de coulée basaltique orientée sensiblement N.S., longue de 500 m environ et large d'une cinquantaine de mètres. Cette coulée basaltique repose sur le socle granitique par l'intermédiaire d'un mince niveau d'argiles et sables oligocène bien visibles au dessus des Granges. La roche est une basanite à néphéline.

5/ PUY DE CONCHE

Ce puy, situé 1 km au S.E. du précédent, est également constitué par un lambeau de coulée reposant sur les assises sédimentaires du bassin de Verrières. La roche est un basalte riche en olivine.

6/ PUY DE ROUSSAT

La coulée sommitale de ce volcan, dont on peut observer les projections au dessus du village de Maisse, a été datée à 5,90 M.A. (J.P. Santoire, 1976), qui la situe dans le Miocène terminal. La roche est une ankaramite,

7/ PUY DES PLATTES

Nous rangerons pour l'instant dans le Miocène ce basalte constituant une colline subcirculaire (PC 774) située 1 km au N.W. de Fontenilles. On sait seulement qu'elle est ennoyée par les dépôts de coulées boueuses de type Fontenilles qu'elle domine d'une trentaine de mètres environ. La roche est une basanite à leucite (J. Tournon et D. Velde, 1971).

8/ PUY DE BESSOLES

Cette colline imposante, dominant le village de Muroi, a fait l'objet de nombreuses descriptions et a été souvent citée comme référence stratigraphique.

A. Michel-Lévy et J. Jung y ont décrit un empilement de formations volcaniques de nature variée : basaltes, cinérites ponceuses et trachyte depuis le Miocène jusqu'au Pliocène supérieur (voir coupes fig. 28).

En 1977, J.P. Santoire et al. donnent la coupe suivante du versant Ouest de ce puy (fig. 28) :

- à la base, une coulée de basalte ankaramitique miocène datée à 7,5 M.A.
- une couche de sables fluviatiles à galets mio-pliocènes.
- une coulée de basalte doléritique daté à 3,8 M.A.
- une coulée d'ankaramite également âgée de 3,8 M.A.
- un niveau de brèches d'explosion basaltiques.
- une formation ponceuse rapportée à la nappe de ponces supérieure du Mont-Dore surmontée de gros blocs (erratiques ?) trachyandésitiques.
- l'ensemble est apparemment couronné par une quatrième coulée d'ankaramite.

Ces auteurs ont montré que cette colline devait être regardée en fait comme une somme complexe d'emboîtements de paléovallée. Cette interprétation est schématisée sur la fig.28 (fig. 3 b).

La coulée sommitale étant en fait plus ancienne que les trois autres (datée à 8,3 M.A.) , doit sa position altimétriquement plus élevée à un phénomène d'inversion de relief.

En ce qui concerne le niveau de brèche d'explosion reposant sur les coulées intermédiaires, nous avons vu plus haut qu'elle pouvait être rapportée à l'épisode éruptif responsable de la mise en place du diatrème du Saut de la Pucelle. Il s'agit d'une brèche (ou plus exactement un tuf) stratifiée, à bancs décimétriques, de 2 à 2,5 m de puissance environ, de type "maar".

A l'oeil nu, la roche présente une teinte marron plus ou moins foncé. Elle est constituée par environ 40% de granules de lave, de forme arrondie et d'un diamètre moyen de 2 à 3 mm. Outre ces fragments volcaniques, on peut observer de nombreux débris de roche arrachés au substratum anté-volcanique ; on peut y reconnaître essentiellement des fragments de quartz et de feldspaths. L'ensemble est emballé dans un ciment brunâtre relativement induré.

L'examen microscopique (L M 40 769) permet de constater la présence de granules basaltiques (olivine automorphe, clinopyroxène verdâtre, lattes plagioclasiques) vitreux et très vésiculés. Les xénoclastes sont constitués essentiellement de fragments de roches cristallines et de débris de quartz et de feldspaths emballés dans un ciment de teinte brune.

Fig.28: coupe du Puy de Bessoles selon A. Michel-Lévy, J. Jung et J.P. Santoire et al. (1977).

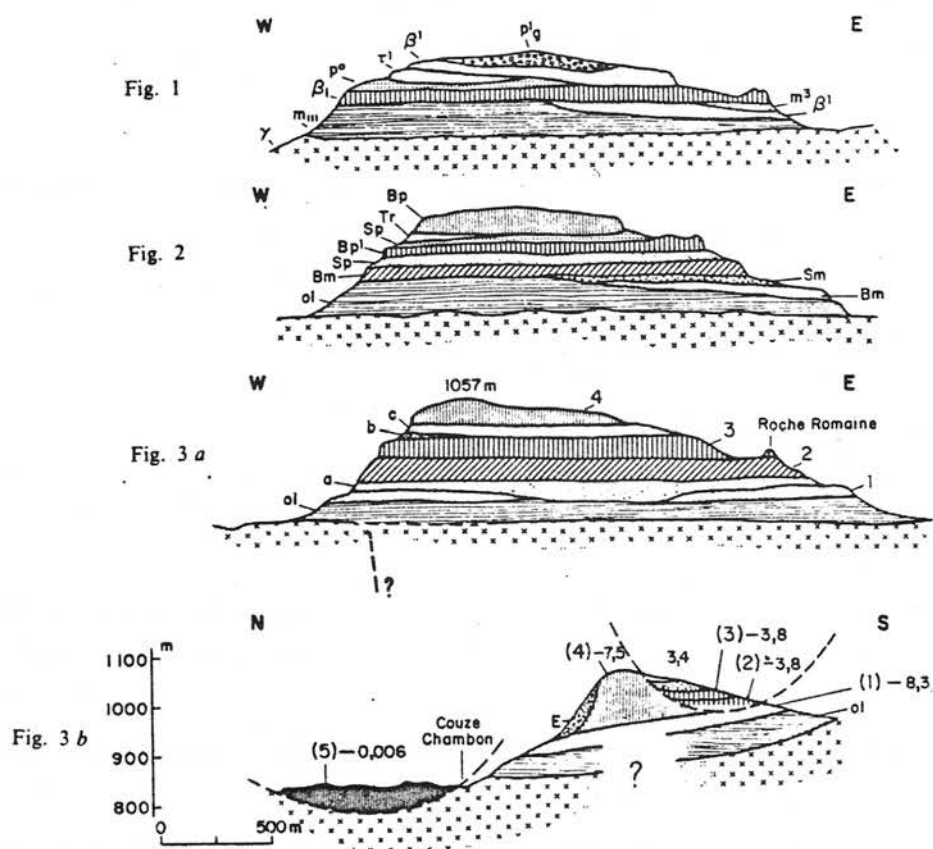


Fig. 1 (A. Michel-Lévy). — p'g, conglomérat glaciaire; β', basalte postérieur à la cinélite; τ', trachyte; p°, cinélite sableuse remaniée; β', basalte antérieur à la cinélite; m³, poudingues du Miocène supérieur; β', basalte antérieur à la cinélite; m_{III}, sables et argiles infratongriens.
 Fig. 2 (J. Jung). — Bp, basalte des plateaux (Pliocène supérieur); Tr, trachyte et brèche; Sp, sables et cinérites du Pliocène inférieur; Bp', basalte du Pliocène inférieur; Sp, sables et cinérites du Pliocène inférieur; B_m, basalte miocène; S_m, sables à chailles miocènes; B_m, basalte miocène; Ol, oligocène.
 Fig. 3a-3b proposés. — 4, ankaramite de Limagne à 7,5 M.A.; c, nappe de ponces supérieure à 3,2 M.A.; b, brèche d'explosion du Saut de la Pucelle; 3, basalte doléritique du Mont-Dore à 3,8 M.A.; 2, ankaramite du Mont-Dore à 3,8 M.A.; a, sables mio-pliocènes; 1, ankaramite de Limagne à 8,3 M.A.; Ol, oligocène; 5, basalte chaîne des Puys à 6 900 ans; E, éboulis.

Nous rappellerons que J.P. Santoire (1976) y a signalé la présence de fragments de trachyandésite à biotite qui pourraient avoir été empruntés à la formation affleurant au fond du cirque du Saut de la Pucelle (cf. p.97). Nous remarquerons néanmoins l'absence de ponces, très fréquentes dans la brèche de la Dent du Marais.

En ce qui concerne les nombreux blocs trachyandésitiques surmontant la formation ponceuse (dont nous avons discuté les conditions de gisement au chapitre II) et classiquement considérés comme des dépôts glaciaires, il conviendrait de ne pas négliger l'hypothèse de dépôts de coulées boueuses, dont ces blocs représenteraient des reliques.

Les données de terrain ne permettent pas de choisir de façon certaine entre l'interprétation glaciaire ou laharique (absence de coupe au sein de cette formation). Toutefois, la position stratigraphique de ces dépôts et la proportion très élevée de blocs trachyandésitiques militent en faveur d'une origine laharique. En effet, nous avons vu au chapitre III que les coulées boueuses de type Perrier surmontaient directement les ponces de type Sailles (en place ou remaniées) sur l'ensemble de la région étudiée. La même disposition que l'on connaît près de Sailles ou des Arnats pourrait donc être retrouvée au Puy de Bessoles.

B.- LES BASALTES PLIOCENES

Les données de terrain permettent de mettre en évidence une génération de basaltes postérieurs aux épanchements miocènes et antérieurs à la coulée de ponces rhyolitiques et au lahar de type Perrier.

Cette phase basaltique est responsable de la mise en place de grandes coulées, nettement emboîtées en contrebas des structures décrites dans le paragraphe précédent et recouvertes par les ponces rhyolitiques et/ou les dépôts de coulées boueuses de type Perrier. Les témoins de cette activité éruptive apparaissent ainsi au niveau du rebord des plateaux des Arnats, de Freydefond, de Sailles et particulièrement bien dans le secteur de Treizanches-Thones.

Près des Arnats, ces coulées affleurent à l'extrémité orientale du plateau, au-delà du Puy de Choveix et surtout en rive droite de la Monne, au Nord des Arnats. Dans la région de Freydefond, ces basaltes constituent de puissantes falaises sur le rebord Sud de ce plateau, dominant Laval et Boissières et nettement recouvertes par les ponces et le lahar.

En allant vers l'Est, on retrouve la terminaison des coulées passant au Nord de Boissières jusqu'en dessous de la carrière de Sailles.

Enfin, plus à l'Est encore, viennent les puissants entablements basaltiques du plateau de Treizanches et Thones. Il semble que l'on puisse rajouter à ce schéma, bien que leurs relations avec les ponces n'aient pu être élucidées, les coulées du Vernet-Sainte-Marguerite, du plateau de Champille et de la région de Beaune-le-Froid.

Enfin, nous n'oublions pas les deux édifices bréchiqes du Saut de la Pucelle et de Farges.

Au Sud de la Couze Chambon, cet épisode basaltique semble assez peu représenté.

Seules, les deux coulées du flanc méridional du Puy de Bessoles peuvent lui être attribuées. On sait en effet qu'elles sont recouvertes par les ponces fibreuses et leur âge radiométrique (J.P. Santoire et al., 1977) est voisin de 3,80 M.A. L'âge de cet épisode basaltique semble maintenant établi avec suffisamment de précision :

- les données de terrain montrent que ces basaltes sont d'assez peu antérieurs à la coulée de ponces rhyolitiques. En effet, le fait que certaines coulées de cette phase soient directement surmontées par les ponces et/ou le lahar de type Perrier montre que lors de la mise en place de ces derniers, les témoins basaltiques occupaient une position relativement basse dans la topographie, donc peu inversées, ce qui traduit un âge récent par rapport aux ponces.

- les déterminations K - Ar réalisées sur les coulées emboîtées du Puy de Bessoles permettent de leur attribuer un âge de 3,80 M.A. D'autre part, une coulée basaltique sous-jacente aux ponces rhyolitiques (nappe supérieure) des environs de Rochefort-Montagne a été datée aux environs de $3,8 \pm 0,3$ M.A. (H. Bellon et al., 1973). Il faut noter cependant qu'il est possible que certains de ces épanchements soient plus anciens (miocène supérieur). En effet, certaines coulées de l'empilement basaltique au Sud-Sud-Est de Treizanches montrent les traces d'une altération marquée par une argilisation complète, associée à des pisolithes d'hydrates de fer, du toit de la coulée. Ce dernier caractère (A. de Goër, comm. pers.) permettrait de rattacher ces épanchements à un cycle miocène.

C.- LES BASALTES PLIO-QUATÉRNAIRES ("BASALTE DES PLATEAUX")

Cet épisode basaltique (s.l.), postérieur à l'émission des ponces rhyolitiques, se répartit en deux phases très distinctes. Dans la partie Nord de la région étudiée, les données de terrain tendent à faire admettre qu'une première phase a suivi d'assez près l'expulsion des ponces rhyolitiques. En effet, près de Mareuge, par exemple, les ponces sont recouvertes directement par des coulées basaltiques, sans trace d'emboîtement marqué pour ces dernières.

Si l'on établit de nouveau un parallèle avec les données radiochronométriques réalisées par H. Bellon et al. (1972 et 1973), on peut leur attribuer un âge voisin de 2,40 M.A. (âge obtenu par ces auteurs sur un basalte trachydoléritique reposant sur les ponces rhyolitiques près de Rochefort-Montagne).

Appartiennent à ce groupe d'âge une coulée basaltique reposant sur les ponces en rive droite de la Monne à 2 km à l'Ouest de Mareuge ; une coulée d'ankaramite visible au sommet d'une carrière située à 500 m au Nord de Mareuge. Vers les régions périphériques, la coulée basaltique dominant au Nord le village des Arnats apparaît légèrement emboîtée dans les ponces rhyolitiques. Au-dessus du village de Sailles, un lambeau de coulée basaltique reposant sur le lahar témoigne également d'une activité post-ponces.

Il faut peut-être rattacher à cet ensemble la coulée de basalte demi-deuil de Saignes.

Dans la partie méridionale de la région étudiée, tout un ensemble basaltique d'âge inférieur à 1 M.A. a été mis en évidence. D'une part, les données radiochronométriques réalisées sur les coulées labradoritiques de la carrière du Cheix (voir p. 66) fournissent des âges de 0,9 à 0,6 M.A.

Nous rappellerons que H. Bellon (in J.P. Santoire, 1976) a obtenu un âge de 1,0 M.A. sur la coulée doréitique de Chastres située immédiatement au Sud de la région étudiée.

D'autre part, dans la partie Sud-occidentale de la région étudiée et au-delà, de nouvelles recherches sur le terrain menées en collaboration avec J.L. Bourdier (à paraître) donnent à penser que la planèze basaltique de Courbanges est d'un âge comparable ou même peut-être plus récent (500 000 ans ?). En effet, la majeure partie de cette planèze est constituée par un basalte riche en olivine, très comparable à celui de la Chapelle d'Anciat. Or, les données actuellement en notre possession tendraient à montrer qu'il s'agit de la même coulée (existence de témoins de basalte à olivine depuis Champeix jusqu'à Chomeilles).

Nous pouvons remarquer que les enseignements tirés de l'étude du volcanisme basaltique viennent à l'appui des conclusions formulées lors de l'étude des pyroclastites ponceuses et des dépôts de coulées boueuses qui nous ont montré que la partie méridionale de la région étudiée avait été le témoin d'une activité volcanique à des périodes beaucoup plus récentes que le secteur situé au Nord de la Couze Chambon.

D.- LES BASALTES HOLOCENES

1/ SITUATION

Cet épisode volcanique, appartenant au cycle de la Chaîne des Puys est représenté, dans le cadre de la feuille Veyre-Monton (n° 5-6, 1/25 000) par trois coulées situées en fond de vallée et qui sont, du Nord au Sud :

- la coulée du Monténard, relativement courte (3 km), qui s'est largement étalée au pied du cône strombolien avant d'emprunter la vallée de la Monne depuis le village de Monne pour parvenir à 1 km500 en aval de ce dernier.

- la (les) coulée (s) du Tartaret qui a emprunté la vallée de la Couze Chambon depuis Murol jusqu'à Neschers, parcourant plus de 20 km, ce qui en fait la coulée la plus longue de la Chaîne des Puys. "L'édifice strombolien" (le Tartaret) duquel est issue cette coulée sera étudié plus loin.

- la coulée du Montchal apparaît au fond de la vallée de la Couze Pavin, aux environs du Cheix.

2/ PETROGRAPHIE

Ce sont des roches sombres, généralement très bulleuses (la coulée du Montchal, par exemple), riches en phénocristaux d'olivine et d'augite et à tendance doléritique. Nous noterons que les trois coulées étudiées se présentent sous un faciès très comparable.

L'examen microscopique (LM 40 477 - basalte du Tartaret) révèle la paragenèse suivante :

- Phénocristaux :

. olivine : en cristaux automorphes millimétriques, elle est abondante et toujours très fraîche.

. clinopyroxène : il s'agit d'un augite, de teinte verdâtre, souvent zonée. Ce minéral se rencontre fréquemment sous la forme d'amas de cinq ou six individus accolés les uns aux autres.

. plagioclase : en grandes lattes rectangulaires à composition de labrador : il est toujours très frais et tend parfois à souligner une légère disposition fluïdale de la roche.

- Mésostase :

Elle renferme essentiellement du plagioclase (limite andésine - labrador) et du clinopyroxène cristallisant sous forme de granules de taille très réduite. On peut également observer quelques microphénocristaux d'olivine. Les oxydes opaques se présentent soit sous forme de cristaux automorphes à section carrée soit sous forme de granules arrondis. Ces derniers, de très petite taille, sont relativement abondants dans la mésostase.

3/ CHIMIE

Les analyses chimiques de la lave du Tartaret sont consignées dans le tableau suivant.

Une étude chimique systématique de la coulée du Tartaret a été réalisée par S. Pignide (1961) depuis Murol (1) jusqu'à Neschers (7) en prélevant aux Granges Saillant (3), Verrières (4), Rivalet (5) et près de Montaigut-le-Blanc (6).

	1	2	3	4	5	6	7
Si O ₂	46,25	46,25	45,75	46,10	45,50	44,50	45,70
Al ₂ O ₃	16,00	20,00	16,55	16,65	13,65	16,40	17,10
Fe ₂ O ₃	6,40	3,50	3,15	4,40	9,40	5,70	4,90
Fe O	6,85	7,90	10,45	8,80	5,05	8,60	8,65
Mg O	6,30	6,40	7,00	6,40	7,40	7,20	5,50
Ca O	9,70	9,75	10,00	10,05	10,55	10,20	10,00
Na ₂ O	3,75	3,60	3,60	3,70	3,15	3,15	3,25
K ₂ O	1,70	1,45	1,70	1,60	1,55	1,55	1,65
Ti O ₂	1,90	1,30	1,85	1,70	2,40	2,40	1,70
P ₂ O ₅	0,50	0,45	0,40	0,40	0,45	0,40	0,60
Mn O	0,10	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,25	0,10	0,10	0,15	0,25	0,40	0,20
Total	99,70	100,55	100,65	100,05	100,25	100,60	99,35

Analyses chimiques du basalte du Tartaret. An. S. PIGNIDE, Clermont-Fd (1961).

