HAL
open science

Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon : Massif Central français

Jean-Pierre Milesi

To cite this version:

Jean-Pierre Milesi. Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon : Massif Central français. Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT : . tel-00756701

HAL Id: tel-00756701

https://theses.hal.science/tel-00756701v1

Submitted on 23 Nov 2012

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

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

DOUBLE
205.142
1976
131

205142
1976
131

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET
MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le Grade de

DOCTEUR DE SPECIALITE
Troisième cycle de Géologie Appliquée

par

Jean–Pierre MILESI

Sujet :

DYNAMIQUE DES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES DU CANTAL ORIENTAL SUR L'EXEMPLE DE CEUX DE LA VALLEE DE L'ALAGNON

MASSIF CENTRAL FRANCAIS

Soutenue le 12 Juillet 1976 devant la Commission d'Examen

R. MICHEL	Professeur USMG	*Président*
P. VIALON	Professeur USMG	*Examinateur*
A. de GOER de HERVE		*Examinateur*
N. VATIN–PERIGNON		*Examinateur*
PM. VINCENT		*Examinateur*

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
INTERUNIVERSITAIRE

SOMMAIRE

Pages

PRESENTATION 1

- Cadre géographique 1
Le strato-volcan cantalien (1). Délimitation du secteur étudié (1).
- Cadre géologique 1
Zone périphérique (1). Zone centrale (5).
- Orientation des travaux 5
- Nomenclature 7
Toponymie (7). Nomenclature des formations clastiques : notion d'écoulement pyroclastique et subdivisions granulométriques (7). Nomenclature des laves : basaltes et laves intermédiaires (10).

Chapitre I - LES COULEES PYROCLASTIQUES 13

- Introduction 14
A - Le type rubané 15
A1.- Localisation, morphologie générale (15).
A2.- Affleurements : (15)
2.1. Faciès peu évolués : vitrophyres (15). Autres vestiges du liquide initial - interprétation(18).
2.2. Variations des faciès rubanés (19).
2.3. Reconstitution de plusieurs types de venues (21).
2.4. Quelques remarques sur : les cristallisations tardives (22), les cristaux libres dans la matrice des tufs (22) et les enclaves allogènes (25).
A3.- Conclusions (25).

B - Les coulées de cendres : Type à flammes lenticulaires..... 26
B1.- Localisation, morphologie (26).
B2.- Présentation de l'affleurement (26).
B3.- Les matériaux :
3.1. La matrice des tufs (26).
3.2. Les cristallisations tardives de la matrice (27).
3.3. Les fragments de cristaux (27).
3.4. Les enclaves allogènes (28).
3.5. Les deux types de flammes (29).
B4.- Difficulté d'une étude granulométrique (32)
B5.- Un exemple des dépôts précédant la mise en place des tufs à flammes (33).
B6.- Conclusions (33).

C - Autre exemple de coulée de cendres - origine des flammes 34

C1.- Localisation, morphologie (34).
C2.- Présentation de l'affleurement (34).
C3.- Les matériaux et origine des flammes (34).
C4.- Granulométrie (36).
C6.- Les dépôts précédant l'émission de la coulée de cendres (36).
C7.- Conclusion (37).

D - Type coulée de ponces (= pumice-flow) 38

D1.- Localisation (38).
D2.- Description de l'affleurement (38).
D3.- Les matériaux (38).
D4.- Granulométrie (39).
D5.- Conclusion (39).

E - Mise en place et préparation des coulées pyroclastiques 41

Présentation (41).
E1.- Mode de mise en place (44).
1.1. Mode de mise en place des dépôts rubanés (44).
a). Passage d'une lave à un écoulement visqueux de densité (44)
b). Remarques sur les conditions de conservation de l'écoulement (46).
c). Bilan du modèle (51).
1.2. Mise en place des coulées de cendres(51)
a). Ecoulement laminaire (52).
b). Remarques sur la conservation et la mobilité des écoulements (53).
1.3. Mise en place d'une coulée de ponces(54)
E2.- Préparation de l'écoulement (55).
2.1. Cas d'une coulée de ponces (56).
2.2. Cas des coulées pyroclastiques rubanées(56)
2.3. Cas des coulées de cendres (57).
E3.- Conclusion (59)

F - Les tufs lités du lit de l'Alagnon 60

1.- Localisation (60).
2.- Affleurement et matériaux (60).
3.- Interprétation dynamique (64).

Chapitre II - UNE SOLUTION ORIGINALE A LA MISE EN PLACE DES CONGLOMERATS ET DES BRECHES DU CANTAL : PASSAGE D'UNE COULEE DE LAVE EMULSIONNEE A UN ECOULEMENT PYROCLASTIQUE 67

Introduction 69

A - Auzolles : Centre d'émission d'agglomérats stratifiés 69

Introduction (69). Définition d'un agglomérat (70). Présentation générale (70).