4/ LES EDIFICES STROMBOLIENS

a - Le puy de Monténard

Situé immédiatement au Nord de la région étudiée, ce volcan est un cône strombolien classique culminant à 1173 m. Il possède un point éruptif latéral constituant un deuxième sommet culminant à la cote 1139 (G. Camus, 1975).

b - Le Puy de Montchal

Ce volcan, d'où est issue la coulée basaltique ayant empruntée la vallée de la Couze Pavin, se situe également en dehors de la région étudiée (3 km au S.W. de Besse-en-Chandesse). Il s'agit d'un cône strombolien classique à cratère bien conservé (G. Camus, 1975).

c - Le Tartaret (fig. 29)

Ce volcan, barrant la vallée de la Couze Chambon, et d'où est issue une coulée longue de plus de 20 km parvenue jusqu'à Neschers, possède une structure complexe. Selon G. Camus et al. (1975), il comporte un double édifice strombolien basaltique : "l'ancien Tartaret à l'Ouest, dont une grande carrière fournit une excellente coupe, a été amputé de toute sa partie orientale, probablement par des explosions préliminaires à l'installation du nouveau Tartaret ; son cratère est comblé par les produits issus de ce dernier. Le nouveau Tartaret, plus volumineux, montre un vaste cratère elliptique émoussé, doublé au Nord d'un cratère égueulé vers l'Ouest, beaucoup mieux dessiné."

De nouvelles recherches permettent de préciser ce schéma (deux phases stromboliennes classiques) qui se révèle encore plus complexe.

1.- Les projections autochtones

α - l'ancien Tartaret

Nous désignons sous cette appellation l'échine allongée N.S. bordant à l'Ouest la masse principale de l'ensemble volcanique du Tartaret. Elle est entièrement constituée de projections scoraciées stromboliennes largement entaillées par carrières. La carrière située au Nord, près de la station-service, permet de faire les observations suivantes :

- La partie centrale de la carrière montre un amas d'énormes blocs de lave bulleuse, sombres dans la masse et rubéfiés en surface, disposés sans aucun ordre et fortement fumerolisés. Ce genre de dépôt est, selon G. Camus, caractéristique du faciès de cheminée. Cet ensemble passe latéralement dans la partie occidentale de la carrière à des projections plus ou moins bien stratifiées, constituées de cendres, lapilli, blocs scoriacés et bombes en fuseau. Ce faciès, de teinte rouge près de la cheminée, prend alors une teinte noire lorsque l'on s'en éloigne. Toujours selon G. Camus (1970, 1975) les dépôts rubéfiés représentent le faciès "cœur de cône", le faciès "bas de cône" étant représenté par les produits de tair

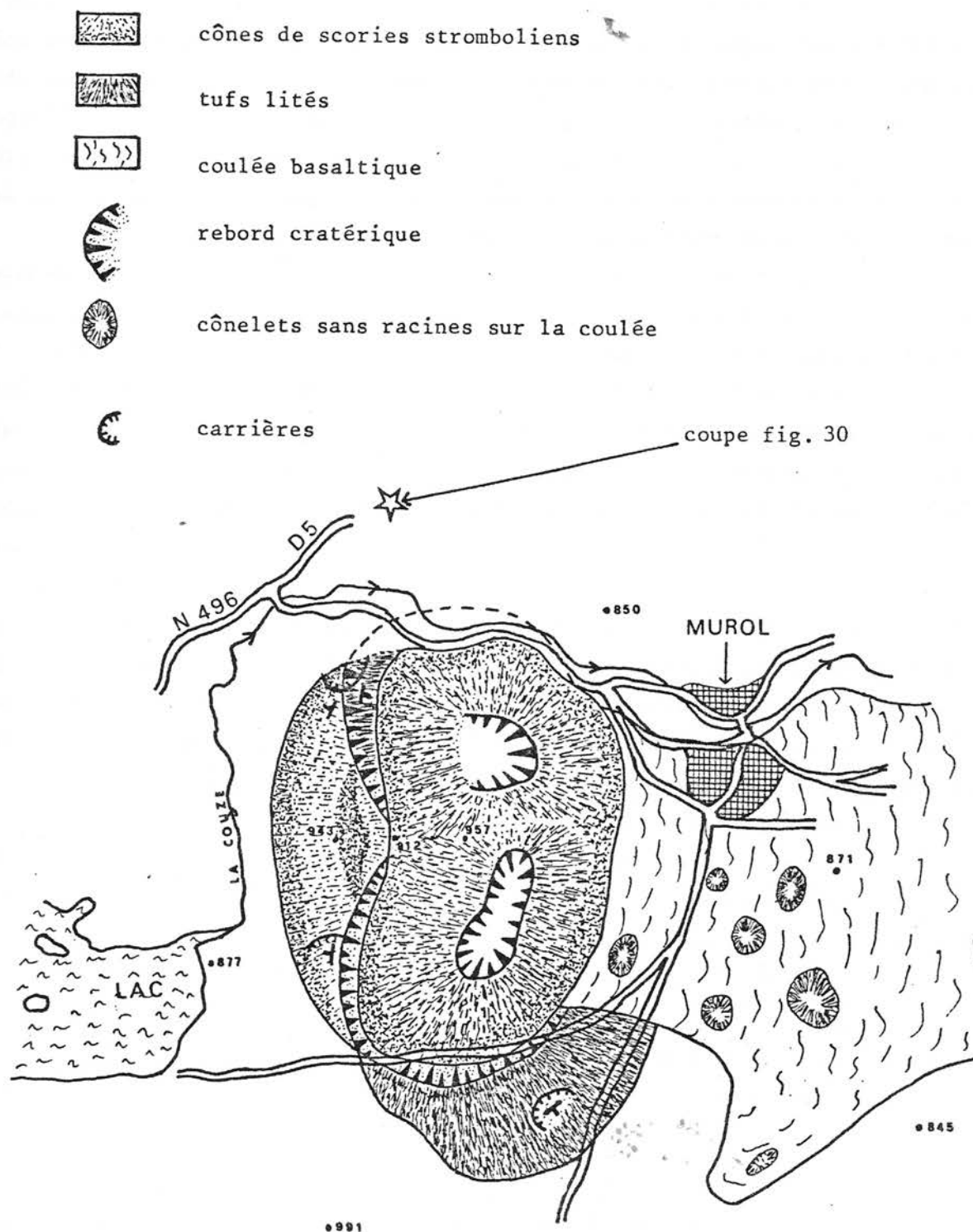


Fig. 29 : carte géologique du système ancien et nouveau Tartaret (Ech. : 1/12 500) - les produits de soupoudrage n'ont pas été figurés.

noire. Nous rappellerons que, pour cet Auteur, la différence de teinte observée au sein de projections stromboliennes est due à un phénomène d'oxydation des dépôts maintenus à une température supérieure à 600°C en présence d'un oxydant pendant une durée indéterminée. Cet Auteur a montré que l'agent oxydant était d'origine atmosphérique et non magmatique. En ce qui concerne la source de chaleur, les calories nécessaires proviennent des éjecta qui retombent près de l'évent, chauds, abondants, et grossiers, c'est-à-dire renfermant une grande quantité de chaleur. L'apport étant supérieur à la déperdition, s'édifie peu à peu une "masse chaude de projections" autour de la cheminée, qui demeure ensuite suffisamment longtemps au-dessus de la température critique pour subir une oxydation totale ou presque.

- La partie orientale de la carrière est entaillée dans un ensemble de projections basaltiques fort différentes des précédentes. Il s'agit de tufs bien lités, aux bancs centimétriques granoclassés et à fort pendage Est. Ils sont constitués de cendres et lapilli généralement arrondis, ces derniers étant de teinte noire ou rougeâtre et leur taille n'excédant pas 2 cm de diamètre. Ces dépôts sont imprégnés d'une substance limoneuse brunâtre vraisemblablement déposée par les eaux s'infiltrant au sein de la masse scoriacée. Cette nappe phréatique est probablement à mettre en relation avec l'ancien niveau du Lac Chambon. Le contact avec les dépôts précédents s'effectue au niveau de la cheminée selon un plan subvertical.

Le litage très net des dépôts et la présence d'éléments de socle (débris de quartz et de feldspaths essentiellement) montrent qu'il ne s'agit pas de projections stromboliennes classiques, mais de produits mis en place selon un dynamisme relativement violent. Immédiatement à l'Est de cette carrière, ce faciès présente une granulométrie plus grossière et contient de nombreuses bombes ovoïdes et peu vésiculées (bombes en chou-fleur).

En résumé, l'examen de cette carrière montre l'existence d'un ancien édifice strombolien amputé de sa moitié orientale par explosion et effondrement (comme en témoigne l'allure du contact entre les deux types de projections) et contre lequel se sont plaqués des éjecta mis en place selon un dynamisme très explosif.

Remarque : l'édifice strombolien initial possédait vraisemblablement deux cheminées, ainsi que le montre l'observation de la carrière entaillant la pointe Sud de l'ancien Tartaret où apparaissent des dépôts caractéristiques de faciès de cheminée.

β - Les dépôts de la carrière des Fougeolles

Cette carrière, actuellement en exploitation, est située à 50 m environ au N.W. de la route menant à Jassat, à 1 km environ de Murol. Le front de taille, haut de 15 m, permet d'observer des dépôts possédant les caractéristiques suivantes :

- formation litée et granoclassée en bancs centimétriques, exceptionnellement décimétriques à pendage S.E. de 10° environ.

- la partie juvénile est représentée par des lapilli basaltiques légèrement arrondis associés à une proportion élevée de cendres.

- les éléments allogènes sont représentés par des éléments de socle (quartz et feldspaths empruntés aux formations détritiques oligocènes sous-jacentes) et des lapilli basaltiques de teinte rouge. Ces derniers ont été nécessairement empruntés aux dépôts stromboliens de l'ancien Tartaret.

Les données morphologiques montrent que ces dépôts dessinent un tronc de cône surbaissé s'étendant entre la route menant au camping de la plage et la route menant à Jassat.

Cet ensemble pyroclastique, par sa rythmicité et sa richesse relative en éléments du substratum, rappelle beaucoup les projections de maar. De plus, il présente des caractéristiques tout à fait comparables (excepté l'imprégnation limoneuse) aux dépôts lités décrits dans la partie orientale de la carrière entaillant la pointe Nord de l'ancien Tartaret. Il s'agit vraisemblablement du même épisode volcanique qui, rappelons-le, se révèle très explosif et s'accompagne de phénomènes d'effondrement (voir carrière Nord).

L'ensemble des caractères observés n'est pas sans rappeler ceux rapportés par G. Camus (1975) pour les "tuff-rings" trachyandésitiques du Puy de la Nugère et du Puy de Pariou. Cependant, dans le cas du Tartaret, la nature basaltique du magma permet de supposer l'influence phréatique alors que dans le cas des trachyandésites de la Chaîne des Puys, G. Camus considère que l'explosivité du volcan est uniquement liée à la viscosité de la lave et à sa richesse intrinsèque en gaz.

γ - Le nouveau Tartaret

Il s'agit d'un cône de scories stromboliennes typique, haut de 100 m environ et possédant deux cratères : au Nord, un cratère égueulé vers l'Ouest, et au Sud un vaste cratère elliptique légèrement émoussé.

A la base Nord, au bord de la route N 496, les projections de cet édifice possèdent des caractéristiques très curieuses. Les blocs scoriacés et les bombes se débitent fréquemment en polyèdres plus ou moins réguliers de taille décimétrique. P. Vincent (com. pers.) y voit là la trace de l'influence d'un environnement humide lors de la retombée de ces blocs qui auraient ainsi subi un phénomène de trempe, provoquant leur fissuration.

2.- Les projections allochtones (produits de saupoudrage)

Les données cartographiques montrent que les produits de saupoudrage possèdent une grande extension. Au Sud-Ouest, ils parviennent jusqu'au-delà de Jassat (près de 2 m d'épaisseur), au Sud-Est jusqu'au pied du Puy de Bessoles et au Nord jusqu'au pied des coulées basaltiques de la Garde de Varennes.

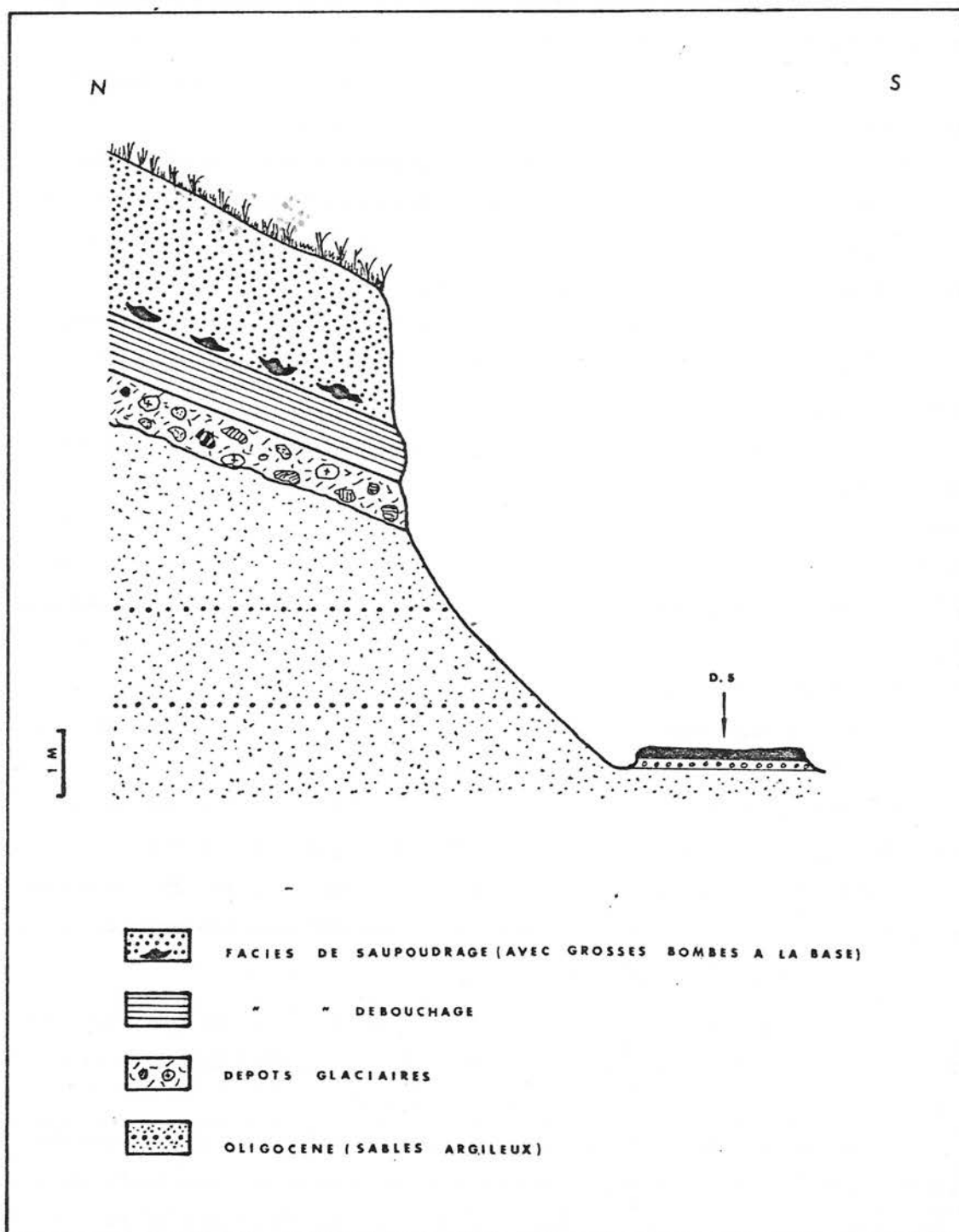


Fig.30: coupe au bord de la D. 5 au Nord du Tartaret.

Il s'agit de projections vaguement litées constituées essentiellement de lapilli squelettiques (caractéristiques des saupoudrages stromboliens) de teinte noire.

Au bord de la route D.5, immédiatement du Nord du Tartaret, ces produits reposent sur des projections litées, riches en éléments de socle. Ces dépôts ont été interprétés comme des dépôts de type "maar" (G. Camus, 1975) attestant l'importance des phénomènes phréatiques lors de la phase de débouchage du volcan. La coupe complète au bord de la D.5 montre de bas en haut (fig. 30) :

- les sables argileux oligocènes.
- une formation chaotique, à matrice terreuse, riche en blocs de toute nature plus ou moins arrondis. Il s'agit de dépôts d'origine glaciaire (moraine ; 1 m environ).
- un niveau de projections litées de teinte grise à granulométrie fine (<1 cm). Ce type de dépôt est très proche des produits de type "maar" (1 m).
- un niveau (3 à 4 m) de projections basaltiques (lapilli squelettiques) comportant à la base un niveau de grosses bombes aplaties et tendant à se débiter en polyèdres.

La position stratigraphique de ces dépôts de saupoudrage et l'absence de produits volcaniques "anciens" (notamment des lapilli rouges) au sein du niveau de "débouchage" permettent de rapporter ce dernier à l'épisode volcanique de l'ancien Tartaret.

Il en est de même pour les produits stromboliens de saupoudrage. En effet, s'ils avaient été émis par le nouveau Tartaret, on devrait également en rencontrer sur les dépôts de la carrière Nord ainsi que sur les tufs lités de la carrière des Fougolles, lieux plus proches des cratères que la coupe de la D.5. Or, ces formations sont vierges de tout saupoudrage.

3.- Chronologie des éruptions

Après une phase très explosive de type "maar" correspondant au débouchage du volcan, le cône strombolien (à deux cratères) de l'ancien Tartaret s'édifie en même temps que la région avoisinante est recouverte par un saupoudrage intense. Ce cône strombolien sera ensuite partiellement détruit lors d'une nouvelle phase éruptive très explosive qui va construire un croissant de tufs surbaissé bien visible au pied Sud de l'ensemble volcanique (carrière des Fougolles). Cet épisode semble par ailleurs avoir également possédé deux cratères ainsi que le suggère la forme de l'ancien Tartaret. La forme de construction septentrionale a été probablement dégagée par la Couze Chambon alors qu'au Sud, les projections de cet épisode ont été partiellement protégées par l'épaule du Suc du Coq. Une troisième phase d'activité verrait la mise en place du cône strombolien du nouveau Tartaret avec l'émission d'une coulée basaltique. Cette dernière montre, de Murol à Sapchat, sur 1 km de large

et 2 km de long, une surface bosselée d'une quarantaine de protubérances de 5 à 30 m de haut, de plusieurs types : la plupart et les plus volumineuses sont constituées de bombes et scories grossières ; quelques unes montrent de très petites coulées associées ; d'autres enfin sont des dômes de lave en structure en écailles redressées. Ph. Glangeaud (1913) attribue cette morphologie à des éruptions secondaires (explosions, bourgeonnements) liées à une vaporisation massive d'eau lors de l'épanchement de la coulée sur une surface marécageuse.

On peut remarquer que tout au long de son activité, l'ensemble volcanique du Tartaret semble être marqué du sceau du phréatomagmatisme qui s'exprime ici de diverses manières : produits de débouchage, mise en place des tufs lités, aspect trempé des projections du nouveau Tartaret et éruptions secondaires sur la coulée. Cependant, si l'on considère la position géographique du point éruptif, le problème de l'origine de l'eau nécessaire à l'élaboration d'un tel dynamisme éruptif peut être aisément résolu. En effet, la forme de la vallée de la Couze Chambon depuis Sapchat à l'Est jusqu'au cirque de Chaudefour montre clairement qu'il s'agit d'une vallée glaciaire. D'autre part, la présence d'importants témoins de dépôts glaciaires près de Sapchat, que l'on peut interpréter comme une moraine frontale, permet de supposer l'existence d'un ancien lac en arrière d'un arc morainique frontal qui, lors de l'éruption du Tartaret, pouvait être partiellement comblé, donnant naissance à une zone marécageuse toujours riche en eau.

4.- Age du Tartaret

Des travaux récents (R. Brousse et al., 1976) ont montré que ce volcan faisait partie des plus récents de la Chaîne des Puys. Des travaux d'élargissement de la N. 496, entre le Pont du Rivalet et Saint-Nectaire, ont permis la mise à jour de poches d'alluvions sableuses riches en matière organique au contact de la coulée et du socle granitique. La datation ^{14}C de l'humine de ces alluvions indique un âge 6900 ± 500 ans B.P. (ou 4950 ± 500 ans avant J-C). Ces données sont en accord avec les observations de terrain qui nous ont montré la superposition des dépôts de débouchage et de saupoudrage à des moraines attribuables au glacier würmien de Chaudefour.

III - PETROGRAPHIE DES BASALTES

A. - CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE

Les basaltes étudiés appartiennent au groupe des basaltes alcalins. Ils renferment du clinopyroxène titanifère et fréquemment du feldspathoïde. La teneur en Na_2O et K_2O est importante et le rapport alcalins-silice élevé.

Nous classerons les laves basaltiques de la région en deux groupes :

a - basaltes alcalins à olivine (Macdonald et Katsura, 1964)

Il s'agit de laves mélanocrates dont la teneur en néphéline virtuelle est inférieure à 5%. Les minéraux constitutifs sont : olivine, clinopyroxène, titanomagnétite, plagioclase ($\text{An} > 50$), feldspath alcalin en quantité subordonnée. Nous les subdiviserons en basaltes s.s., basaltes demi-deuil, ankaramites et labradorites.

b - basanites et basanitoïdes

Les basanites, selon la définition de K. von Fritsch et W. Reiss (1868), sont des basaltes alcalins dont le caractère essentiel est la présence d'un feldspathoïde exprimé.

Les basanitoïdes (Lacroix, 1933) représentent un faciès hétéromorphe des basanites. Ils ne contiennent pas de feldspathoïdes exprimés, mais présentent cependant un déficit de silice dans leur norme C.I.P.W. avec la présence de plus de 5% de néphéline normative.

B. - BASALTES, BASANITES ET BASANITOÏDES

Ce sont des laves de teinte sombre, toujours très compactes et possédant le plus souvent une structure porphyrique. Certains échantillons présentent une structure pilotaxitique (l'axe d'allongement des microlites coïncidant avec la direction d'écoulement).

Parmi les phénocristaux, on note la présence d'olivine, de clinopyroxène et très rarement de plagioclase. Les microlites sont représentés par : olivine, clinopyroxène, plagioclase, titanomagnétite, feldspath alcalin, analcime, néphéline et parfois biotite. Les vacuoles sont parfois tapissées de zéolithes.

- olivine : ce minéral est présent dans toutes ces laves en abondance très variable cependant. Il se rencontre sous forme de cristaux automorphes aux craquelures irrégulières. Leur taille, extrêmement variable, oscille entre celle des microlites et celle d'individus atteignant deux à trois millimètres. Les cristaux présentant des lacunes de cristallisation sont assez fréquents.

Dans de très nombreux échantillons, il est possible d'observer une transformation plus ou moins complète de l'olivine en iddingsite ou bowlingite. Le phénomène débute toujours par la formation d'une couronne d'iddingsite ou de bowlingite autour des cristaux, se poursuit le long de craquelures pour aboutir dans certains cas à une transformation totale du minéral qui n'est plus reconnaissable que par sa forme.

- clinopyroxène

Il se rencontre sous forme de phénocristaux automorphes se groupant fréquemment en amas de cinq ou six individus accolés les uns aux autres. Les microlites cristallisent sous forme de bâtonnets trapus.

Dans les basaltes étudiés, les phénocristaux sont souvent zonés. Ils possèdent un cœur vert pléochroïque, de forme ovoïde et optiquement homogène. La partie périphérique, d'une teinte moins soutenue, présente elle-même un zonage se traduisant par une succession de bandes d'épaisseur variable, mais toujours rectilignes et parallèles aux bordures de cristaux.

Les phénocristaux sont souvent maclés h l. Les inclusions sont constituées par de la titanomagnétite et de l'olivine.

- amphibole

Ce minéral a été observé uniquement dans les formations basaltiques pyroclastiques (brèches du Saut de la Pucelle et de Farges). De nombreux travaux (Yoder et Tilley, 1962 ; Le Maître, 1969, R. Varne, 1970 ; Boyd, 1959 ; R.W. Nesbitt et D.L. Hamilton, 1970) ont montré que l'amphibole se forme sous des pressions d'eau et une fO_2 importantes, probablement avec un début de cristallisation dans la zone du manteau supérieur. Dans des conditions de pression et de température plus superficielles, cette amphibole se résorbe et n'est conservée que dans le cas de remontée rapide du magma et dans le cas de trempe. C'est pour cette raison que l'on ne retrouve pas de cristaux d'amphibole intacts dans les laves compactes étudiées dans ce chapitre. Dans les formations pyroclastiques citées ci-dessus, il s'agit d'une hornblende br fortement pléochroïque cristallisant sous forme de baguettes allongées automorphes pouvant atteindre 3 à 4 mm.

- feldspaths

1. Plagioclase : les phénocristaux de plagioclase sont très rares dans les laves basaltiques. Ils sont toujours fortement corrodés et souvent zonés. En revanche les microlites sont automorphes, très frais et non zonés. La composition chimique du plagioclase déduite des caractéristiques optiques (méthode de Van der Kaaden, 1961) varie de An 60 pour les phénocristaux à An 48 - An 55 pour les microlites.

2. Feldspath alcalin : ce minéral est relativement fréquent dans la mésotaxe des basaltes étudiés, mais il se rencontre en quantité subordonnée. Il cristallise sous forme de plages interstitielles, à extinction onduleuse.

- biotite

Très rare, ce minéral cristallise sous forme de petites lattes rectangulaires fortement pléochroïques généralement associées au feldspath alcalin en fond de roche.

- analcime

C'est le feldspathoïde le plus courant. Il se rencontre sous forme de

petites places interstitielles ou de petits cristaux automorphes. Ce caractère interstitiel traduit son origine primaire et il joue alors le rôle d'un feldspathoïde.

- néphéline

L'abondance de ce feldspathoïde est certainement très sous-estimée étant donné que nous n'avons pas réalisé d'étude radiocristallographique systématique de la fraction leucocrate des basaltes de la région étudiée. Il est très abondant localement (basanite du Puy d'Eraigne, in J.P. Santoire, 1976) et se présente sous forme de plages interstitielles en fond de roche.

- leucite

Ce feldspathoïde a été signalé par J. Tournon et D. Velde (1971) dans la basanite du Puy des Plattes (près de Fontenilles). Cette observation a été contestée par J.P. Santoire (1976) qui conclut à la présence de néphéline ou d'analcime sur la foi de mesures à la sonde ionique. N'ayant pas pour notre part réalisé d'étude détaillée de la paragenèse minérale de cette roche, nous retiendrons toutefois que l'analyse chimique de celle-ci montre une teneur en K 20 voisine de 2 % qui est considérée comme symptomatique de la présence de leucite.

- minéraux opaques

Généralement très abondants dans les laves étudiées, ils cristallisent sous forme de phénocristaux à section carrée ou le plus souvent sous forme de grains arrondis de taille très réduite (50 à 100 μ).

- apatite

Très fréquente en fond de roche, elle cristallise sous la forme de baguettes allongées très limpides.

- verre

Lorsqu'il existe, il présente toujours une couleur brune plus ou moins accentuée et d'aspect sale.

C.- BASALTES DEMI-DEUIL (Michel-Levy, 1890)

Ce sont des basaltes possédant une structure trachydoléritique très marquée. Sur la cassure fraîche, on aperçoit une multitude de baguettes feldspathiques blanches de taille millimétrique, flottant dans une pâte noir-violacée elle-même parsemée de grains sombres d'augite.

Ce faciès basaltique particulier est généralement très bulleux, les pores étant dépourvus de remplissage secondaire.

Dans la région étudiée, une seule coulée de ce type a été observée. Il s'agit d'une coulée longue de 3 km environ, constituant le bois de Saignes et une partie du bois de Mareuge, venant mourrir au N.E. du village de Saignes.

Au microscope (LM 41 400), la structure est trachydoléritique. La paragenèse minérale est la suivante :

Phénocristaux :

- olivine : relativement abondante, de taille millimétrique, elle cristallise en cristaux automorphes presque toujours iddingsitisés.

- clinopyroxène : beaucoup plus abondant que l'olivine, de teinte brun-verdâtre il se présente sous forme de cristaux automorphes fréquemment zonés, parfois maclés h l ou en sablier. Il atteint souvent une taille supérieure à 2 mm. Les inclusions sont représentées par de la titanomagnétite et de l'olivine. Cette dernière possède par ailleurs déjà une couronne d'iddingsite, ceci traduisant une transformation précoce de l'olivine avant la cristallisation du clinopyroxène.

- plagioclase : en grandes lattes rectangulaires atteignant fréquemment plus de 3 mm de long, il possède une composition de labrador (An 55-60). Toujours très frais, il présente parfois la double macle de Carlsbad et de l'albite.

Mésostase :

Très riche en granules pyroxéniques aux extrémités souvent dentelées, elle renferme également quelques rares olivines et en proportion bien moindre que le clinopyroxène, du plagioclase (An 55-60) en lattes rectangulaires automorphes. Les oxydes opaques, relativement abondants, complètent cette paragenèse.

D.- ANKARAMITES

Les ankaramites (A. Lacroix, 1933) sont des mélabasaltes pauvres en feldspaths et plus riches en pyroxène qu'en olivine. Elles appartiennent au groupe des basaltes alcalins et sont généralement déficitaires en silice. Selon la classification de Jung et Brousse (1959), le pourcentage en minéraux blancs doit être inférieur à 40 %.

Ce sont des laves très sombres, généralement porphyriques, à phénocristaux de pyroxène et d'olivine. Le caractère porphyrique de ces roches s'accroît sous l'effet de l'altération, les cristaux d'augite ressortant particulièrement sur la mésostase plus claire.

La paragenèse minérale de ces roches est la suivante :

- olivine, clinopyroxène et oxydes opaques en phénocristaux.
- la mésostase est constituée de granules pyroxéniques très abondants, de micro-lites feldspathiques et d'oxydes opaques.

E.- LEUCOBASALTES (Labradorites)

Dans l'acception pétrographique française du terme, une labradorite est un leucobasalte dont le labrador constitue la phase minérale essentielle.

Ce sont des laves grises, compactes, présentant fréquemment un débit en lauzes grossières. Elles sont de manière générale subaphyriques ; seuls quelques rares phénocristaux de pyroxène sont visibles à l'oeil nu.

Au microscope, la structure est très nettement fluidale. La paragenèse minérale est la suivante (LM 40 088 - 40 443) :

- plagioclase : en petites lattes rectangulaires parallèles les unes aux autres, toujours très frais et présentant fréquemment la double macle de l'albite et de Carlsbad. Il s'agit d'un labrador (An 50-55).

- clinopyroxène : très rares phénocristaux, essentiellement sous forme de bâtonnets trapus en fond de roche (augite).

- olivine : très rare, en phénocristaux automorphes.

- oxydes opaques : abondants, en grains arrondis.

- feldspath alcalin : il apparaît en position interstitielle en fin de cristallisation.

F.- ANALYSES MODALES

Les analyses modales réalisées au compteur de points sur les laves à faciès basaltique de la région étudiée sont consignées dans le tableau suivant :

	Basaltes Basanites Basanitoides (6 mesures)	Ankaramites (6 mesures)	Basalte demi-deuil (1 mesure)	Leucobasaltes (3 mesures)
ol	11,2	8,7	12,2	4,5
Cpx	35,4	46,3	35,6	33,2
Pl	33,6	24,2	26,3	43,3
FK	3,2	1,6	-	5,4
Ne ou An	0,8	1,2	-	-
biotite	0,6	tr.	-	tr.
Min. Op.	11,2	14,8	21,2	12,1
Div. (Ap, Ca)	2,8	2,9	4,6	2,3
Col.	60,2	72,7	73,6	52,1

G.- ANALYSES CHIMIQUES

	1	2	3	4	5
Si O ₂	44,26	43,26	43,49	43,13	43,96
Al ₂ O ₃	15,17	14,15	13,65	13,40	13,93
Fe ₂ O ₃	4,01	6,88	5,68	4,73	2,67
Fe O	7,50	5,05	5,42	7,33	8,57
Mg O	4,82	7,34	8,52	8,41	8,35
Ca O	12,14	10,93	11,81	10,65	11,34
Na ₂ O	3,87	4,28	4,10	3,70	4,10
K ₂ O	2,01	0,74	0,66	1,57	1,68
Ti O ₂	4,60	3,12	3,16	3,15	3,34
P ₂ O ₅	0,52	0,10	—	0,14	0,10
Mn O	0,21	0,18	0,17	0,17	0,17
H ₂ O ⁺	0,77	2,41	1,86	2,58	0,77
H ₂ O ⁻	0,22	1,01	0,48	0,46	0,14
	-----	-----	-----	-----	-----
Total	100,10	99,45	99,12	99,42	99,12
Or	12,2	4,5	3,9	9,5	10,0
Ab	5,2	10,0	8,4	4,7	15,7
An	17,8	17,2	17,0	15,0	14,7
Ne	15,1	11,4	14,2	14,5	10,2
Di	32,8	29,5	33,1	30,0	33,1
Ilm	8,8	5,9	6,1	5,9	6,4
Ap	1,0	0,2	0,3	0,4	0,4
Ol	3,9	12,0	7,7	13,8	11,6

1 - Basanite. Puy des Plattes. An. F. Raoult (in R. Brousse, 1961 a)

2 - Basalte. Base du Puy de Bessoles. An. R. Duret 1704 (in J.P. Santoire, 1976)

3 - Ankaramite. Sommet du Puy de Bessoles. An. R. Duret 1702 (in J.P. Santoire, 1976)

4 - Ankaramite. Puy de Conche. An. R. Duret 1700 (in J.P. Santoire, 1976)

5 - Ankaramite. Sommet de Roussat. An. R. Duret 1699 (in J.P. Santoire, 1976)

	6	7	8	9	10
Si O ₂	43,43	46,65	46,27	45,93	47,40
Al ₂ O ₃	13,94	17,04	17,42	16,93	17,60
Fe ₂ O ₃	3,44	3,76	3,53	1,84	8,75
Fe O	7,55	6,53	6,86	8,95	2,70
Mg O	8,58	4,35	4,56	4,60	3,50
Ca O	11,26	9,19	9,06	9,45	9,80
Na ₂ O	4,17	4,75	4,70	5,31	2,65
K ₂ O	1,69	1,27	2,35	2,06	1,20
Ti O ₂	3,25	2,52	2,54	2,72	1,00
P ₂ O ₅	0,18	0,34	0,36	0,21	0,95
Mn O	0,17	0,22	0,20	0,08	—
H ₂ O ⁺	1,03	2,01	1,11	0,56	2,70
H ₂ O ⁻	0,34	0,84	0,39	0,06	2,00
Total	99,03	99,47	99,35	98,70	100,80
Or	10,1	7,8	13,9	12,2	
Ab	2,1	16,2	13,1	23,6	
An	11,7	13,1	19,5	16,1	
Ne	17,9	21,1	14,5	11,6	
Di	35,1	16,8	19,8	24,2	
Ilm	6,2	4,9	4,9	5,2	
Ap	0,3	1,7	0,8	0,5	
Ol	11,0	19,8	9,4	7,9	

6 - Basalte. Roche Romaine. An. R Duret 1703 (in J.P.Santoire, 1976)

7 - Labradorite. Carrière du Cheix. An. R. Duret 1705 (in J.P. Santoire, 1976)

8 - Labradorite. Carrière de Saint-Diéry. An. R. Duret 1710 (in J.P. Santoire, 1976)

9 - Labradorite. Saint-Victor-la-Rivière. An. R. Duret 1876 (in J.P. Santoire, 1976)

10 - Basalte clair. Coulée inférieure du Vernet-Sainte-Marguerite.

An. Y. Chaleil (in R. Brousse, 1961 a).

Ces données analytiques, confirmant le caractère alcalin des basaltes de la région étudiée, permettent de différencier très nettement le groupe des leucobasaltes (labradorites) des basaltes s.l. (basanites, basanitoïdes, ankaramites). D'autre part, chacun des deux groupes de laves basaltiques présente une très grande homogénéité, en notant toutefois que la basanite du Puy des Plattes se distingue au sein du premier groupe par sa teneur en K_2O voisine de 2 %. Nous avons signalé plus haut le caractère particulier de cette lave.

CHAPITRE V

LES ROCHES INTERMEDIAIRES ET DIFFERENCIEES

I - LES TRACHYANDESITES

A.- PRESENTATION - DEFINITIONS

Ce terme fut introduit pour la première fois en 1894 par A. Michel-Lévy pour désigner des roches dont la mésostase comporte à la fois des feldspaths alcalins et des feldspaths calco-sodiques.

R. Brousse (1954) précisa les distinctions introduites à l'intérieur de cette famille par A. Lacroix (1923) : apparurent ainsi les termes de doréites et de sancyites.