A1.- Description d'ensemble (71)
1.1. La masse centrale du corps axial (71).
1.2. Les empilements laviques latéraux(71).
1.3. La falaise d'agglomérats stratifiée (72).
1.4. Interprétation (72)

A2.- Evolution latérale (72)
2.1. Quelques particularités pétrographiques des laves(72): les trachyandésites, les basaltes.
2.2. Structure d'une coulée de lave émulsionnée(75).
2.3. Dislocation de l'émulsion lavique : passage d'une coulée de lave à une strate d'agglomérat (76).
2.4. Evolution de l'agglomérat(77). Les blocs(77). La matrice(78). Genèse des joints et du pseudo-litage des strates(78). Les vésicules(79). Les tuyaux de dégazage(79).
2.5. Evolution ultime de l'agglomérat. Confusion possible avec les inter-strates (80).

A3.- Evolution dans le temps(80). Les unités basales(80). Les strates sommitales(80).
A4.- Dynamique de l'écoulement (81).

B - Seycheuse-Sud : Centre d'émission de brèches stratifiées 85

Introduction(85).
B1.- Description d'ensemble(86).
B2.- Evolution latérale des écoulements(86).
2.1. Comparaison entre les coulées de lave de Seycheuse et d'Auzolles(87).
2.2. La Brèche(87).
B3.- Quelques particularités pétrographiques des laves(88).
B4.- Interprétation dynamique(88).

C - Préparation des émissions de type Auzolles-Seycheuse 89

Introduction(89).
C1.- Les relations entre trachyandésites(89).
C2.- Les relations entre basaltes et trachyandésites(90).
2.1. Présence d'une bordure figée(90).
2.2. Cas de "bordure festonnée" avec diffusion et sans paroi froide(92).
2.3. Conclusions(95).

C3.- Essai de reconstitution du modèle de préparation des émissions(95).

D - Les Gardes : cheminée de laves émulsionnées - Fractionnement de l'amphibole 98

Introduction - Localisation - Historique(98).
D1.- Description d'ensemble (98).
1.1. Les constituants(98).
1.2. Relations entre ces différents constituants(99).
a). Première évidence de la simultanéité des phases contrastées(99).
b). Coïncidence des xénolithes, des cumulats d'amphiboles et d'une lave dont le faciès diffère des basaltes francs(99).
D2.- Les trachyandésites(99).
D3.- Le basalte des masses NW. et centrale(102).
D4.- La masse SE.(103).
4.1. Les xénolithes(103).
4.2. Les modifications du basalte au voisinage des xénolithes(103).
a). Structure des filonnets basaltiques intrusifs dans les xénolithes(103).
b). Les phénocristaux des filonnets laviques(105).
4.3. Conclusions(105).
D5.- La masse SE. - Les cumulats : généralisation du fractionnement de l'amphibole et du plagioclase (106).
5.1. Cas du passage d'un basalte à un faciès à amphiboles isolées(106).
5.2. Les cumulats noirs(107).
5.3. Les termes à plagioclases(107).
5.4. Interprétation(110).
D6.- Conclusions(110).

E - Conclusions 111

Chapitre III - L'EMPREINTE, DANS QUELQUES BRECHES, DE MECANISMES D'ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES DIFFERANT DE L'EXEMPLE DE SEYCHEUSE OU LE COMPLETANT..... 113

Introduction(113).

A - Les brèches stratifiées 113

Introduction(113).
A1.- Les brèches de la région de Chambeuil(115)
1.1. Etude de la rive droite du ruisseau de Chambeuil(115).
1.2. Interprétation(117).

A2.- Les brèches de la région d'Anterroches(118)
2.1. Brèche du Bois d'Anterroches(118).
2.2. Brèche du Bois d'Empourine(120).
A3.- Le Rocher du Bec de l'Aigle(120).
3.1. La brèche stratifiée(120).
3.2. Le centre d'émission(121).
3.3. Interprétation(121).
3.4. La brèche du Rocher Redon(123).
A4.- Centre d'émission d'Anterroches-Les Gouttes(123)
4.1. Présentation d'ensemble(123).
4.2. Les brèches(125).
4.3. Interprétation(126).
A5.- Brèche de la Forêt des Belles-Aigues(126).
5.1. Le centre d'émission(126).
5.2. Les brèches(126).
5.3. Interprétation(127).

B - Les brèches zonées 128

Introduction(128).
B1.- La brèche blanche(129).
1.1. Particularité de la lave(129).
1.2. Les brèches(130).
1.3. Essai d'interprétation dynamique(131).
B2.- Les brèches de la région de Laveissière - Fraisse-Bas(132).
2.1. Falaise du Four à Chaux(132).
a). La brèche(132).
b). Le fluage des éléments(133).
c). Interprétation(134).
2.2. Semelles et bordures des masses brèchiques(134).
a). Type chaotique(134). Autres exemples de semelles tuffacées(135).
b). Type de semelle à structure planaire(135).
c). Interprétation(136).

C - Conclusions 137

C1.- Influence du liquide parental(137).

D - Annexe - Les avalanches ardentes 139

D1.- Le dépôt des gorges de Chambeuil(139).
D2.- Coupe du premier ravin à l'E. de Fraisse-Haut (versant gauche de l'Alagnon).(140).
D3.- Conclusions(141).

Chapitre IV - APPLICATION DES ECOULEMENTS PYROCLASTI - QUES A LA STRATIGRAPHIE DE LA VALLEE DE L'ALAGNON..... 143

Introduction(144).