1/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Les sancyites sont en général des roches claires, largement porphyriques, riches en feldspaths alcalins dont la taille peut parfois atteindre 5 cm. En règle générale, la proportion des phénocristaux diminue au fur et à mesure que les roches deviennent plus sombres. La proportion de phénocristaux varie depuis 50% pour les plus acides d'entre elles jusqu'à 27% (sancyite de la Grande Cascade). Les sancyites hololeucocrates, les plus porphyriques, sont de couleur blanche (Capucin, Puy de la Tache) ou bleu clair (carrière Monnéron, Puy de l'Ouire). Par altération, elles deviennent rougeâtres.

Les sancyites qui ne sont que leucocrates ont, par contre, une teinte grise plus ou moins soutenue.

Les doréites ont une composition homogène qui oscille autour d'un pôle mésocrate et subplagioclasiq. Dans l'ensemble, ce sont des roches grises possédant quelques phénocristaux d'andésine. Parfois, leur teinte est plus soutenue, il est alors difficile de les distinguer des basaltes.

2/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

R. Brousse (1954, 1961) distingue les variétés suivantes de sancyites et doréites :

- les sancyites hololeucocrates subalcalines (le type en est le dyke formant le sommet du Puy de Sancy). Ce sont des roches de couleur claire et porphyriques. Elles sont riches en biotite non résorbée et en apatite. Elles peuvent contenir également de l'amphibole. Le rapport $R = 100 (K + Na) / (K + Na + Ca)$ est compris entre 84 et 90.

- les sancyites leucocrates latitiques (Puy Gros). Ces roches sont encore très porphyriques, mais de couleur grisâtre car elles contiennent plus de pyroxènes que la variété précédente. Les cristaux de biotite et d'amphibole y sont plus ou moins résorbés et l'apatite y est riche en inclusions. Ces roches sont encore relativement riches en alcalins (R compris entre 70 et 84).

- les sancyites latitiques à tendance mésocrate. Ces roches font la transition entre les sancyites et les doréites. Elles sont porphyriques et contiennent un peu de tridymite et de biotite mais elles sont riches en augite et possèdent de l'olivine (type : la roche qui forme la falaise de la Grande Cascade).

- les doréites à augite et amphibole (coulée de Laqueuille). Ce sont des roches porphyriques contenant de 15 à 25% de phénocristaux. Elles sont à tendance leucocrate, leur indice de coloration étant compris entre 32 et 45. Elles ne renferment ni phénocristaux de biotite, ni plage de tridymite dans leur pâte. Leurs minéraux colorés sont l'augite, l'amphibole et l'olivine, cette dernière étant toujours présente, mais rare.

- les doréites à augite et olivine. Ce sont les roches les plus abondamment représentées parmi les trachy-andésites basiques. Elles contiennent peu de phénocristaux (10% en moyenne). Elles sont mésocrates et possèdent plus de 30% d'augite et d'olivine. Leur pâte renferme des proportions de feldspath alcalin et de plagioclases sensiblement équivalentes.

- les doréites proches des basaltes. Ces roches possèdent encore, quoique très peu, des feldspaths alcalins, en phénocristaux et en microlites, mais le feldspath dominant est déjà du labrador. Le rapport $R = 100 (Na + K) / (Na + K + Ca)$ reste supérieur à 50 (50 à 59).

En 1976, R. Maury propose une classification des trachy-andésites du Mont-Dore basée sur la composition normative. La classification normative des séries alcalines la plus largement adoptée à l'heure actuelle sur le plan international distingue les termes suivants : basalte alcalin - hawaïite - mugéarite - benmoréite - trachyte (ou phonolite). Le critère utilisé par R. Maury pour les coupures est l'indice de différenciation de Thornton et Tuttle ($D.I. = \Sigma Ab + Or + Q$ ou $Ne + Lc$ normatifs). La limite basalte - hawaïite est placée par cet auteur à $D.I. = 35$, la limite hawaïite - mugéarite à $D.I. = 50$, la limite mugéarite - benmoréite à $D.I. = 65$ et enfin le passage aux termes alcalins (trachytes et phonolites) à $D.I. = 80$.

En outre, R. Maury écrit :

"en toute rigueur, cependant, la classification en hawaïites, mugéarites, benmoréites n'est applicable qu'aux séries sodiques, avec $Na_{20}/K_{20} > 2$ (Macdonald et Katsura, 1964). Or, la série montdorienne est plutôt de type potassique, avec $Na_{20}/K_{20} < 2$.

Le terme de trachyandésite est habituellement utilisé pour désigner l'équivalent potassique des hawaïites et des mugéarites (Coombs et Wilkinson, 1969). Mais l'intervalle ainsi défini ($35 < D.I. < 65$) apparaît trop large par rapport aux autres ; de plus, en France, le terme trachyandésite est classiquement appliqué aux "sancyites" dont le D.I. est usuellement compris entre 65 et 80. Aussi est-il préférable de l'éviter. En conséquence, nous proposons les noms de K-hawaïite et de K-mugéarite, dont l'utilisation permet d'établir des parallèles précis entre l'évolution des séries alcalines sodiques et potassiques. Enfin, l'équivalent potassique des benmoréites est constitué par les tristanites (Tilley et Muir, 1964).

Cependant, bien des auteurs préfèrent, à ce terme peu courant, celui de K-benmoréite (Price et Chappell, 1975) ; nous suivrons ce dernier usage."

La classification adoptée par R. Maury est présentée dans le tableau suivant.

		D.I. —————→					
		0	35	50	65	80	100
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	< 0,5	basalte alcalin sodique	hawaïite	mugéarite	benmoréite	trachyte	
			K.hawaïite	K.mugéarite	K.benmoréite	trachyte	
	> 0,5	basalte alcalin potassique	trachyandésite (sens international)		tristanite		
			trachyandésite (sens français)		doréite	sancyite	

Les principales subdivisions adoptées sont donc les suivantes :

- D.I. ≤ 35 : basalte alcalin potassique (Ne $< 5\%$) ou basanite potassique (Ne $> 5\%$)
- $35 < D.I. \leq 50$: K - hawaïite
- $50 < D.I. \leq 65$: K - mugéarite
- $65 < D.I. \leq 80$: K - benmoréite
- D.I. > 80 : trachyte, phonolite, rhyolite.

Toutefois, pour des raisons de commodité, nous conserverons dans la suite de notre travail les termes de trachyandésite, sancyite et doréite qui demeurent très explicites pour les pétrographes français.

B.- SITUATION

Les trachyandésites apparaissent exclusivement dans la partie occidentale de la région étudiée. Elles constituent des coulées, ou dômes-coulées pour les termes les plus acides (sancyites). On les rencontre du Nord au Sud, au Puy de la Vêdrine, à la Montagne de Pouly-Bois des Bruyères, à la forêt de Peyre Levade, à la Montagne de Sarveille et enfin au Sud-Ouest, sur la retombée orientale de la Montagne de la Platte. Il s'agit dans la plupart des cas de sancyites ; en effet, une seule coulée de doréite a été mise en évidence : il s'agit de la coulée de la Montagne de Sarveille (près du hameau des Angles, au S.W. de Chambon/Lac).

Appartiennent à ce groupe pétrographique les formations laviques acides (trachyte des cartes géologiques) de la région du Lac Chambon. Ces dernières sont étudiées dans le chapitre traitant des cinérites du Lac Chambon.

C.- PETROGRAPHIE

1/ DOREITE

La doréite de la Montagne de Sarveille est une roche massive de teinte grise, riche en phénocristaux d'amphibole et de feldspath pouvant atteindre 4 à 5 mm de long.

L'examen microscopique révèle la paragenèse suivante (LM 39 375) :

- phénocristaux :

. plagioclase : en tablettes allongées (3 à 4 mm) présentant fréquemment la double macle Carlsbad-albite et possédant souvent un mince liseré de feldspath alcalin. Il s'agit d'andésine (An 40).

. feldspath alcalin : généralement en cristaux automorphes millimétriques. Il s'agit de sanidine.

. amphibole : relativement abondante (6 à 7%), elle se présente sous forme de baguettes allongées fortement pléochroïques. Elle est généralement entourée d'un gaine de minéraux opaques, témoin d'un début de résorption.

. clinopyroxène : de teinte verte très peu prononcée, il cristallise sous forme de cristaux trapus subautomorphes (augite).

. apatite : en cristaux automorphes, il possède généralement de nombreuses inclusions opaques disposées parallèlement à l'axe d'allongement.

- mésostase :

Elle est constituée essentiellement de microlites feldspathiques (plagioclase et feldspath alcalin), de minéraux opaques et de quelques clinopyroxènes.

Il faut de plus signaler la présence de calcite en remplissage de vacuoles.

L'analyse modale donne les résultats suivants.

P H E N O C R I S T A U X	plagioclase	7,0
	F.K.	1,6
	amphibole	6,5
	pyroxène	3,2
	apatite	0,5
P A T E	feldspaths	57,4
	pyroxène	16,9
	min. opaques	6,3
	calcite	0,6
	col	33,5

Les résultats exposés ci-dessus permettent de classer la doréite de Sarveille dans le groupe des doréites à augite et amphibole (R.Brousse, 1961).

2/ LES SANCYITES

Macroscopiquement, ces roches présentent une teinte grise plus ou moins soutenue ; elles sont de manière générale relativement friables et presque toujours très altérées. Elles sont largement porphyriques, mais les phénocristaux de feldspaths des sancyites étudiées ici n'atteignent jamais les dimensions que l'on connaît à Durbize ou au Roc de Courlande. La taille moyenne de ces phénocristaux oscille autour de 0,5 à 1 cm.

A l'oeil nu, on peut distinguer, outre le feldspath, des cristaux de biotite, d'amphibole et de pyroxène.

Au microscope, la structure est microlitique, porphyrique et à tendance fluidale. La paragenèse minérale est la suivante (LM 41 393 - coulée du Bois des Bruyères, à l'Ouest de Beaune-le-Froid) :

- phénocristaux :

. plagioclase : atteignant plus de 5 mm, il s'agit d'oligoclase (An 20-25) présentant fréquemment la double macle de Carlsbad et de l'albite. Toujours très frais, il possède parfois une écorce de sanidine généralement très réduite et il ne présente pratiquement jamais de zonage.

. feldspath alcalin : il se rencontre généralement sous la forme de 3 ou 4 individus imbriqués les uns dans les autres. Il s'agit de sanidine en cristaux automorphes très craquelés pouvant atteindre plus de 5 mm.

. clinopyroxène : augite de teinte verdâtre peu accusée, généralement xénomorphe et non zonée. Il faut noter que ce minéral est relativement peu abondant.

. l'amphibole est une hornblende brune fortement pléochroïque. Elle est généralement en voie de résorption et le processus de transformation se traduit par la présence d'une couronne d'oxydes métalliques sur la périphérie, mais qui peut gagner le coeur du minéral en suivant les clivages pour aboutir à une transformation complète du minéral.

. la biotite est toujours fortement décolorée et les clivages sont soulignés par des accumulations d'oxydes de fer.

- mésostase :

Elle est constituée essentiellement de microlites de feldspath alcalin (sanidine). On peut également observer quelques cristaux trapus de clinopyroxène, de l'apatite exhibant des inclusions opaques parallèlement à l'axe d'allongement et des oxydes opaques.

Il faut signaler enfin la présence de tridymite en quantité appréciable. Elle apparaît alors en position interstitielle.

La composition minéralogique quantitative des sancyites étudiées est la suivante (moyenne de 3 analyses modables).

feldspath alcalin	55,4
plagioclase	30,2
pyroxène	3,1
amphibole	0,8
biotite	2,8
apatite	0,9
min. op.	2,8
tridymite	4,9
col	9,5

La composition chimique de la sancyite du Bois des Bruyères est consignée dans le tableau suivant.

Si O ₂	59,30
Al ₂ O ₃	18,00
Fe ₂ O ₃	5,60
Fe O	—
Mg O	0,60
Ca O	2,60
Na ₂ O	4,30
K ₂ O	4,60
Ti O ₂	1,20
P ₂ O ₅	—
Mn O	0,07
H ₂ O ⁺	1,44
H ₂ O ⁻	1,34
Total	99,05

Q	8,76
Or	27,24
Ab	36,16
An	12,80
Cor	1,22
Ne	—
Si O ₃ Ca	—
Si O ₃ Mg	1,50
Si O ₃ Fe	3,56
Ma	2,32
Ilm	2,28

Les résultats exposés précédemment montrent que les sancyites étudiées possèdent des caractéristiques minéralogiques et chimiques très comparables à celles des sancyites leucocrates décrites en d'autres points du Massif du Mont-Dore (R. Brousse 1961 b ; B. Mervoyer, 1972).

D.- AGE DES TRACHYANDESITES

En ce qui concerne les sancyites septentrionales, seule leur antériorité aux lahars plio-villafranchiens de Perrier est établie. En revanche, les relations chronologiques entre les ponces rhyolitiques (de type Sailles) et les sancyites n'ont pu être précisées, étant donné les conditions d'affleurement existant dans la partie N.W. de la région étudiée. Il convient cependant de noter l'existence de ponces trachytiques (ponces sous-basaltiques de Farges) antérieures aux ponces rhyolitiques à structure fibreuse.

Or, nous avons admis, par comparaison avec les résultats obtenus sur les ponces de type Neschers, que les ponces sous-basaltiques de Farges devaient être considérées comme étant l'expression d'un magma dérivant des sancyites par cristallisation fractionnée avec séparation de clinopyroxène calcique (salite). Ce dernier argument tendrait donc à faire admettre que les sancyites affleurant à l'Est et au Nord-Est du col de la Croix-Morand sont antérieures, non seulement aux lahars de Perrier, mais également aux ponces rhyolitiques de type Sailles. Nous avons vu cependant, lors de l'étude des coulées boueuses du versant oriental du Mont-Dore, qu'il ne fallait pas écarter la possibilité d'une postériorité (quasi immédiate) des sancyites par rapport aux ponces rhyolitiques. Dans l'état actuel des recherches, le problème demeure donc non résolu et il faut attendre d'une part les résultats de levés, en cours, au Nord de la région étudiée, où les conditions d'affleurement paraissent plus favorables et d'autre part, les résultats d'une campagne de déterminations K-Ar réalisée actuellement par J.M. Cantagrel.

En revanche, les données de terrain et les déterminations K-Ar réalisées par H. Bellon (in B. Mervoyer, 1972) montrent que le volcanisme sancyitique du revers N.E. du Sancy (quart S.W. de la région étudiée) est relativement récent. En effet, les mesures réalisées par H. Bellon donnent les résultats suivants :

- Dyke de l'Aiguille (vallée de Chaudefour) - RT : 0,505 M.A.
- Puy Ferrand - biotite : 0,194 M.A.
- Cascade de la Biche (vallée de Chaudefour) - RT : 0,835 M.A.
- Coulée de base de la Montagne de la Platte - RT : 0,529 M.A.

Nous rappellerons qu'un âge de 0,80 M.A. a été obtenu sur les ponces de type Neschers (J.C. Besson et al., 1977) dont on a montré l'appartenance au volcanisme acide de la région du Puy de Sancy.

Nous pouvons ainsi remarquer que l'étude des sancyites permet de confirmer l'hypothèse d'une migration de l'activité volcanique depuis le Nord vers le Sud, hypothèse que nous avons émise lors de l'étude des dépôts de coulées boueuses et des formations basaltiques.

II - LES RHYOLITES

Parmi les formations rhyolitiques, outre les pyroclastites ponceuses, il faut signaler la présence de deux gisements de rhyolite massive affleurant dans la haute vallée de la Couze Chambon (Couze de Chaudefour). Ces roches ont été étudiées par R. Brousse et J. Varet (1966) puis par F. Batard (1974) qui s'intéressa plus particulièrement aux feldspaths. Enfin, les données radiométriques K-Ar sont dues à H. Bellon et al. (1972).

A.- LE DÔME DE MONTMIE

Cette intrusion de faible dimension (200 m de diamètre environ) affleure au bord de la D. 36 juste au dessus du village de Montmie. Une ancienne carrière permet d'observer une roche très claire, relativement friable, piquetée de mouchetures noirâtres de manganèse de quelques millimètres de diamètre. A l'extrémité Ouest de la carrière, apparaît le socle cristallin (granite du Chambon) très décomposé et réduit à l'état d'arène. Le contact, non observable directement du fait de la présence de nombreux blocs éboulés, apparaît toutefois proche de la verticale. Partout ailleurs, le contact est masqué par des éboulis ou des dépôts glaciaires.

B.- LE DÔME DE VOISSIERES

Situé 500 m à l'Est du précédent, cette intrusion (500 m de diamètre) tranche le socle cristallin en rive droite de la Couze de Chaudefour au niveau de Voissières. Elle donne naissance à des arrachements blancs particulièrement visibles dans le paysage. Une coupe réalisée le long d'un des ruisseaux entaillant la rhyolite montre de bas en haut :

- depuis la plaine de Voissières, encombrée sur le versant droit par d'importants cônes de déjections essentiellement constitués de débris rhyolitiques, la base du versant droit de la vallée de la Couze est constituée par le socle cristallin.

- vers la cote 1020, on peut observer le contact socle-rhyolite, souligné par un niveau argileux d'un mètre d'épaisseur. Le contact s'effectue selon un plan incliné vers le S.S.E. de 30° environ.

L'allure de ce contact donne à penser que la masse rhyolitique s'est installée dans une dépression entaillée dans le socle et non qu'elle s'est mise en place par simple ascension du magma à la manière d'un piston. Il convient donc d'imaginer une phase initiale violemment explosive découpant à l'emporte-pièce le substratum granitique, créant un vaste cratère (type Pavin) comblé ensuite par la mise en place de magma dégazé.

C.- PETROGRAPHIE

Les roches constituant les deux édifices volcaniques sont très comparables. Il s'agit de roches très claires, au toucher rugueux et relativement friables, constellées de taches brunâtres de manganèse. A l'oeil nu, on peut observer des cristaux demi-millimétriques de feldspaths et quelques rares biotites. L'examen microscopique révèle la paragenèse suivante (LM 40 076 - 40 082)

- phénocristaux (17% de la roche) :

- . feldspaths : ils sont de deux types (F, Batard, 1974)

- . phénocristaux composites à coeur plagioclasique (oligoclase potassique An 12), écorce de sanidine et zone périphérique de sanidine sodique.

. phénocristaux de feldspath alcalin, sanidine (Or 60) ayant une zone périphérique d'anorthose-sanidine sodique.

. biotite : très rare et toujours très altérée.

- microlites : ils sont essentiellement constitués de sanidine sodique (Or 37 et Or 49) associée à quelques rares sphènes et paillettes de biotite.

Il faut enfin noter la présence de quartz en plages xénomorphes d'ultime cristallisation moulant les cristaux feldspathiques.