A - Quelques remarques sur le substrat oligo - cène 144

B - Les basaltes anciens 144

C - L'ensemble clair inférieur (ou infrabréche)

C1.- Zone externe(146).
1.1. La région de Chambeuil(146).
1.2. Entre Laveissière et le carrefour de Chambeuil(147).
1.3. Région d'Anterroches(148).
1.4. Région d'Albepierre(149).
1.5. Bilan(152).
C2.- Zone moyenne(152).
2.1. Stratigraphie(152).
2.2. Structure(154).
2.3. Conclusions(154).
C3.- Zone centrale(155).
C4.- Conclusions(156).

D - Le Massif trachyandésitique (néo-cantal)... 157

Introduction(157).
D1.- Les premières brèches (écoulements pyroclastiques) de l'Alagnon(157).
1.1. La brèche blanche (B1) (158)
1.2. Les brèches stratifiées (B2)(159)
1.3. Conclusions(162).
D2.- Les plateaux d'agglomérats(162).
2.1. Le versant gauche de l'Alagnon(163)
a). Unité de la cuvette de Murat (G1)(163)
b). Les tufs lités inférieurs (G2E)(164).
c). Unité de la Roche-Percée/Laveissière (G2M) (165).
d). Les dépôts situés entre les ravins de Pierre-Taillade et de La Bourgeade (G2W)(166).
e). L'unité supérieure (G3)(167).
2.2. Les vallées du Benet et du Lagnon et le versant droit de l'Alagnon(168).
a). Unité inférieure (BL1)(168).
b). Tufs lités inférieurs (BL2)(169).
c). Unité supérieure (BL3)(169).
d). Unité de transition (BL4)(171).
2.3. Conclusions(171).
D3.- La période effusive terminale(172).
3.1. Les alignements volcaniques(172).
3.2. Les ensembles stratigraphiques(173)
3.3. Conclusions(173).

E - Les basaltes des plateaux 175

F - Conclusions 177

CONCLUSIONS GENERALE 179

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Interpages

PL. 1 - Coulée pyroclastique rubanée 65-67
1.- Venue simple à lambeaux de laves épars.

PL. 2 - Rupture progressive d'une coulée pyroclastique rubanée ..... "
2.- Faciès sombre régulièrement rubané.
3.- Faciès clair rubané.
4.- Disparition du rubanement.

PL. 3 - Quelques particularités d'un vitrophyre ..... "
5.- Structure planaire générale.
6.- Convoi de cristaux.
7.- Quelques "ombres" autour des cristaux.
8.- Cupulage d'un cristal.

PL. 4 - Tuf sus-jacent à un vitrophyre ..... "
9.- Structure planaire générale conservée au sein d'un tuf tendre .
10. Quelques images.
11. Ibid - rupture d'un cristal en sablier.

PL. 5 - Tuf clair rubané ..... "
13. Structure planaire encore conservée.
14. Structure d'ensemble à proximité d'un obstacle
15. Image sigmoïde

PL. 6 - Evolution de la fragmentation..... "
16. Structure planaire d'un tuf riche en éclats.
17. Convois de fragments et cristaux obliques.
18. Stade d'évolution ultime.

PL. 7 - Quelques dépôts de coulées pyroclastiques ..... "
19. Coulée de cendres du Passadou
20. Coulée pyroclastique rubanée de Fraisse-Haut.
21. Coulée de cendres du Pont de Pierre-Taillade.

PL. 8 - Les faciès des coulées de cendres ..... "
22. Coulée de cendres de Pierre-Taillade. Concentration d'enclaves allogènes.
23. Coulée de cendres de Pierre-Taillade
24. Coulée de cendres du Passadou.

PL. 9 - Les flammes ..... "
25. Contact flamme-matrice.
26. Ibid.
27. Type d'enclave fréquent dans les coulées pyroclastiques.

PL. 10 - Enclaves tuffacées de la coulée de ponces de Chambeuil 65-67
28. Forme en crosse.
29. Coupe longitudinale d'un "boudin".

PL. 11 - Tufs lités ("ash-fall") du lit de l'Alagnon..... "
30. Séquence type.
31. Détail du toit de la séquence type
32. Ponces allongées entassées.

PL. 12 - Les centres d'émissions de "conglomérats" (agglomérats) et de brèches 112-113
33. Auzolles - Corps axial du centre d'émission d'agglomérats.
34. Moitié W de l'appareil d'Auzolles.
35. Seycheuse-Sud : centre d'émission de brèches

PL. 13 - La coulée de lave émulsionnée - Tuyau de dégazage au sein d'une brèche ..... "
36. Auzolles - Dislocation d'une lave émulsionnée
37. Auzolles - Tuyau de dégazage
38. Seycheuse- Structure d'une lave émulsionnée.
39. Seycheuse- Bréchification de la partie basale d'une coulée de lave émulsionnée.

PL. 14 - Auzolles - Echantillons de lave émulsionnée et de tufs vésiculés ..... "
40. Tuf vésiculé d'Auzolles-Bas.
41. Lave émulsionnée à gouttes porphyriques de trachyandésites à olivine.
42. Lave émulsionnée : gouttelettes entassées.