La composition chimique de ces rhyolites holocristallines est donnée dans le tableau suivant.

	1	1'	2
Si O ₂	68,43	68,42	67,88
Al ₂ O ₃	16,74	16,92	14,16
Fe ₂ O ₃	1,77	1,42	3,82
Fe O	—	0,14	0,13
Mg O	0,03	—	—
Ca O	0,70	0,05	1,16
Na ₂ O	6,10	6,26	6,34
K ₂ O	5,15	5,26	5,88
Ti O ₂	0,20	0,60	—
P ₂ O ₅	0,05	—	—
Mn O	0,10	0,14	0,03
H ₂ O ⁺	0,22	0,33	0,30
H ₂ O ⁻	0,45	0,20	0,26
Total	99,94	99,74	99,96
Q	12,63	11,82	10,56
Or	30,46	31,14	35,03
Ab	51,55	52,92	39,82
An	1,42		
Cor	0,60	0,92	
Ilm	0,21	0,20	
Hem	1,77	1,68	
Ap	0,83		

1 - Rhyolite de Montmie. An. 6442, J. Sérange, Clermont (in F. Batard, 1974).

1' - Rhyolite de Montmie. An. R. Duret, Orsay (in R. Brousse, 1966).

2 - Rhyolite de Voissières. An. R. Duret, Orsay (in R. Brousse, 1966).

Ces données analytiques confirment la très grande similitude, déjà observée au niveau de l'étude pétrographique, entre les deux roches.

D'autre part R. Maury (1976) a montré que ces formations de composition rhyolitique, à la différence des ponces rhyolitiques (qui sont considérées, rappelons le, comme d'origine palingénétique) apparaissent clairement en continuité avec le reste de la série "saturée" du Mont-Dore, tant au point de vue géochimique que minéralogique.

Ces roches, dont la signification pétrogénétique est très différente de celle des ponces rhyolitiques, ont été datées à 3,80 M.A. (H. Bellon et al., 1972) ; ceci impliquerait donc l'existence de sancyites plus anciennes (pliocènes ?).

CHAPITRE VI

LES CINERITES DU LAC CHAMBON ET LES FORMATIONS ASSOCIEES

I - PRESENTATION

Le terme "cinérites du Lac Chambon" désigne un ensemble de tufs cendreaux et ponceux affleurant sur la rive septentrionale du Lac Chambon et au Nord du village de Varennes.

Ces formations ont livré une flore très abondante qui a été étudiée dès 1892 par l'Abbé Boulay qui a alors attribué un âge mio-pliocène au gisement de Varennes.

En 1920, R. de La Vaulx et P. Marty entreprennent de nouvelles études qui les amènent à situer la flore de Varennes également au mio-pliocène, mais plus près du Pontien que du Plaisancien.

En 1945, F. Firtion découvre un nouveau gisement de plantes fossiles au Nord du Lac Chambon et le rattache aux dépôts déjà connus par leur âge et leur environnement géologique.

En 1959, P. Grangeon et A. Rudel attribuent un âge villafranchien aux plantes découvertes sur la rive N.E. du Lac Chambon. Cet âge sera confirmé par H. Elhai et A. Rudel (1961) à la suite d'une étude palynologique des cinérites du gisement du parking proche du lac.

Enfin, en 1971, A. Brun, grâce à l'étude palynologique des cinérites des gisements de Varennes et du Lac Chambon, attribue un âge Tiglien à l'ensemble cinéritique.

Les formations cinéritiques affleurent en trois gisements principaux :

1 - au Nord du village de Varennes, en rive gauche du ruisseau de Quancouve, depuis la cote 920 jusqu'à la cote 950.

2 - en rive septentrionale du lac, derrière l'hôtel Beau Site.

3 - sur la rive N.E. du lac, près du parking, un troisième gisement est constitué par des monticules cinéritiques aux couches redressées et disloquées (buttes "moutonnées" de Ph. Glangeaud).

Ces trois gisements appartiennent en fait à deux unités que nous tenterons de délimiter plus loin et que nous nommerons :

- cinérites de Varennes (1)
- cinérites du Lac Chambon (2 et 3).

II - NOMENCLATURE

Classiquement, le terme cinérite désigne une roche provenant de l'accumulation puis de la cimentation de cendres volcaniques, c'est à dire de débris de dimension inférieure à 2 mm. Telle est la définition proposée par J. Jung (1958) qui a adopté la classification suivante pour les dépôts pyroclastiques.

Diamètre des éléments	Roches meubles	Roches cimentées
plus de 30 mm	blocs	brèches
de 30 à 2 mm	lapilli	tufs
moins de 2 mm	cendres	cinérites

En 1968, R. Brousse, proposant une nouvelle classification des produits volcanoclastiques (voir tableau suivant), restreint l'utilisation du terme cinérite à des formations cendreuses remaniées et déposées en milieu lacustre. D'autre part, cet auteur propose le terme très général de tuf pour désigner les dépôts indurés constitués de lapilli et de cendres. A l'heure actuelle, l'utilisation du terme de tuf est très généralement admise, mais l'on subdivise cette fraction granulométrique en tuf graveleux lorsque les éléments dominants sont des lapilli et en tuf cendreuse lorsque les cendres prédominent.

Taille en mm	Roches meubles	Roches indurées	Volcano-sédimentaire
64	Bloc	Brèche	Tuffite de brèche
2	Lapilli	Tuf	Tuffite (1)
0,062	Cendre grossière ----- fine		

(1) : cinérite déposée en milieu lacustre.

Cette classification présente cependant l'inconvénient d'admettre que tous les dépôts de cendres situés dans un contexte lacustre sont remaniés alors qu'il peut très bien s'agir de retombées aériennes directes dans un lac (ce qui,

semble-t-il est le cas de certains niveaux des dépôts du Lac Chambon).

Dans ce qui suit, nous utiliserons le terme cinérite dans son acception la plus large, c'est à dire pour désigner des roches constituées essentiellement de débris volcaniques de taille inférieure à 2 mm, sans préjuger de leur mode de mise en place (remaniement ou retombées aériennes directes), tout en rappelant que ce terme a été utilisé pour désigner des formations très différentes (cinérite à blocs = dépôts de nuées ardentes, cinérite ponceuse = dépôts de coulées pyroclastiques de cendres et ponces, etc...).

III - LES CINERITES DE VARENNES (Fig.31)

1/ GISEMENT

Elles affleurent dans un périmètre très réduit ; en effet, leur surface d'affleurement est à peine supérieure à 1 ha. Elles viennent buter à l'Ouest et au Nord contre le socle cristallin ; elles sont limitées à l'Est par un éperon trachytique supportant le Château (ruiné) de Varennes ; au Sud, des dépôts de nuées ardentes constituent la limite méridionale du gisement.

Une coupe depuis Varennes, orientée N.N.W. - S.S.E., effectuée dans l'axe de l'éperon séparant les ruisseaux de Quancouve et de Varennes permet d'observer la succession suivante (fig.32) :

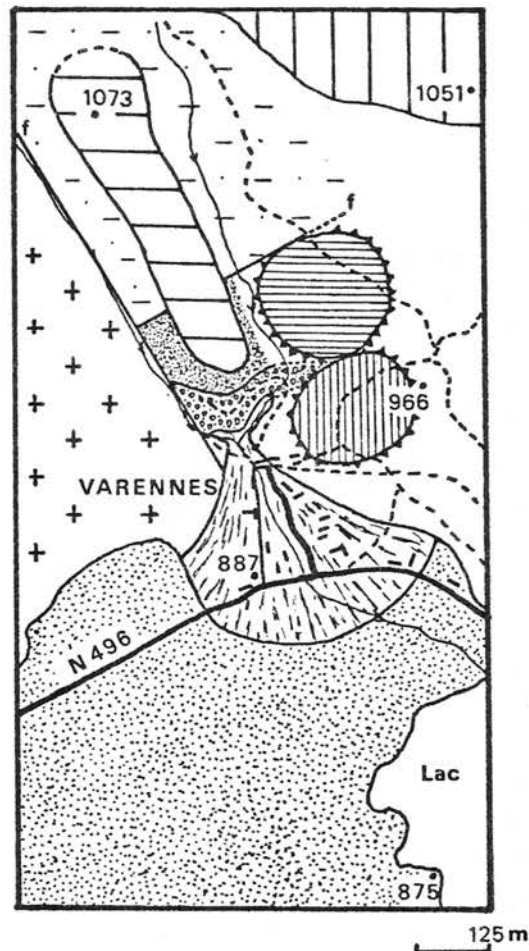
- à la base, au niveau des premiers chalets, vient une formation bréchique, non classée, de teinte grisâtre, à matrice cendreuse et riche en blocs de toutes dimensions (de 0,1 à 1 m de diamètre). Ces blocs sont de nature pétrographique très homogène (trachyandésitiques) et partiellement vitreux.

Dans le talus proche du chalet le plus occidental, on peut observer dans cette formation des traces d'altération fumerolienne se traduisant par des dépôts de teinte rougeâtre et orangée.

Cet ensemble de caractères montre qu'il s'agit de dépôts de nuée ardente. Celle-ci est vraisemblablement issue du dôme trachyandésitique situé immédiatement au N.E. de Varennes et supportant les ruines du Château précédemment cité. En effet la roche constituant les blocs présents dans la brèche est identique à celle constitutive du dôme et les relations spatiales entre les dépôts et la masse lavique suggèrent une relation génétique entre les deux formations.

- immédiatement au-dessus, viennent les cinérites. Elles apparaissent à la faveur de travaux de terrassements exécutés en vue de la construction d'une nouvelle habitation. Ce sont des roches meubles, bien litées et de teinte brunâtre. Elles montrent une alternance de niveaux cendreaux très fins et de niveaux ponceux plus grossiers dont la taille des éléments constitutifs peut atteindre 3 à 4 cm.

Fig.31: carte géologique des environs de Varennes (près du Lac Chambon)



- | | | | |
|--|--|--|------------|
| | alluvions modernes | | leptynites |
| | cône de déjection | | granite |
| | coulées basaltiques | | |
| | cinérites | | |
| | dépôts de nuées ardentes | | |
| | traché-andésite à amphibole, augite et biotite | | |
| | traché-andésite à augite et biotite | | |

Les zones en blanc représentent les éboulis et colluvions.

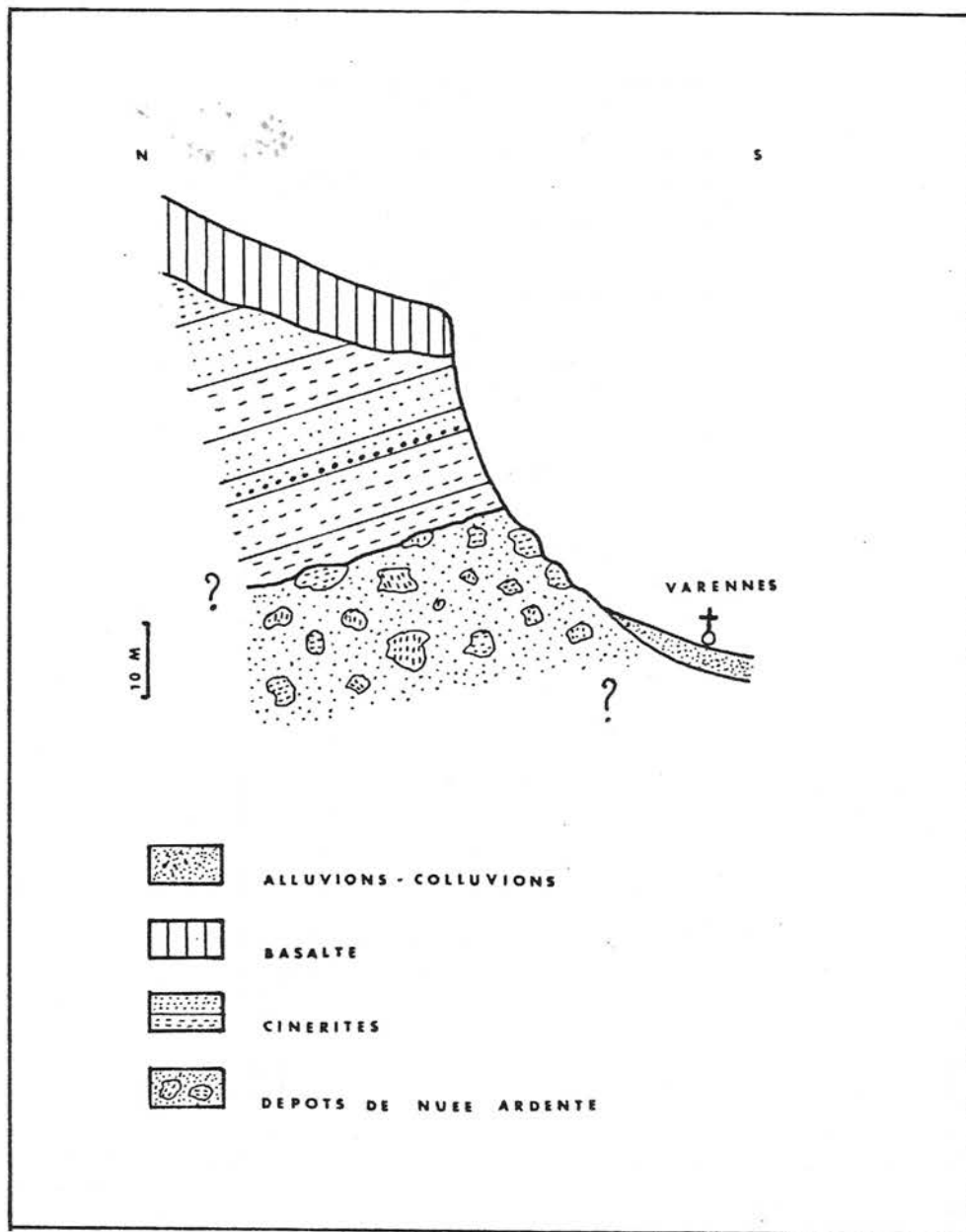


Fig.32: coupe dans les cinérites de Varennes.

- une coulée basaltique possédant une semelle bréchique et très vitreuse couronne l'ensemble.

Au niveau de cette coupe, les bancs cinéritiques possèdent un pendage de 20° environ vers le Nord. Les empreintes foliaires y sont extrêmement rares. Ces dernières sont très abondantes au sommet du gisement de Varennes, en rive gauche du ruisseau de Quancouve, vers la cote 950, où les cinérites prennent une teinte grise et deviennent très diatomifères.

2/ PETROGRAPHIE

a.- les niveaux de base

Les cinérites se présentent sous la forme de bancs centimétriques à décimétriques, de teinte générale brune à légèrement grisâtre. A l'oeil nu, on peut observer de nombreux fragments ponceux (ponces non fibreuses) blanchâtres et très altérées, ainsi que quelques minéraux isolés (feldspaths, biotite) baignant dans une matrice cendreuse légèrement indurée. L'examen à la loupe binoculaire montre la présence du cortège minéralogique suivant :

- feldspaths volcaniques très abondants (>60 %)
- biotite
- sphène
- magnétite
- rares augites
- rares grains de quartz et de feldspaths provenant du socle.

Cet assemblage minéralogique se révèle relativement constant sur toute la hauteur de la coupe et dénote une paragenèse très comparable à celle que l'on peut observer dans les sancyites. La fraîcheur de tous les minéraux observés montrent qu'ils ne proviennent pas du remaniement par voie aqueuse de formations préexistantes, mais qu'ils sont parvenus ici directement par voie éolienne.

D'autre part, le litage net, et surtout le pendage relativement fort ($\sim 20^\circ$) des dépôts montre qu'il s'agit très probablement de retombées aériennes de cendres (ash-fall air deposits) ayant moulé un substratum irrégulier. La présence de lapilli accrétonnés dans certains niveaux cinéritiques vient par ailleurs à l'appui de cette hypothèse.

b.- Les diatomites supérieures

Ainsi que nous l'avons vu plus haut, la partie supérieure du gisement des cinérites de Varennes est constituée de couches subhorizontales, à granulométrie très fine, de diatomites. La roche est grise, très légère et varvée. Les empreintes foliaires y sont très nombreuses et fort bien conservées.

L'examen microscopique (LM 40 770) montre la présence de nombreuses frustules de diatomées baignant dans une pâte argileuse brunâtre piquetée de rares grains de feldspaths et de biotite.

3/ FORMATIONS LAVIQUES ASSOCIEES

Les cinérites butent à l'Est contre une puissante masse trachyandésitique s'étendant depuis le château de Varennes jusqu'au socle (au Nord) où le contact s'effectue très brutalement selon un plan subvertical. Les affleurements situés immédiatement sous le château, sur le revers W.N.W. de la structure permettent d'observer un débit en dalles subverticales sur une hauteur d'une dizaine de mètres. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'effectuer une étude structurale détaillée de l'ensemble trachyandésitique, mais il est vraisemblable qu'il s'agit d'un cumulo-dôme mis en place par accumulation sur place de lave très visqueuse. La présence de dépôts de nuées ardentes associés milite en faveur de cette interprétation. L'étude pétrographique montre apparemment la présence de deux types de laves. Macroscopiquement, les deux roches sont de teinte grise et largement porphyriques (la taille des phénocristaux n'excédant pas 1 cm). La formation la plus septentrionale est cependant d'une teinte plus claire et se révèle légèrement plus riche en phénocristaux de feldspaths.

La formation supportant les ruines du château possède la paragenèse suivante (LM 40 831) :

structure microditique porphyrique

- phénocristaux :

- . plagioclase (oligoclase An 20) millimétrique possédant parfois une écorce de feldspath alcalin.

- . feldspath alcalin (sanidine) également de taille millimétrique, automorphe et très frais.

- . clinopyroxène verdâtre, de manière générale subautomorphe et peu abondant.

- . biotite très altérée, avec concentration d'oxydes opaques le long des clivages.

- . apatite (0,3 à 0,4 mm) exhibant des inclusions parallèlement à l'axe d'allongement.

- mésostase :

Elle renferme essentiellement des microlites de feldspath alcalin et quelques rares clinopyroxènes et apatites. Il faut signaler enfin la présence de nombreux amas demi-millimétriques d'oxydes opaques, résultant vraisemblablement de la résorption d'anciens cristaux d'amphibole.

La roche constituant la masse trachyandésitique venant buter au Nord contre le socle possède la paragenèse suivante (LM 40 829) :
structure microlitique porphyrique.

- phénocristaux :

- . plagioclase (oligoclase An 18) millimétrique avec une écorce de feldspath alcalin.
- . feldspath alcalin (sanidine) très frais et automorphe.
- . biotite fortement pléochroïque, généralement très fraîche,
- . hornblende brune, relativement abondante, cristallise sous la forme de baguettes allongées, presque systématiquement entourée d'une gaine d'oxydes opaques.
- . rares augites xénomorphes.