PL. 15 - Auzolles - Relations basaltes-trachyandésites... "
43. Bordure festonnée : relations trachyandésite basalte cristallisé-basalte vitreux et bulleux.
44. Appauvrissement en phénocristaux et en minerais sur la bordure d'un trachyandésite en relation avec un basalte bulleux et vitreux.
45. Relation trachyandésite-dolérite-basalte.
46. Bordure festonnée d'une dolérite au contact d'un trachyandésite.

PL. 16 - Auzolles - Modifications au sein des basaltes en relations avec les trachyandésites ..... "
47. Bulles et diffusion au front d'un trachyandésite.
48. Relations basaltes-trachyandésites.
49. Bulles à structures micropegmatitoïdes dans le basalte de la photo 48.
50. Micropegmatitoïde.

PL. 17 - Auzolles - Relations entre trachyandésites..... 112-113
51. Gouttes leucocrates au sein d'un faciès sombre.
52. Relations entre trachyandésites clairs et sombres.
53. Conservation, au sein d'une lave mécaniquement émulsionnée, des relations entre deux trachyandésites.

PL. 18 - Auzolles - Lave émulsionnée ..... "
54. Faciès à gouttelettes adjacentes et parfois allongées.
55. Faciès ubiquiste de lave finement émulsionnée.

PL. 19 - Auzolles - Lave émulsionnée..... "
56. Faciès de lave macroscopiquement homogène.
57. Faciès riche en gouttelettes aphyriques.
58. Dislocation d'une goutte.

PL. 20 - Auzolles - Passage de la lave émulsionnée à l'agglomérat. Augmentation des frictions. "
60. Zone de frictions.
61. Ibid.
62. Structure de la lave à moins de 1 m du front lavique.
63. Matrice tuffacée de l'agglomérat.

PL. 21 - Seycheuse - Dislocation de la lave émulsionnée.. "
64. Fragmentation d'une goutte au sein d'une coulée de lave.
65. Allongement d'une goutte et structure planaire d'une lave riche en éclats.
66. Plans de friction et vésiculation tardive.
67. Matrice de la brèche.

PL. 22 - Les Gardes - Cheminée de laves émulsionnées..... "
68. Les constituants.
69. Les constituants.

PL. 23 - Les Gardes - Relations entre les divers constituants ..... "
70. Relations basalte-trachyandésite.
71. Ibid. Détail des gouttelettes détachées du basalte.
72. Passage d'un basalte à un faciès riche en amphibole.
73. Interface basalte-faciès à amphibole.

PL. 24 - Les Gardes - Zone SE. Relations entre un xénolithe (gneiss catazonal) et des laves basaltiques modifiées ..... "
74. Relation xénolithe-basalte-faciès à amph.
75. Relation xénolithe-microdolérite.
76. Relation xénolithe-basalte-microdolérite.
77. Brèche au sein du liquide trachyandésitique.

PL. 25 - Zone SE. Les cumulats noirs et les faciès riches en amphibole brune 112-113
78. Faciès noir à grain fin.
79. Cumulat noir.
80. Relations amphibole-clinopyroxène.
81. Plagioclase au sein d'un cumulat noir.

PL. 26 - Quelques particularités des faciès à amphiboles ..... "
82. Biotites au sein du cumulat noir.
83. Le clinopyroxène 3 en relation avec l'amphibole brune.
84. Faciès séparant les boules noires de la photo. 79.
85. Ibid - Détail.

PL. 27 - Les faciès à plagioclase de la zone S.E..... "
86. Relations basalte-faciès à plagioclase-faciès noir à amphibole.
87. Détail du faciès à plagioclase.
88. Plagioclase poecilitique.

PL. 28 - Fluage des brèches..... 142
89. Fluage des brèches de la région de Laveissière
90. Ibid.
91. Particularité de la brèche de la piste qui longe le ravin de Gouyère (E. du Super-Lioran)
92. Semelle de la "brèche blanche" de la grèze litée de Laveissière.

LISTE DES FIGURES

FIGURES PAGES

Présentation

1.- Situation géographique du terrain étudié 2
2.- Carte géologique d'ensemble du strato-volcan cantalien 3
3.- Coupe synthétique à travers le Cantal 4
4.- Carte des lieux-dits 6
5.- Les écoulements pyroclastiques (Vincent 1974b) 8

Chapitre I.

6.- Coupe schématique dans un dépôt de coulée pyroclastique rubané (venue complexe) 17
7.- Détail d'un "lambeau de lave" 17
8.- Quelques types de cristaux brisés 24
9.- Fragment d'un "oeil mongolique" conservé au sein d' un tuf 24
10.- Détail d'un échantillon de coulée de cendres à flamme. 30
11.- Flamme-ponceuse de la coulée de cendres de Pierre-Taillade 30
12.- Enclaves tuffacées de la coulée de ponces de la région de Chambeuil 40
13.- Interprétation des différentes formes d'enclaves tuffacées de la coulée de ponces de Chambeuil 40
14.- Passage latéral d'une coulée de lave à une ignimbrite (hypothèse lavique) (Locardi et Mittempergher, 1967).. 42
15.- Coupe schématique dans les produits d'une éruption ignimbritique 42
16.- Mode de rupture du liquide initial 48
17.- Structure d'une ponce allongée (tufs lités d'Albepierre) 61

Chapitre II.