- mésostase :

Elle est constituée essentiellement de feldspath alcalin, biotite, apatite et magnétite.

Nous noterons que la tridymite est présente dans les deux roches.

La différence essentielle entre ces deux roches est la présence d'amphibole, d'une part, dans la formation la plus au Nord, alors que le "trachyte de Varennes" proprement dit, n'en contient pas, et d'autre part, cette dernière possède des phénocristaux d'apatite alors que la première en est dépourvue.

Sommes-nous véritablement en présence de deux roches différentes ou s'agit-il d'une simple variation de faciès au sein d'un seul cumulo-dôme ?

Les conditions d'affleurement ne nous ont pas permis de démontrer quelles étaient les relations spatiales entre ces deux roches étant donné l'intense colluvionnement affectant l'ensemble du versant. Cependant, la présence du petit thalweg séparant ces deux ensembles au N.E. de Varennes suggère l'existence d'une discontinuité qui aurait été exploitée par un cours d'eau.

Une analyse chimique réalisée sur le "trachyte" de Varennes donne les résultats suivants (voir tableau p.160).

La teneur relativement élevée en quartz normatif de cette roche permet de la rattacher à la série "saturée" du Mont-Dore. D'autre part, l'ensemble des caractères macro, microscopiques et chimiques permettent de la rapprocher des "sancyites" leucocrates de la Vallée de Chaudefour (B. Mervoyer, 1972). De plus, la valeur de l'indice de différenciation (D.I. = 74,4) confirme son appartenance à la famille des sancyites (K - benmoréites, R. Maury, 1976).

Nous noterons cependant que le gisement de ces roches est assez remarquable. En effet, de manière générale, les sancyites affleurent essentiellement au coeur du massif du Mont-Dore ; celles-ci occupent donc une position très excentrique par rapport à l'ensemble du massif. D'autre part, si l'on admet que la

superposition altimétrique des cinérites par rapport aux dépôts de nuées ardentes associées au(x) cumulo-dôme(s) trachyandésitiques est bien une superposition stratigraphique, il apparaît que ces sancyites sont d'âge miocène supérieur (les cinérites de Varennes sont mio-pliocènes, R. de La Vaulx et P. Marty, 1920), ce qui en fait les roches les plus anciennes de ce type, dans l'état actuel des connaissances.

Si O ₂	62,30	Q	13,46
Al ₂ O ₃	16,70	Or	25,43
Fe ₂ O ₃	5,30	Ab	35,50
Fe O	0,50	An	13,97
Mg O	1,10		
Ca O	3,10	Si O ₃ Ca	0,59
Na ₂ O	4,20	Si O ₃ Mg	2,75
K ₂ O	4,30	Si O ₃ Fe	—
Ti O ₂	1,20	Ilm	1,21
P ₂ O ₅	—	Hem	5,30
Mn O	0,07	Rutile	0,57
H ₂ O ⁺	0,64		
H ₂ O ⁻	0,61		

Total	100,12		

An. 7830 - analyse chimique du "trachyte" de Varennes - F. Cantagrel, S. Couturié.
(Clermont-Ferrand)

Outre leur position excentrique par rapport au massif du Mont-Dore, ces sancyites présentent une particularité supplémentaire en ce qui concerne leur gisement : elles affleurent en effet pratiquement au fond de la vallée de la Couze Chambon, position remarquable si l'on considère leur âge relativement ancien. Il faut donc admettre que la région du Lac Chambon a fonctionné en tant que dépression depuis la fin du Miocène. L'origine de cette dépression demeure encore énigmatique : s'agit-il d'un effondrement d'origine tectonique, ainsi que le suggère G. Kieffer (1962) ou d'une dépression liée à une activité volcanique très explosive (cratère d'explosion ?).

On peut remarquer que l'absence de niveaux détritiques au sein des cinérites tendrait à infirmer l'hypothèse d'un effondrement d'origine tectonique antérieur à la mise en place du (des) cumulo-dôme(s) et des cinérites. Ceci n'exclut pas toutefois la possibilité d'un effondrement postérieur aux cinérites.

D'autre part, l'hypothèse volcanique se heurte à un problème d'échelle. Nous verrons plus loin que les cinérites du Lac Chambon proprement dites posent également le problème de l'origine de la dépression dans laquelle elles se sont déposées. Or, les données de terrain montrent qu'il s'agit vraisemblablement de la même dépression que celle de Varennes. Il s'agirait alors d'un cratère de plus d'un kilomètre de diamètre, ce qui peu paraître élevé. De plus, aucune observation de terrain ne permet d'étayer cette hypothèse.

IV - LES CINERITES DU LAC CHAMBON

1/ GISEMENT

Un deuxième ensemble cinéritique affleure à l'Est du gisement précédent, sur la rive Nord du Lac et à proximité du parking de la plage. Les meilleurs affleurements se situent derrière l'hôtel Beau Site. On peut observer une alternance de niveaux diatomifères très fins et de bancs plus grossiers de tufs ponceux. La puissance à l'affleurement est de 5 - 6 m environ et l'ensemble est sensiblement horizontal.

Les cinérites affleurent çà et là sur toute la rive Nord du Lac Chambon à la faveur de tranchées ou de fouilles effectuées lors de la construction de villas.

Un autre gisement classique des cinérites du Lac Chambon se situe au niveau des buttes "moutonnées" proches du parking de la plage. Or, nous avons vu que ce dernier gisement n'est pas en place (voir p. 105). Toutefois, l'examen de quelques panneaux cinéritiques relativement intacts permet de constater une identité pétrographique avec le gisement de l'hôtel Beau Site. La position originelle des cinérites du parking doit être recherchée au niveau du "Marais" où apparaissent par ailleurs quelques niveaux ponceux sous la Dent du Marais (P.C. 911).

Nous ferons remarquer tout d'abord que le gisement de l'hôtel Beau Site rattaché à l'ensemble de Varennes par A. Brun (1971) appartient en fait à la même unité que le gisement du Lac.

Le contact des cinérites avec l'encaissant n'a été observé nulle part. D'une part, du côté Est, la masse glissée gêne considérablement les observations. D'autre part, l'ensemble de la région est fortement colluvionnée et encombrée de dépôts glaciaires. On sait seulement que les cinérites sont recoupées par un filon de trachyandésite (doréite à augite et amphibole) bien visible dans les fondations d'une habitation située près du point coté 966, et apparemment recouvertes par une coulée de dolérite grise dont les prismes affleurent au bord du chemin menant de l'hôtel Beau Site au Marais.

2/ PETROGRAPHIE

Les cinérites du Lac Chambon présentent une grande variété de faciès. Derrière l'hôtel Beau Site, on peut observer une alternance de bancs centimétriques à décimétriques de bancs diatomifères, de niveaux cendreaux et de tufs ponceux.

Cependant, l'examen du contenu minéralogique des différents niveaux révèle une homogénéité assez remarquable. Sont présents systématiquement les minéraux suivants : feldspaths volcaniques (les plus abondants), biotite et magnétite. L'augite, le sphène et une amphibole brune apparaissent sporadiquement à différents niveaux.

L'examen microscopique de la matrice des bancs cendreaux permet de constater qu'elle est constituée par un agglomérat d'échardes vitreuses incolores et à relief fortement négatif, et de débris ponceux à vésicules subsphériques. Tous ces éléments sont très anguleux, ne montrant aucune trace de remaniement fluviatile, ce qui donne à penser qu'il s'agit de formations parvenues jusque là par voie éolienne. Il ne fait aucun doute que ces dépôts sont lacustres (présence de diatomites) mais il s'agit manifestement de retombées aériennes de cendres directement éruptives et non de formations issues du remaniement de tufs plus anciens.

D'autre part, l'assemblage minéralogique décrit ci-dessus permet de rattacher ces formations à un magma trachytique s.l.

Toutefois, l'origine de la dépression dans laquelle se sont déposées ces formations demeure encore énigmatique (cf. pages précédentes).

V - AGE DES CINÉRITES

Les données actuelles concernant l'âge des cinérites de la région du Lac Chambon (Varennes et Lac Chambon proprement dit) sont très contradictoires. Les cinérites de Varennes ont été rapportées au Mio-pliocène (R. de La Vaulx et P. Marty, 1920) et les cinérites du Lac Chambon proprement dit ont été rapportées au Villafranchien (P. Grangeon et A. Rudel, 1959 ; H. Elhai et A. Rudel, 1961).

A. Brun (1971), à la suite d'une étude palynologique des gisements de Varennes et du Lac Chambon a fortement rajeuni les cinérites et leur attribue un âge Tiglien (de l'ordre de 1,6 à 1,9 M.A.). Cet Auteur considère par ailleurs que les deux gisements sont d'un âge comparable d'après l'examen de leurs caractéristiques polliniques.

D'autre part, A. Brun a montré que les gisements du Lac Chambon s.s. et de la Gratade possédaient une composition pollinique comparable et leur a attribué le même âge. Or, ce dernier gisement de la Gratade est constitué de cinérites et d'argiles ligniteuses reposant sur le socle et recouvertes par la "nappe de ponces supérieure".

Or, l'âge de ces ponces est actuellement connu avec suffisamment de précision (H. Bellon et al., 1972) et est voisin de 3,3 M.A., ce qui paraît incompatible avec l'âge proposé par A. Brun.

Si réellement, les gisements de la Gratade et du Lac Chambon peuvent être correlés, ceci nous amène à proposer un âge pliocène supérieur pour les cinérites du Lac Chambon. Cette interprétation paraît en bon accord avec les données de terrain actuellement en notre possession. En effet, la brèche du Saut de la Pucelle contient des ponces et des cinérites qui n'ont pu être empruntées qu'à l'ensemble du Lac Chambon. Or, le diatrème du Saut de la Pucelle, est semble-t-il antérieur à la "nappe de ponces supérieures" (voir p.104) datées à 3,3 M.A.

VI - ORIGINE "ERUPTIVE" DES CINERITES DU LAC CHAMBON

Nous avons vu plus haut que ces formations cinéritiques étaient constituées pour une part non négligeable de produits de retombées aériennes directes de cendres. L'examen minéralogique de ces dépôts montre que le magma générateur est de type acide (sancyite). Il convient alors de se demander à quel épisode éruptif sancyitique il est possible de les rattacher. On peut tout d'abord écarter l'ensemble proche du Puy de Sancy, qui, selon R. Brousse (1965, 1972) est âgé de moins de 1 M.A.. Le seul ensemble de nature sancyitique susceptible d'être correlé avec ces dépôts est l'ensemble de brèches, tufs et coulées proches de la Croix Morand (Montagne de Pouly). En effet, l'étude des lahars (voir chap. III, VIII, A) permet de leur attribuer un âge anté-villafranchien (probablement pliocène supérieur), âge qui paraît compatible avec l'interprétation proposée.

Nous considérons donc que le volcanisme acide (essentiellement sancyitique) proche du col de la Croix Morand est à l'origine des dépôts cinéritiques de la région du Lac Chambon.

CONCLUSIONS GENERALES

L'activité volcanique de la région étudiée a débuté par un épisode basaltique représenté par des culots et coulées inversées constituant des collines isolées dominant la région avoisinante. Appartiennent à cet épisode le Puy d'Ollioix, le Puy d'Auzelle, le Puy de Mazeyres, le Puy de Conche, le Puy d'Eraigne, la coulée sommitale du Puy de Bessoles, le volcan de Roussat et le Puy des Plattes, pour ne citer que les plus importants. Il s'agit de basanites à néphéline ou analcime, basaltes riches en olivine et d'ankaramites. Les données cartographiques, pétrographiques et radiométriques s'accordent à rapporter cet épisode basaltique au Miocène supérieur et à le rattacher au cycle volcanique dit "de Limagne".

C'est au Pliocène que l'on peut rapporter un nouvel épisode basaltique qui appartient alors au cycle volcanique mont-dorien. Il est représenté par de grandes coulées constituant soit le soubassement, soit la totalité de plateaux allongés Est-Ouest, situés également en position d'inversion de relief, mais à une altitude moindre que les formations précédentes. Ce sont les plateaux de Beaune-le-Froid, des Arnats, de Treizanches, du Vernet-Ste-Marguerite, et la base du plateau de Sailles. Cette phase basaltique, que l'on sait antérieure à la "nappe de ponces" supérieure du Mont-Dore a été datée aux environs de 3,80 M.A. (coulées intermédiaires du Puy de Bessoles).

C'est également à cet épisode que l'on peut rapporter les deux édifices bréchiques du Saut de la Pucelle et de Farges. Nous rappellerons que ces deux ensembles possèdent des caractéristiques structurales et pétrographiques très proches de celles rapportées par B. Tricot (1975) pour les diatrèmes pépéritiques de la Comté d'Auvergne.

Nous signalerons la présence d'un niveau ponceux de composition trachytique intercalé au sein de ces formations basaltiques dans la région de Farges.

A la limite Pliocène-Villafranchien, se produit l'émission d'une véritable nappe de ponces rhyolitiques (nappe supérieure, R. Brousse, 1963, 1966) constituant par ailleurs un excellent niveau repère. L'étude pétrographique a permis de montrer que ces ponces étaient vraisemblablement l'expression d'un magma palinogénétique.

C'est ensuite au Villafranchien inférieur que se met en place une première génération de coulées boueuses (lahars de type Perrier). L'étude du contenu pétrographique de ces brèches permet de démontrer l'existence de trachyandésites (essentiellement sancyites) antérieures. L'âge de ces dernières n'est pas cependant

établi avec précision. Un programme de déterminations K - Ar (en cours) permet sans doute de lever l'indétermination.

D'autre part, l'étude de la trajectoire des coulées boueuses a permis d'en préciser le lieu d'origine (près du col de la Croix-Morand) et de mettre en évidence les modifications du réseau hydrographique de la région étudiée. Il convient de préciser que les lahars ont succédé de très près aux ponces rhyolitiques apparaissant très fréquemment directement superposés à celles-ci, ayant emprunté sensiblement les mêmes paléovallées.

A cet épisode ponceux et laharique, succède une nouvelle phase basaltique que l'on peut subdiviser en deux épisodes :

- dans la partie Nord de la région étudiée, une première phase immédiatement postérieure peut être individualisée, à laquelle s'associent des coulées d'ordan chites. Par analogie avec les observations effectuées sur le versant Nord du massif du Mont-Dore, on peut leur attribuer un âge compris entre 2 et 2,5 M.A.

- dans la partie méridionale de la région étudiée, cette phase basaltique révèle relativement récente (leucobasaltes de la carrière du Cheix : 0,9 et 0,6 M.A.). Ces coulées sont par ailleurs emboîtées dans des dépôts de coulées boueuses issues de la région du Puy de Sancy et dont l'âge peut être estimé à 1,5 M.A. environ.

Aux environs de 0,8 M.A., une coulée de ponces de composition trachytique se met en place, canalisée dans une paléovallée, atteignant Neschers. Les données de terrain montrent que cette coulée est issue de la région du Puy de Sancy - Sur Besse. L'étude pétrographique a permis de montrer que ces ponces appartenaient à la série "saturée" du Mont-Dore et qu'elles dériveraient des sancyites par cristallisation fractionnée avec séparation de clinopyroxène.

Les dernières manifestations volcaniques affectant la région appartiennent au cycle de la Chaîne des Puys. Il s'agit de basaltes émis par des cônes stromboliens et dont l'âge est voisin de 6 900 ans (R. Brousse et al, 1976).

L'étude des cinérites du Lac Chambon (s.l.) a permis de montrer leur antériorité à la brèche basaltique du Saut de la Pucelle, à laquelle nous avons attribué un âge pliocène supérieur. Ces résultats se trouvent en désaccord avec l'interprétation proposée par A. Brun qui rapporte ces mêmes cinérites au Tigli

L'examen pétrographique des cinérites révèle une paragenèse "sancyitique" et un mode de mise en place vraisemblablement directement aérien pour certains niveaux. L'origine de ces projections a été attribuée au volcanisme acide de la région de la Croix-Morand.

En ce qui concerne le volcanisme montdorien proprement dit, le fait essentiel à retenir est la migration apparente de l'activité éruptive depuis le Nord de la région étudiée vers le Sud.

D'autre part, la mise en évidence d'une coulée de ponces trachytiques relativement récente eu égard à l'ensemble du Massif nécessite de nouvelles recherches afin d'en préciser l'extension réelle et le volume total.

La présence de roches acides de cet âge permet par ailleurs d'envisager l'existence d'une éventuelle potentialité géothermique dans le Massif du Mont-Dore.

Un certain nombre de problèmes demeurent cependant non résolus ; en particulier la position structurale des cinérites du Lac Chambon ainsi que les relations stratigraphiques entre les ponces rhyolitiques et les formations trachy-andésitiques affleurant au N.W. de la région étudiée.

BIBLIOGRAPHIE

- ARAMADI S. et YAMASAKI M. (1963).- Pyroclastic flows in Japan.
Bull. volc., tome XXVI, p. 89-99
- AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P. (1968).- Précis de Géologie. Tome 1 : Pétrologie.
Dunod, Paris.
- BATARD F. (1974).- Les feldspaths dans les roches volcaniques différenciées du Massif Central Français.
Thèse 3ème Cycle, Clermont-Ferrand, 181p.
- BAUDRY D. et CAMUS G. (1970).- Les maars de la Chaîne des Puys.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7 ; XII, n° 2, p. 185-89.
- BELLON H., BROUSSE R., MERVOYER B. et BLAIS S. (1972).- Age absolu du Massif du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 274, p. 2740-43.
- BELLON H. et BROUSSE R. (1973).- Age des formations périphériques situées au Nord du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 277, p. 707-708.
- BESSON J.C., LY M.H., CANTAGREL J.M., GOËR de HERVE A.(de), VINCENT P.M. (1977).- Une coulée de ponces post-villafranchienne sur le versant oriental du Mont-Dore (Massif Central Français).
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 284, p. 1875-1878.
- BOBIER Cl. (1971).- Contribution du paléomagnétisme à l'étude géodynamique des volcans du Massif Central Français, d'Algérie Nord-Orientale et du Mexique.
Thèse Doc. ès Sciences, Paris VI, 480 p.
- BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGER M., TAZIEFF H. (1963).- Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska).
Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, n° 7, p. 1-114.
- BOUCARUT M. et CREVOLA G. (1972).- Dépôts de "déferlantes basales" (base surge) dans l'Estérel et le Devès (Var et Massif Central Français) et "gouttes de cendres pisolithiques".
Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème série, t. 14, p. 179-190.
- BOUILLE S. (1956).- Etude géologique de la région de Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme).
D.E.S. Clermont-Ferrand, 23 p.
- BOULAY (l'Abbé) (1892).- Flore pliocène du Mont-Dore (Puy-de-Dôme).
Paris (F. Savy), 116 p.
- BOUT P. (1933).- Observations géologiques sur le plateau de Perrier, la région de Malbattu et les terrasses d'Issoire.
Bull. Soc. Hist. Nat. d'Auvergne, p. 38.
- BOUT P. (1960).- Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier.
Thèse, Impr. Jeanne d'Arc, Le Puy en Velay.