18.- Interprétation de l'appareil d'Auzolles 68
19.- Préparation des émissions d'Auzolles-Seycheuse 97
20.- Schéma de la cheminée des Gardes 100
21.- Relations basalte-xénolithe de gneiss catazonal 101
22.- Relations basalte-faciès clair à plagioclase-faciès noir à amphibole 108
23.- Les Gardes - Chronologie de la cristallisation 109

Chapitre III.

24.- Coupe longitudinale de la brèche du ruisseau de Chambeuil 116
25.- Brèche de Chambeuil : détail de la partie aval 116
26.- Brèche du Bois d'Anterroches 119
27.- Panorama du corps central de l'appareil d'Anterroches-Les Gouttes 122

28.- Détail de la zone d'émission de l'appareil d'Anterroches-Les Gouttes 124
29.- Flanc E. de l'appareil d'Anterroches-Les Gouttes : brèche discordante sur les unités antérieures affaissées 124
30.- Remblaiement d'un creux par une semelle boueuse 139

Chapitre IV.

31.- Zone médiane de l'ensemble clair inférieur. Coupes corrélées 152
32.- Schéma volcanologique de la vallée de l'Alagnon .....

°°°

R E S U M E

L'étude des écoulements pyroclastiques de la partie Est du strato-volcan cantalien est abordée sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon.

L'observation du terrain et des microstructures permet, compte tenu des lois générales de la mécanique des fluides, de déduire la dynamique des écoulements pyroclastiques.

Du point de vue méthodologique, j'ai cherché à définir ces écoulements avant de les situer dans la stratigraphie. Trois points ont été successivement abordés : 1) les coulées pyroclastiques (s.s.) à caractère ignimbritique ; 2) les écoulements pyroclastiques (s.s.) : brèches et conglomérats ; 3) la position stratigraphique des écoulements pyroclastiques (s.l.).

1) Les coulées pyroclastiques :

Leur étude permet d'opposer à l'hypothèse classique des courants fluidifiés turbulents, un modèle d'écoulement de gravité, dense, visqueux et laminaire, issu d'une coulée de lave.

2) Les écoulements pyroclastiques :

Une solution à la genèse et à la mise en place des brèches et des conglomérats du Cantal, se déduit de la découverte de deux appareils volcaniques surbaissées et originaux : Auzolles et Seycheuse. Leur étude permet de démontrer le passage d'une coulée de lave émulsionnée (juxtaposition de gouttelettes trachyandésitiques et basaltiques) à un écoulement pyroclastique. Ce dernier a le comportement d'un écoulement de gravité dense, visqueux et laminaire mais en diffère par son aspect.
D'autres exemples permettent de préciser le modèle selon la variation de structure du liquide parental, la morphologie et les modifications subies par l'écoulement durant sa mise en place.

3) Position stratigraphique :

J'ai souligné la relation existant entre la dynamique des écoulements pyroclastiques et les principales étapes de la construction du Cantal.

°°°

SUMMARY

The pyroclastics flows of the eastern part of Cantal strato-volcano have been studied after the exemple of thoses existing in the Alagnon valley.

Ground and microstructure observations enable to deduce the pyroclastics flows dynamic (fluids mechanics fundamental laws being taken in account).

As reguards methodology I sought to define those flows before giving them a stratigraphical position. Three points have been successively developped : 1) pyroclastics flows (s.s.) ignimbritic features ;
2) pyroclastics outflows (s.s.) : breccias and conglomerates;
3) the stratigraphical position of the pyroclastics flows (s.l.).

1) Pyroclastics flows :

Studying them enable to oppose the conventional hypothesis of fluidified streams, a model of gravity flow, dense, viscous and laminated coming from a lava flow.

2) Pyroclastics outflows :

A solution to genesis of Cantal breccias and conglomerates setting, can be deduced from the discovery of two flat original volcanoes : Auzolles and Seycheuse. Studying them enables to prove the transition from a flow of mix-lava (a juxtaposition of small trachyandesitics and basaltic drops) to a pyroclastics flows which behaves like a dense viscous and laminated flow assuming however a different aspect.
Other examples enables to precise the model according to structural variations of the parental liquid, the morphology and the modifications beared by the flow during its setting.

3) Stratigraphical position :

I have underlined the relation existing between the dynamic of the pyroclastics flows and the main stages of the construction of the eastern part of Cantal.

°°°

PRESENTATION

CADRE GEOGRAPHIQUE

Le Cantal représente le plus vaste strato-volcan du Massif Central français (2700 km2). Culminant au Plomb du Cantal, à 1854 m d'altitude, il se présente comme un tronc de cône entaillé par de profondes vallées radiaires.

Une "zone centrale" au relief accidenté, contraste bien avec une zone périphérique (ou "des plateaux") au relief tabulaire faiblement penté et découpé en "planèzes" triangulaires.

Ce massif s'est édifié sur un socle métamorphique et granitique, accidenté de bassins sédimentaires étudiables à la faveur des vallées rayonnantes.

La convergence des fractures du socle cristallophyllien (NS., EW., NW., SE. et NE.SW.) a déterminé l'individualisation, sous le massif, d'une fosse volcanotectonique (Vatin-Pérignon et Michel, 1966) dont le premier affaissement pourrait être contemporain de l'individualisation des grabens oligocènes d'Aurillac (à l'W.), de Saint-Flour (à l'E.) et des Limagnes (au N.).

°°°

Mon étude interesse une région centrale située, pour l'essentiel, à l'intérieur de la fosse volcanotectonique ; elle a pour cadre la Haute-Vallée de l'Alagnon, l'auge glaciaire la plus profonde du Cantal oriental (fig. 1).

Le secteur étudié (feuilles 1/25 000 : Murat 3-4 et 7-8 ; superficie : 75 km2), est limité :

- au N. par l'interfluve Alagnon-Santoire,
- à l'E. par la vallée du Bournandel (ou "vallée de la Chevade"),
- au S. par les corniches basaltiques de la Haute-Planèze de Saint-Flour (versant droit du Lagnon), et
- à l'W. par une ligne joignant le Col de Prat-de-Bouc, le Plomb du Cantal et le Téton de Vénus.

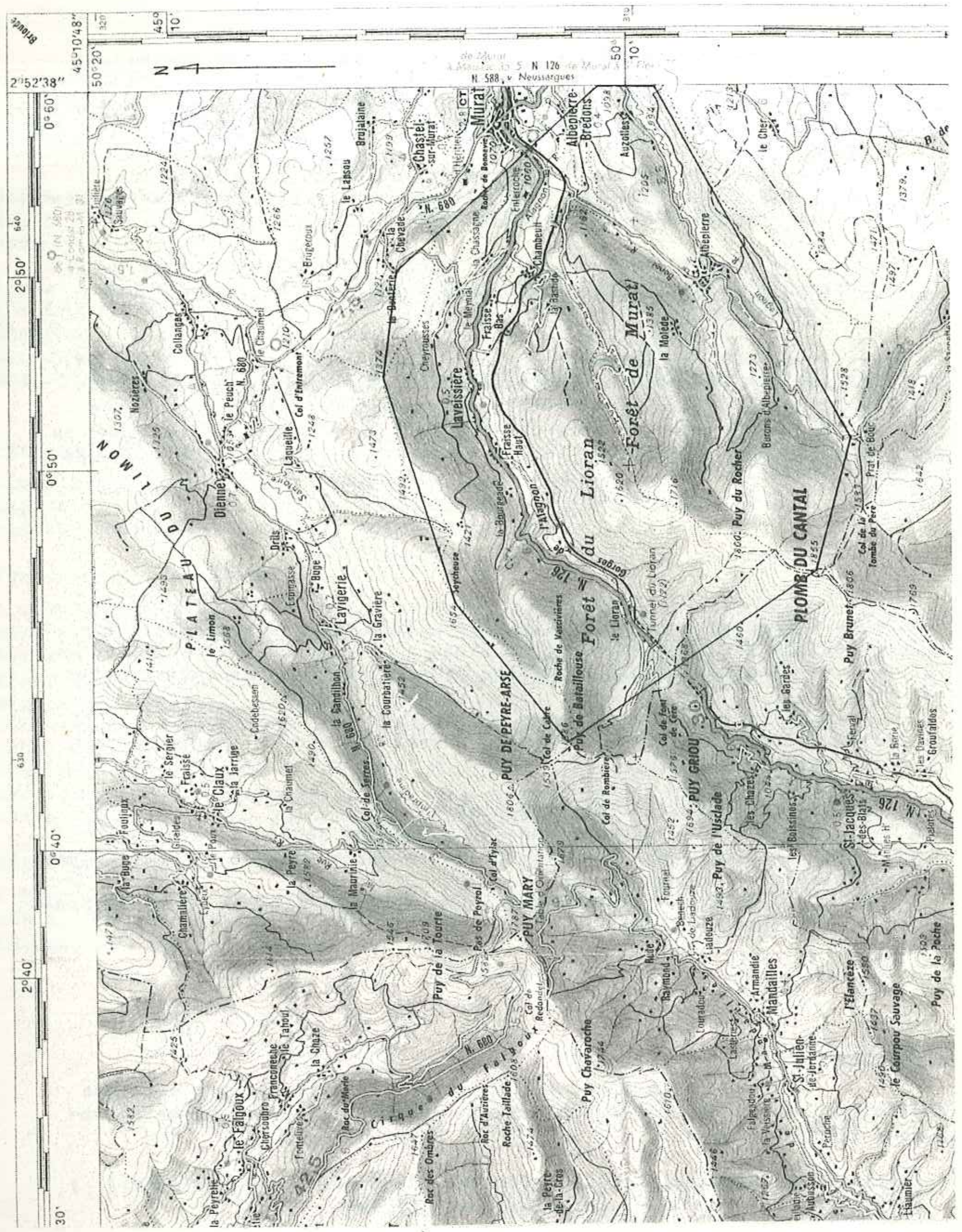
°°°

CADRE GEOLOGIQUE (fig. 2 et 3)

L'étude de la "zone périphérique" du stratovolcan a permis d'établir, pour la moitié W. du Cantal, une stratigraphie où se superposent (Bellon, 1972) :

- l'épisode effusif du miocène inférieur (29,8 M.A. au S. du massif ; de 21 à 19 M.A. au N.) : émissions basaltiques.