- BOUT P. (1966).- Un épisode des éruptions sancyitiques du Mont-Dore enregistré à Coudes (Puy-de-Dôme).
Bull. Soc. Géol. Fr., 7 ; VIII, p. 263-273.
- BOUT P., FRECHEN J. et LIPPOLT H.J. (1966).- Datations stratigraphiques et radio-chronologiques de quelques coulées basaltiques de Limagne.
Rev. Auv., Clermont-Fd, t. 80, 4, p. 207-231.
- BOUT P. (1967).- Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay.
C. R. Excursion A.F.E.Q. du 19 au 22 mai 1966, Bull. A.F.E.Q., n° 10, p. 1-4.
- BOUT P. (1967).- Problèmes du volcanisme. IV : contribution à la chronologie des éruptions du Massif du Mont-Dore.
Revue d'Auv., t. 81, n°1, p. 53-64.
- BOUT P. (1969).- Datations absolues de quelques formations volcaniques d'Auvergne et du Velay et chronologie du quaternaire européen.
Revue d'Auvergne, t. 83, n° 4.
- BOUT P. (1973).- Observations récentes à Perrier.
Rev. d'Auvergne, Clermont-Ferrand, t. 87, n° 1, p. 72-77.
- BOYD F. R. (1959).- Hydrothermal investigations of amphiboles.
Researches en Géochimistry, N.Y.J., Wiley and Sons, p. 377-396.
- BROUSSE R. (1953).- Caractères pétrographiques et chimiques des trachyandésites du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 237, p. 1426.
- BROUSSE R. (1954).- Etude pétrographique des trachyandésites du Mont-Dore.
Mém. Soc. Géol. Fr., t. 33, n° 70, 36 p.
- BROUSSE R. (1960).- Géologie du massif du Mont-Dore.
Thèse Doct. ès Sciences, Paris.
- BROUSSE R. (1961,a).- Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France.
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 263, t. LVIII.
- BROUSSE R. (1961,b).- Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne).
Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr., vol. 84, p. 131-186 et p. 245-259.
- BROUSSE R. (1963).- Identification de deux "coulées de ponces" dans le massif volcanique des monts Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 257, p. 2869-2871, n° 19.
- BROUSSE R. (1964).- Des oolites volcaniques dans le massif du Mont-Dore.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. VI, 3, p. 402-411.
- BROUSSE R. (1965).- Age des formations volcaniques et en particulier âge des basaltes des plateaux et des dykes du Massif du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 260, p. 3997-4000.
- BROUSSE R. et LEFEVRE Ch. (1966).- Nappes de ponces du Cantal et du Mont-Dore. Leurs aspects volcanologiques, pétrographiques et minéralogiques.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. VIII, n° 2, p. 223-246.

- BROUSSE R. et VARET J. (1966).- Les trachytes du Mont-Dore et du Cantal septentrional et leurs enclaves.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, VIII, p. 246-262.
- BROUSSE R. (1971).- Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central.
In : Symposium J. Jung, Plein Air Service Ed., Clermont-Fd, p. 377-478.
- BROUSSE R. (1974).- Le massif du Mont-Dore.
Coll. "A la découverte", Ed. G. de Bussac, Clermont-Fd.
- BROUSSE R., MAURY R. et SANTOIRE J.P. (1976).- L'âge de la coulée du Tartaret.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 282, série D, p. 531-32.
- BRUN A. (1971).- Les applications de la palynologie à l'étude géodynamique du massif volcanique du Mont-Dore.
Thèse Doc. Etat, Paris, n° CNRS A.O. 5422, 244 p.
- CALKINS F.C. (1917).- A decimal grouping of the plagioclase.
Journ. Geol., vol. 25, p. 157.
- CAMUS G., de GOËR de HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.M. (1975).- Carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000 (accompagnée d'une notice explicative).
Coédition CNRS - BRGM - Parc des Volcans, Imp. I.G.N. Paris.
- CAMUS G. (1975).- La chaîne des Puys (Massif Central Français). Etude structurale et volcanologique.
Thèse Doct. ès Sciences, Clermont-Fd, 320 p.
- CHAILLOU D. (1967).- La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézaillier (Massif Central Français). Etude géologique et structurale.
Thèse 3ème cycle, Clermont-Fd.
- CHAYES F. (1964).- A petrographic distinction between cenozoic volcanics in and around open oceans.
J. Geophys. Res., vol. 69, p. 1573.
- CLOCCHIATTI R. (1974).- Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz, Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques.
Thèse Doc. ès Sciences, 2 vol., 177 p., 58 p.
- CLOCCHIATTI R. (1975).- Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques.
Mémoires de la Soc. Géol. de France, nouvelle série, t. LIV, n° 122, p. 1-96, Pl. I à XVI.
- CLOOS H. (1941).- Bau und Tätigkeit von Tuffschloten.
Geol. Rundschau, v. 32, p. 709-800.
- COOMBS D.S. et WILKINSON J.F.G. (1969).- Linéages and Fractionation Trends in Undersaturated Volcanic Rocks from the East Otago Volcanic Province (New Zealand) and Related Rocks.
Journ. Petrol., 10, p. 440-501.
- ELHAI H. et RUDEL A. (1961).- Flore pollinique des cinérites du Lac Chambon (Puy-de-Dôme).
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 253, p. 2093-2095.

- FENNER C.N. (1923).- The origine and mode of emplacement of the great tuff deposit of the Valley of Ten Thousand Smokes.
Nat. Geogr. Soc., Contrib. Tech. papers, n° 1.
- FIRTION F. (1945).- Sur un nouveau gisement à plantes dans des cinérites du Lac Chambon.
C. R. Som. Soc. Géol. Fr., n° 5, p. 57.
- FISHER R.V. and WATERS A.C. (1970).- Base surge bed forms in maar volcanoes.
Amer. J. Sci., 268, p. 157-180.
- FRITSCH K.Von et REISS W. (1868).- Geologische Beschreibung der Insel Tenerife.
Winterthur.
- GEZE B. (1957).- Réflexions sur les ignimbrites et les laves acides.
C. R. Som. Sci. Géol. Fr., 15, p. 348.
- GIRAUD J. (1902).- Etude géologique sur la Limagne.
Lib. Polytechnique Ch. Béranger, Paris.
- GLANGEAUD L. (1943).- Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 13, p. 419-440.
- GLANGEAUD L. et LETOLLE R. (1962).- Evolution géochimique et géodynamique des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Méthodes et conséquences générales.
Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., t. LXXXV, p. 296-308.
- GLANGEAUD L., BOBIER C., DUMESNIL P., LETOLLE R., LEPVRIER C., VIGNERON M. (1965).- Géochronologie et évolution paléomagnétique, géochimique, pétrologie et tectonophysique du massif volcanique du Mont-Dore.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. VII, p. 1010-1025.
- GLANGEAUD L., SAUVAGE J., MANHES F. (1965).- Stratigraphie et tectonique des formations prétigliennes du massif volcanique du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 260, p. 1689-92.
- GLANGEAUD L., DUMESNIL P. et VIGNERON M. (1965).- Paléomagnétisme et âge absolu des séries volcaniques villafranchiennes du Mont-Dore (France).
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 261, p. 5168-71.
- GLANGEAUD L., BRUN A. et BOBIER C. (1969).- Néotectonique du Mont-Dore (Massif Central Français).
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 269, Série D, n° 18, p. 1731-35.
- GLANGEAUD L. (1973).- Le volcanisme plioquaternaire dans le massif du Mont-Dore et la Chaîne des Puys.
C. R. excursion de l'A.F.E.Q. (du 31 mai au 2 juin 1973).
- GLANGEAUD Ph. (1909).- Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme.
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 123, 180 p.
- GLANGEAUD Ph. (1913).- Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme. II - La Chaîne des Puys et la petite Chaîne des Puys.
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 135, t. XXII, p. 241-496.

- GLANGEAUD Ph. (1916).- Le volcan pliocène du Saut de la Pucelle, ses coulées intrusives et ses glaciers.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 167, p. 257-259.
- GLANGEAUD Ph. (1917).- Le substratum volcanique du Mont-Dore, ses zones effondrées et ses vallées prévolcaniques.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 164, p. 110-113.
- GLANGEAUD Ph. (1917).- Les éléments du relief du massif volcanique du Mont-Dore. Importance des dômes, des coulées et des coulées cratériques.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 164, p. 824.
- GLANGEAUD Ph. (1918).- Le volcan du Sancy, ses volcans secondaires et ses laves.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 167, p. 1076.
- GLANGEAUD Ph. (1919,a).- Le groupe volcanique de l'Aiguiller, ses volcans secondaires et périphériques.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 168, p. 733.
- GLANGEAUD Ph. (1919,b).- Le groupe volcanique adventif ou de superposition du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 168, p. 1157.
- GLANGEAUD Ph. (1919,c).- Le groupe volcanique de la Banne d'Ordanche, puy Loup, puy Gros du Massif du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 168, p. 618.
- GLANGEAUD Ph. (1924).- Le bassin hydrominéral de Saint-Nectaire.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 178, p. 538.
- GOËR de HERVE A. (de) (1974).- Bordure orientale du Mont-Dore jusqu'en Limagne.
Bull. A.F.E.Q., n° 38, p. 45-53.
- GOËR de HERVE A. (de), MILESI J.P. (1976).- Etude préliminaire de la falaise d'Auzolles, modèle dynamique d'une origine directement éruptive des "conglomérats andésitiques" du Cantal (Massif Central Français).
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 282, p. 977-980.
- GRANGEON P. et RUDEL A. (1959).- Découverte d'un nouveau gisement de plantes d'âge villafranchien dans la cinérite du Lac Chambon (Puy-de-Dôme).
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 249, n° 23, p. 2594-2595.
- HARMAND C. (1976).- Contribution à l'étude des propriétés expansives des verres volcaniques acides.
Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 85 p.
- JUNG J. (1946).- Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins.
Mém. Expl. Carte Géol. Fr., 11, 372 p., Imp. Nation. Paris.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1958).- Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques.
Bull. Soc. Fr. Min. Cristall., vol. 81, p. 133.
- JUNG J. (1958).- Précis de Pétrographie.
Masson et Cie, Paris.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1959).- Classification modale des roches éruptives.
Masson et Cie, Paris, 122 p.

- KAADEN G. Van der (1951).- Optical studies on natural plagioclase feldspars with high and low-temperature-optics.
Diss. Univ., Utrecht.
- KIEFFER G. (1962).- Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central et sur leurs bordures, par les enseignements des coulées de laves.
Thèse Doct. 3ème cycle Géographie, Clermont-Ferrand, 1 vol., 300 p.
- KIEFFET G. (1967).- Nouvelles observations sur la région de Perrier et le Nord-Est du Cézallier.
Revue d'Auvergne, t. 81, n° 2, p. 137-151.
- KIEFFER G. et PELLETIER H. (1969).- Etude morphologique comparée des augites denticulées des monts Dore (Massif Central Français) et de l'Etna (Sicile).
Rev. Sci. Nat. d'Auv., vol. 35, p. 33-37.
- KIEFFER G. (1970).- Le volcan pépéritique d'Hubel (Lembron, Puy-de-Dôme).
Rev. Sci. Nat. d'Auvergne, vol. 36, p. 3-23.
- KIEFFER G. (1973).- Une éruption à caractères katmaïens, à l'origine de coulées ponceuses et de coulées de ponces, responsable de la formation de la caldeira du Cratère Elliptique de l'Etna (Sicile).
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 277, p. 2321-2324.
- KIEFFER G. (1977).- Identification d'une nouvelle coulée ponceuse et considérations sur la genèse des coulées pyroclastiques dans l'Etna.
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 284, p. 523-526.
- LACROIX A. (1892).- Les enclaves des roches volcaniques.
Extrait des Annales de l'Académie de Mâcon, Tome X, Protat frères, imp.
- LACROIX A. (1908).- Les ponces du massif volcanique du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 147, p. 778-782.
- LACROIX A. (1903).- Contribution à l'étude des brèches et conglomérats volcaniques.
Bull. Soc. Géol. Fr., 4, III, p. 635.
- LACROIX A. (1917,b).- Les laves à haüyne d'Auvergne et leurs enclaves homogènes : importance théorique de ces dernières.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 164, p. 581.
- LACROIX A. (1923).- Minéralogie de Madagascar.
Paris, Challamel Ed.
- LACROIX A. (1933).- Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine.
Bull. Serv. Géol. Indochine, t. 20, fasc. 3.
- LAMEYRE J. (1969).- Du nouveau sur les granites.
Gauthier-Villars, mise à jour 1969, 4, -. 173-196.
- LASAULX A. von (1875).- Etude pétrographique sur les roches volcaniques de l'Auvergne.
Trad. F. Gonnard, Thibaud, Clermont-Ferrand.
- LAUBY A. (1910).- Recherches paléophytologiques dans le Massif Central.
Bull. Soc. Géol. Fr., n° 125, t. XX, 395 p.

- de LA VAULX R. et MARTY P. (1920).- Nouvelles recherches sur la flore fossile des environs de Varennes (Puy-de-Dôme).
Rev. Gén. Bota., t. 32, p. 282-300, p. 327-336, p. 351-368.
- LEAKE B.E. (1968).- A catalogue of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals.
Spec. Paper, Geol. Soc. Amer., 98, 210 p.
- LECOQ H. (1867).- Les époques géologiques de l'Auvergne.
Imp. Baillière, Paris.
- LEMAITRE R.W. (1969).- Kaersutite. Bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic.
Miner. Mag. G.B., 37, n° 286, p. 185-197.
- LETOLLE R. et KULBICKI G. (1969-1970).- Géochimie des laves du massif volcanique plioquaternaire du Massif du Mont-Dore.
Bull. Centre Rech. Pau, t. 3, fasc. 2, p. 401-407; t. 4, fasc. 1, p. 191-233.
- LOCARDI E. et MITTEMPERGER M. (1967).- On the genesis of ignimbrites : how ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt.
Bull. Volcanol., ser. 2, vol. 31, p. 131-152.
- LORENZ V., Mac BIRNEY A.R. et WILLIAMS H. (1970).- An investigation of volcanic depressions. III - Maars, Tuff-rings, Tuff-cones, and Diatremes.
Pub. N.A.S.A., Manned Spacecraft Center - Houston - Texas.
- LORENZ V. (1974).- On the formation of maars.
Bull. Volcan., 37, 2, p. 183-204.
- MACDONALD D.A. and KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas.
Journal of petrology, vol. 5, part. 1, p. 82-133.
- MACDONALD G.A. (1972).- Volcanoes.
Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice Hall.
- MARSHALL P. (1935).- Acid rocks of the Taupo Rotorua volcanic district.
Royal Soc. New Zealand Trans., vol. 64.
- MARTY P. et GLANGEAUD L. (1936).- La formation d'âge miocène supérieur de La Bourboule.
Mém. Soc. Géol. Fr., t. XII, fasc. 1, n° 28, p. 1-50.
- MAURY R. (1971).- Application de la spectrométrie infrarouge à l'étude des bois fossilisés dans les formations volcaniques.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XIII, p. 532-538.
- MAURY R. (1973).- La matière organique des bois fossiles, indicatrice des conditions thermiques de mise en place des brèches volcaniques.
C. R. Acad. Sci. Paris, 276, D, p. 917-920.
- MAURY R. (1976).- Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central Français) et océaniques (Pacifique Central) : l'origine des laves acides.
Thèse Doct. Etat, Paris-Sud, 455 p.
- MERVOYER B. (1972).- Contribution à la carte géologique du Mont-Dore : la vallée de Chaudefour.
Thèse 3ème cycle, Orsay, 186 p.

- MICHEL-LEVY A. et MUNIER-CHALMAS (1889-1890).- Compte rendu de l'excursion du 19 septembre à Pardines, Perrier et Issoire.
in "Réunion extr. de la S.G.F. à Clermont-Ferrand et au Mont-Dore".
Bull. Soc. Géol. Fr., 3ème série, t. XVIII, p.929.
- MICHEL-LEVY A. (1890).- Le Mont-Dore (Puy-de-Dôme) et ses alentours.
Bull. Soc. Géol. Fr., 3ème série, t. XVIII, p. 743.
- MICHEL-LEVY A. (1899).- Séparation en deux groupes naturels des épanchements volcaniques du Mont-Dore. Caractères distinctifs de leurs magmas et de celui qui a alimenté les éruptions de la Chaîne des Puys.
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 128, p. 1078-82.
- MICHEL-LEVY A. et LACROIX A. (1909).- Sur l'existence de trachytes quartzifères (bostonites) dans le massif du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 148, p. 1718-24.
- MILESI J.P. (1976).- Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal Oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon.
Thèse 3ème cycle, Grenoble, 197 p.
- MOORE J.G. (1967).- Base surge in recent volcanic eruptions.
Bull. Volc., t. 30, p. 337-363.
- MOORE J.G. and PECK D.L. (1962).- Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western Continental United States.
Jour. Geol., vol. 70, n° 2, p. 182-193.
- NESBITT R.W. and HAMILTON D.L. (1970).- Crystallisation of an alkali-olivine basalt under controlled PO_2 - H_2O conditions.
Phys. Earth Planet. Interior, 3, p. 309-315.
- PARSONS W.H. (1969).- Criteria for the recognition of volcanic breccias : Review en "Igneous and metamorphic Geology".
Geol. Soc. America, t. 115, p. 263-304.
- PELLETIER H. (1971).- Sur les minéraux lourds transparents des alluvions anciennes et récentes de la Limagne d'Auvergne.
Thèse Doct. Univ., Clermont-Ferrand, 76 p.
- PELLETIER H. et RUDEL A. (1968).- Les minéraux lourds des ponces et sables ponceux du Mont-Dore (Massif Central Français).
Rev. Stromboli, n° 11, p. 3-15, Naples.
- PEYRONNET R. (de) (1964).- Etude de la brosure cristalline de la Limagne entre les vallées de la Tiretaine et de la Couze Chambon.
Rev. Sci. Nat. Auv., vol. 30, fasc. 1,2,3,4.
- POLDERVAART A. et HESS W.H. (1951).- Pyroxenes in the cristallisation of basaltic magmas.
Jour. Geol., vol. 59, p. 472.
- POULETT-SCROPE G. (1866).- Géologie des volcans éteints du centre de la France.
Trad. par E. Vimont, Imp. Thibaut, Clermont-Ferrand.
- POULETT-SCROPE G. (1827).- Memoir on the geology of Central France ; including the volcanic formation of Auvergne, the Velay and the Vivarais.
London Longman, XVI, 182 p.