Fig.1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE



0 2 4 km

Secteur étudié

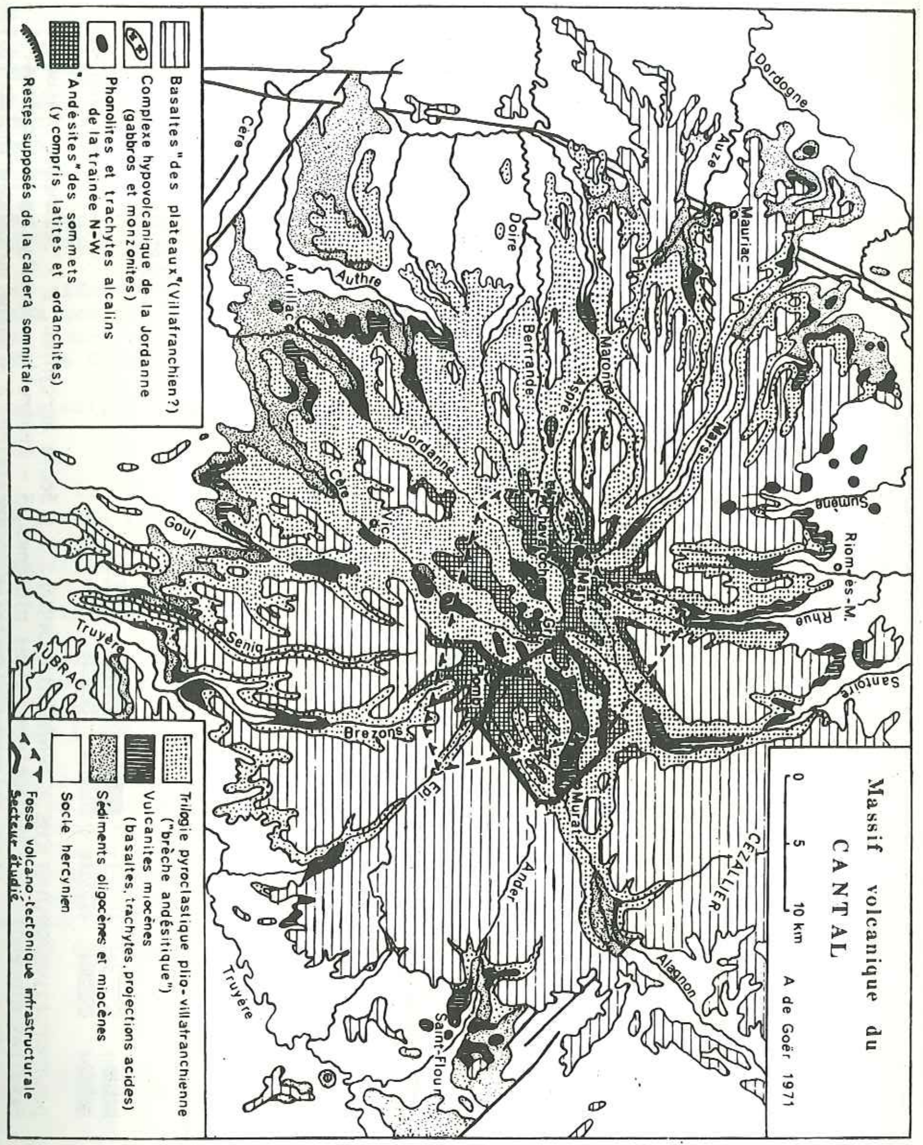


FIG. 2 - CARTE GEOLOGIQUE D'ENSEMBLE DU STRATO-VOLCAN CANTALIEN. (Les contours proposés pour la fosse volcano-tectonique - N. Vatin-Pérignon, 1966 - ne correspondent pas à des fractures observées, mais à la courbe hypsométrique + 500 du socle, déterminée par prospection électrique).