- PRICE R.C. et CHAPPELL B.W. (1975).- Fractional crystallization and the petrology of Dunedin Volcanoe.
Contrib. Mineral. Petrol., 53, p. 157-182.
- REYNOLDS D.L. (1954).- Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites.
Amer. Journ. Sci., vol. 252, p. 577-614.
- RUDEL A. (1962).- Les volcans d'Auvergne.
Ed. Volcans, Clermont-Ferrand.
- SANTOIRE J.P. (1976).- Contribution à l'étude géologique du massif du Mont-Dore : la région des Couzes.
Thèse 3ème cycle, Orsay, 142 p.
- SANTOIRE J.P., BROUSSE R. et BELLON H. (1977).- Le puy de Bessoles, enregistreur des épisodes volcaniques du Massif du Mont-Dore.
C. R. Acad. Sci. Paris, t; 285, Série D, p. 19-22.
- SMITH R.L. (1960).- Ash flows.
Bull. Geol. Soc. America, 71, p. 795-842.
- THORNTON C.P. and TUTTLE O.F. (1960).- Chemistry of igneous rocks. I : Differentiation index.
Amer. Journ. Sci., 258, p. 664-884.
- TILLEY C.E. and MUIR I.D. (1964).- Intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association.
Geol. Foren. Stockholm, Forth 85, p. 434-444.
- TOURNON J. et VELDE D. (1971).- On the presence of leucite in basaltic rocks from Central France.
Contrib. to Mineral. and Petrol., vol. 30, n° 4, p. 291-296.
- TRICOT B. (1975).- Le volcanisme de la Comté d'Auvergne.
Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 117 p.
- TUTTLE O.F. and BOWEN Y.L. (1958).- Origin of granit in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{K Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{Si O}_2 - \text{H}_2 \text{O}$.
Geol. Soc. Amer., 74.
- VARNE R. (1970).- Hornblende lherzolithe and the upper mantle.
Contr. Miner. Petrol., 27, p. 45-51.
- VINCENT P.M. (1960).- Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central.
Thèse Doct. Etat, Paris et Mém. B.R.G.M. n° 23, 307 p.
- VINCENT P.M. (1974).- Présence de tufs stratifiés aux environs de Clermont-Ferrand.
In : 2ème Réun. ann. sci. terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 1974 : Paris, Soc. Géol. Fr., p. 287.
- VINCENT P.M. (1974,b).- Volcanologie et volcans.
Encyclopédie des Sciences et Techniques, p. 997-1005.
- VLODAVETZ V.I. (1966).- On the terme "ignimbrite" and ignimbritic deposit.
Bull. Volc., t. 29, p. 141-146.

WAGER L.R. et DEER W.A. (1939).- Geological Investigations in East Greenland :
Pt. III - The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq,
East Greenland.
Medd. Grönland, 105, n° 4.

WILLIAMS H. (1954).- Preliminary notes on geological work done on Mt Katmai and in
the Valley of Ten Thousand Smokes.
U.S. Nat. Park Service, Interim Report.

YODER H.S. and TILLEY G.E. (1962).- Origin of basalt magmas : An experimental
study of natural and synthetic rock systems.
Journ. Petrol., vol. 3, p. 342-532.

ANNEXES

- LOCALISATION DES LAMES MINCES CITEES DANS LE TEXTE -

L.M.	Nature de l'échantillon	Coord. X	Lambert Y
40 448 :	Anatexite à cordiërite (D.5 près Chomeilles).....	647,15	60,44
41 715 :	Leptynite (au Nord de Varennes).....	644,74	64,60
41 737 :	Quartzite (Vallée de la Monne).....	653,06	69,90
39 385 :	Granite du Chambon (N.496 près Chambon/Lac).....	643,25	63,86
40 482 :	Granite de St-Nectaire (D.150, 1,5km Est Sapchat)....	650,59	64,58
42 531 :	Bloc rhyolitique dans nappe de ponces près Mareuge...	646,15	69,44
A 94 969 :	" " " " " " " " ...	"	"
45 527 :	Ponce trachytique - Carrière du Cheix.....	651,60	61,00
A 94 971 :	" " " " " " " "	"	"
41 691 :	Filon de tuffisite - Carrière de Farges.....	652,64	65,95
41 690 :	Faciès ponceux induré - " " " "	"	"
43 567 :	Ponces trachytiques sous-basaltiques de Farges.....	653,30	65,90
40 825 :	Brèche basaltique du Saut de la Pucelle.....	645,60	64,48
40 769 :	Tuf basaltique du Puy de Bessoles (cote 1000).....	648,13	62,83
43 571 :	Tuf basaltique de Farges (Colline 888).....	653,15	66,06
41 275 :	" " " " " " " "	653,03	66,12
40 477 :	Basalte du Tartaret (Cascade près de Sapchat).....	649,68	63,64
41 400 :	Basalte demi-deuil (Saignes).....	646,50	68,23
39 375 :	Doréite (Les Angles).....	642,30	63,10
41 393 :	Sancyite (Bois des Bruyères).....	643,31	65,95
40 076 :	Rhyolite holocristalline de Montmie.....	642,41	61,06
40 082 :	Rhyolite holocristalline de Voissière.....	643,66	61,22
40 770 :	Cinérinite de Varennes.....	644,85	64,45
40 831 :	"Trachyte" de Varennes (sous le château).....	645,05	64,32
40 829 :	"Trachyte" de Varennes (au Nord du précédent).....	644,95	64,60

A 94 969 - A 94 971 : Lames "microsonde" confectionnées au B.R.G.M. Orléans.

ANALYSES CHIMIQUES DES FORMATIONS DU SUBSTRATUM ANTEVOLCANIQUE

	1	2	3	4	5	6
Si O ₂	73,08	58,60	64,31	66,70	74,40	67,70
Al ₂ O ₃	12,60	19,90	15,95	18,85	14,30	14,80
Fe ₂ O ₃	1,01	1,45	1,76	0,45	2,70	3,80
Fe O	0,13	5,35	3,37	3,25	n.d.	n.d.
Mg O	0,45	0,05	0,02	0,05	0,90	1,55
Mn O	0,02	3,50	2,29	1,65	tr.	tr.
Ca O	0,64	2,50	2,49	2,20	0,70	1,00
Na ₂ O	5,43	2,35	2,94	3,25	1,15	1,50
K ₂ O	5,16	4,20	4,31	3,40	3,55	4,10
Ti O ₂	0,12	1,10	0,38	0,50	0,25	0,30
P ₂ O ₅	0,10	-	0,03	-	0,20	0,15
H ₂ O ⁺	0,76	1,40	2,13	1,25	2,75	4,30
H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,13	0,10	0,00	1,15
Total	99,70	100,40	100,11	100,85	100,90	100,35

- 1 - Leptynite. Route de Jassat à Montaleix (x = 646,225 ; y = 62,450).
An. R. Duret (1972), in B. Mervoyer(1972).
- 2 - Granite du Chambon. In S. Bouillé (1956).
- 3 - Granite du Chambon. An. R. Duret (1972) (x = 643,550 ; y = 63,800).
In B. Mervoyer (1972).
- 4 - Granite de Saint-Nectaire. An. Y. Chaleil (1956).
- 5 - Sables argileux rouges oligocènes. Base W du Puy de Bessoles (bord de la D.5).
An. P. Lapadu-Hargues (inédite) n° 7039.
- 6 - Sables argileux oligocènes. Bord de la D.5. 600 m au Nord de Murol.
An. P. Lapadu-Hargues (inédite) n° 7038.

ITINERAIRE GEOLOGIQUE

(1 journée - départ Clermont-Ferrand)

Au départ de Clermont-Ferrand, emprunter la Nationale 9 en direction d'Issoire jusqu'à Veyre (15 km). 2 km après ce village, prendre à droite la N.678 en direction de Champeix. On arrive ainsi à Plauzat (4 km du carrefour N.9 - N.678) où l'on prendra la D.3 en direction de Neschers.

1.- Coulée de ponces trachytiques :

(Ancienne) carrière de Neschers, située au bord de la D.3, 1 km avant d'arriver au village, juste au sommet du versant gauche de la vallée de la Couze Chambon. On peut y relever la coupe suivante :

- le niveau basal, de 6 à 7 m d'épaisseur, est un tuf chaotique blanchâtre, d'aspect homogène, à matrice cendreuse dominante. Il est caractérisé par une très grande richesse en ponces subsphériques, largement vacuolaires et de taille très variable, pouvant atteindre 10 à 20 cm au toit de la formation. A la partie orientale de la carrière, on peut observer une deuxième unité tufacée, de puissance métrique, au-dessus de l'horizon à grosses ponces et séparée de celui-ci par un mince cordon plus ou moins continu de sables et graviers fluviatiles.

- le niveau supérieur, de 4 à 6 m de puissance montre des caractères franchement alluvionnaires. Il est constitué de lits, parfois entrecroisés, de sables et graviers grossiers, plus ou moins anguleux et de nature variée. Cette formation est comparable en tout point à ce que l'on peut observer dans les anciennes sablières de Champeix (près de la Chapelle d'Anciat).

Quand au tuf basal, les caractères observés montrent qu'il est d'origine directement éruptive : il s'agit d'une coulée pyroclastique de cendres et ponces (pumice ash-flow).

Nous rappellerons que cette coulée pyroclastique prend son origine dans la région du Puy de Sancy, que son âge est voisin de 800 000 ans et que les ponces possèdent une composition de trachyte quartzifère.

Remarque : l'accès de ce gisement par autocar ne peut se faire qu'en passant par Plauzat. En effet, les rues du village de Neschers sont trop étroites pour permettre le passage d'un tel véhicule. Le retour sur la N.678 devra donc se faire obligatoirement (avec un autocar) en faisant demi-tour pour regagner Plauzat. Si l'on est en voiture particulière : pas de problème.

2.- Saint-Julien - Contact ponces trachytiques - lahar :

Depuis la carrière de Neschers, rejoindre Champeix :

- en autocar, revenir à Plauzat, tourner à gauche, emprunter la N.678.

- en voiture particulière, traverser Neschers puis emprunter la D.229.

Lorsqu'on a traversé Champeix, laisser sur sa droite une petite route conduisant à Saint-Julien. Environ 500 m avant l'entrée de Montaigut-le-Blanc, tourner à droite pour emprunter une route se dirigeant également vers Saint-Julien. Arrivé sur le plateau, laisser les véhicules puis se diriger vers l'extrémité W de la croupe allongée E-W bien visible au Sud de la route. Là, les affleurements les plus visibles permettent d'observer une brèche chaotique très grossière, à ciment cendreuse très induré et riche en blocs de toute nature et de toutes dimensions ; il s'agit d'un dépôt de coulée boueuse (lahar, mud-flow).

Suivre les affleurements en allant vers l'Est, tout en restant sur le revers Nord de la croupe. On pourra alors rencontrer une masse tuffacée riche en ponces (cf. Neschers) mise en contact de la formation précédente selon un plan très incliné vers le Nord. Le contact, très net, montre incontestablement que la coulée pyroclastique a envahi un paléothalweg creusé dans le lahar.

Nota : ce contact est relativement difficile à trouver, toutefois, un peu de patience devrait assurer le succès des recherches. Il a été également mis en évidence dans quelques unes des nombreuses caves creusées dans la formation ponceuse, et que l'on peut voir sur le flanc Nord de la croupe citée ci-dessus. Cependant, la localisation précise des caves "témoins" est trop complexe pour être détaillée dans le cadre de ce guide. Je signalerai toutefois que ce sont les caves les plus proches du sommet qui offrent les meilleures possibilités d'observation du contact ponces-lahar.

3.- Lahar de Fontenilles :

Depuis Saint-Julien, rejoindre la N.496, puis se diriger vers Besse ; au pont de Rivalet, tourner à gauche pour emprunter la N.678, la suivre sur 2 km environ jusqu'au croisement avec la petite route menant au village de Fontenilles (si on est en autocar, le laisser au carrefour). Se diriger ensuite vers Fontenilles. Dès le premier virage en épingle à cheveux, on pourra observer les dépôts de coulées boueuses. Ceux-ci sont caractérisés par :

- masse bréchique non classée ;
- ciment cendreuse plus ou moins induré ;
- présence de blocs de toute nature et de toutes dimensions.

Le lahar de Fontenilles apparaît sur toute la hauteur du versant (environ 80 m) et jusqu'au niveau de Saint-Diéry (2,5 km en amont). Il présente un aspect très caractéristique, avec une surface parsemée de gros blocs déchaussés par l'érosion.

4.- Ponces de type Sailles :

Depuis le point d'observation précédent (n°3), faire demi-tour, rejoindre

la N.496 au Pont de Rivalet, tourner à gauche en direction de Saint-Nectaire. Entre ce pont et Verrières, on pourra observer sur la droite, de nombreux placages de basalte quaternaire issu du Tartaret.

Rejoindre Saint-Nectaire-le-Haut, quitter la N.496 pour emprunter la D.150 en direction de Farges - les Arnats. Parcourir 2,5 km, franchir le col situé au Nord du Puy de Mazeyres, parcourir encore 300 m puis s'arrêter dans l'une des carrières situées à gauche de la route.

On se trouve alors en présence d'une masse tuffacée chaotique, puissante d'une dizaine de mètres, très homogène et riche en ponces fibreuses. Il s'agit d'une coulée pyroclastique de cendres et ponces. Les caractères pétrographiques permettent de la rattacher à la "nappe de ponces" supérieure du Mont-Dore. Son âge est voisin de 3,3 M.A. et les ponces possèdent une composition de rhyolite alcaline.

5.- Tuf ponceux induré de Farges (15 mm A.R.) :

Depuis le point d'observation (4), aller à pied jusqu'au village de Farges. Juste à l'entrée de celui-ci, emprunter un petit chemin sur la gauche. Immédiatement après le premier virage en épingle à cheveux, on pourra observer le contact ponces fibreuses - lahar (de type Perrier), ce dernier ravinant nettement la coulée pyroclastique.

Continuer jusqu'à la carrière située à l'extrémité du plateau. Le front de taille est installé dans une masse tuffacée, puissante de 10 m environ. De teinte jaunâtre, très indurée, elle est très riche en débris ponceux. Ceux-ci, très sensibles à l'altération, ont tendance à disparaître très rapidement, conférant un aspect vacuolaire à la roche. L'étude pétrographique a permis de montrer que l'induration de la formation n'était pas due à un phénomène de soudure, mais à une zéolitisaiton intense (philipsite) de la coulée de type Sailles. Suivant les fluctuations de l'exploitation très sporadique de cette carrière, il sera possible ou non d'observer le passage du faciès meuble (de type Sailles) au faciès induré.

6.- Tufs basaltiques lités de Farges (30 mm A.R.)

Reprendre son véhicule depuis (4), puis se rendre au village de Farges où l'on pourra se garer (même en autocar) juste avant la sortie du village, sur la droite. Bien vouloir se reporter à la carte fig. 26, p. 108 où sont reportés les chemins afin de se repérer. Les meilleures observations pourront être faites au niveau de la bordure orientale de la structure et à la terminaison S.E. de l'anneau de tufs. On notera la présence de figures d'impact (bomb-sag), bombes craquelées et une curiosité géologique : des aétites.

7.- Carrière de Sailles :

Depuis (6), faire demi-tour, se diriger vers Sailles, dépasser ce village la carrière est située à 1 km environ à l'W. de ce dernier.

On peut y observer la coulée de ponces rhyolitiques surmontée par des dépôts de coulées boueuses.

8.- Basalte demi-deuil de Saignes :

Depuis (7), se diriger vers le Vernet-St-Marguerite pour atteindre ensuite Saignes, y garer son véhicule. Se diriger ensuite vers le Nord où l'on pourra prélever du basalte demi-deuil parmi les blocs dispersés dans les champs ou rassemblés dans les murettes.

9.- Dépôts de soupoudrage du Tartaret :

Depuis Saignes, se diriger vers Murol (D.5). 500 m après le virage en épingle à cheveux face au château de Murol, on peut observer la coupe suivante :

- à la base, affleurent des sables argileux oligocènes ;
- vient une formation chaotique (0,50 m) riche en blocs plus ou moins émoussés et de toute nature, à matrice terreuse : il s'agit de dépôts glaciaires ;
- sur ces derniers, reposent des tufs lités, riches en débris de socle. Ce sont des produits attestant un dynamisme de type "maar" mis en place lors de la phase de débouchage du Tartaret ;
- la coupe est complétée par un ensemble de lapilli basaltiques au litage fruste correspondant aux dépôts de soupoudrage.

10.- Brèche du Saut de la Pucelle (1 h) :

Depuis (9) se diriger vers Chambon-sur-Lac, s'arrêter au village de Varennes. Laisser son véhicule à ce village puis emprunter le sentier menant à la Dent du Marais (en principe fléché). En passant près du château de Varennes, on pourra observer sous ce dernier le dôme trachyandésitique. Ensuite, c'est près de la cote 1000 que l'on apercevra les premiers bancs de brèche basaltique. Continuer jusqu'au Rocher de l'Horloge d'où l'on découvre la dépression sommitale du diatreme. Poursuivre jusqu'à la Dent du Marais (toujours fléché) où l'on fera preuve de prudence (falaise de 90 m). Observer le Tartaret et le glissement de terrain venant renforcer le barrage volcanique.

11.- Rhyolite de Voissières :

Depuis Varennes, emprunter la N.496 en direction de Chambon-sur-Lac, où l'on tournera à gauche (D.36 Et) en direction de la Vallée de Chaudefour. A Voissières, tourner à gauche (chemin en assez mauvais état). Arrivé sur le cône de

déjection encombrant le versant droit de la vallée, on pourra prélever aisément des échantillons de rhyolite holocristalline, évitant ainsi d'escalader les ravins entaillant la roche en place, ravins très accidentés et rendus dangereux par des chutes fréquentes de blocs.

12.- Rhyolite de Montmie :

Depuis Voissières, continuer en direction de la vallée de Chaudefour. Immédiatement après Montmie, tourner à gauche (D.36). 400 m après le carrefour, on s'arrêtera à la petite carrière entaillée dans la rhyolite.

13.- Ankaramite à nodules de péridotite de Bessoles :

Se diriger vers Courbanges, puis en direction de Murol, (D.36, D.36 Et, puis D.5). Dans le virage en épingle à cheveux situé 600 environ après le virage de Bessoles, s'arrêter à la carrière où l'on pourra prélever des nodules de péridotites, très nombreux et de toutes dimensions. La roche se présente sous forme de filons inclinés (et non de coulée) recouverts par ailleurs par une coulée d'ankaramite (sans nodules) très altérée.

Le retour à Clermont-Ferrand pourra s'effectuer par le col de la Ventouse ou par Champeix (45 km).