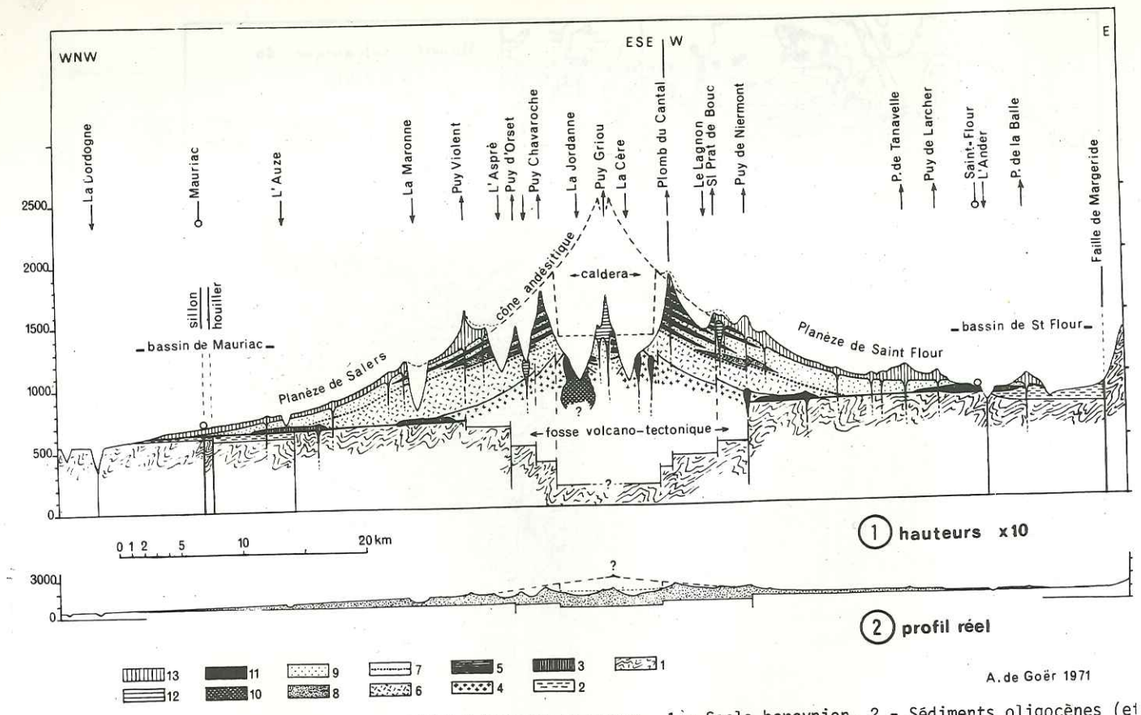


FIG. 3 - COUPE INTERPRETATIVE SYNTHETIQUE A TRAVERS LE CANTAL. 1 - Socle hercynien. 2 - Sédiments oligocènes (et miocènes). 3 - Basaltes miocènes. 4 - Projections acides miocènes. 5 - Protrusions trachytiques miocènes. 6 - Brèche monogénique inférieure. 7 - Série volcano-sédimentaire intercalaire. 8 - Nappe de ponces ignimbritoïde. 9 - Complexe conglomératique supérieur. 10 - Gabbros et monzonites de la Jordanne. 11 - Andésites des sommets. 12 - Protrusions latitiques et phonolitiques des sommets. 13 - Basaltes "des plateaux" (planèzes).

- l'épisode effusif du Miocène moyen (13 à 9,5 M.A.) : basaltes et laves différenciées. Les ponces de Niac (Larroque, 1975) appartiennent à cet épisode.
- l'activité explosive du Miocène supérieur (de 9,5 à 7,5 M.A.) : mise en place du complexe des Brèches inférieures.
- l'activité effusive du Pontien (de 7,5 M.A. à 6,5 M.A.) : quelques coulées basaltiques s'épanchent au S. du massif. La faune Pontienne du Puy Courny est datée à 7,5 - 7 M.A. (Brousse et al., 1976).
- la phase explosive du Pliocène supérieur (de 6,7 à 5,6 M.A.) : construction du complexe conglomératique stratifié et intrusions basaltiques.
- la phase effusive du Pliocène supérieur (de 5,6 à 3,8 M.A.) : émission "des basaltes des Plateaux". Ces âges contredisent les données palynologiques fournies par les terrains volcano-sédimentaires sous-jacents (de Goër de Herve, 1972).
- l'épisode extrusif basaltique du Pliocène terminal à 4 M.A.

L'étude de la zone centrale complique cette succession stratigraphique par la présence :

- d'un "massif trachytique miocène" (Boule, 1896) appelé "formation acide inférieure" (de Goër de Herve, 1972), ces dépôts figurent sous "les brèches inférieures" de la vallée de l'Alagnon ;
- des "pyroclastites de base" décrits par Demange (1974). L'âge du "complexe intermédiaire" de ces pyroclastites de base est fixé à 9,5 - 7,2 M.A. par Baubron et Demange (1974), puis à 9,4 - 8,8 M.A. par Baubron et Demange (1976);
- d'une phase à dominante effusive : "les formations supérieures des crêtes" (de Goër de Herve, 1972 ; Demange, 1974). Ces formations coiffent le "complexe conglomératique supérieur" et passent latéralement sous les "basaltes des plateaux périphériques" selon de Goër de Herve (1972). Elles recouvrent les pyroclastites de base de la Haute-Vallée de la Cère, selon Demange (1974) : Baubron et Demange (1976) datent ces formations à 8,8 - 7,2 M.A. ce qui les place avant les basaltes anciens à altération ferralitique du Puy Courny.

°.°

ORIENTATION DES TRAVAUX

Il m'a semblé qu'avant d'établir une chronologie de l'activité éruptive du Cantal oriental, il convenait de définir la dynamique des écoulements pyroclastiques de la vallée de l'Alagnon et de situer ces derniers dans le temps.

Ces thèmes constituent le premier volet de mon travail dont les parties pétrographiques, géochimiques et chronologiques seront publiées ultérieurement ; pour ne pas trop embrouiller la présentation des modèles dynamiques,

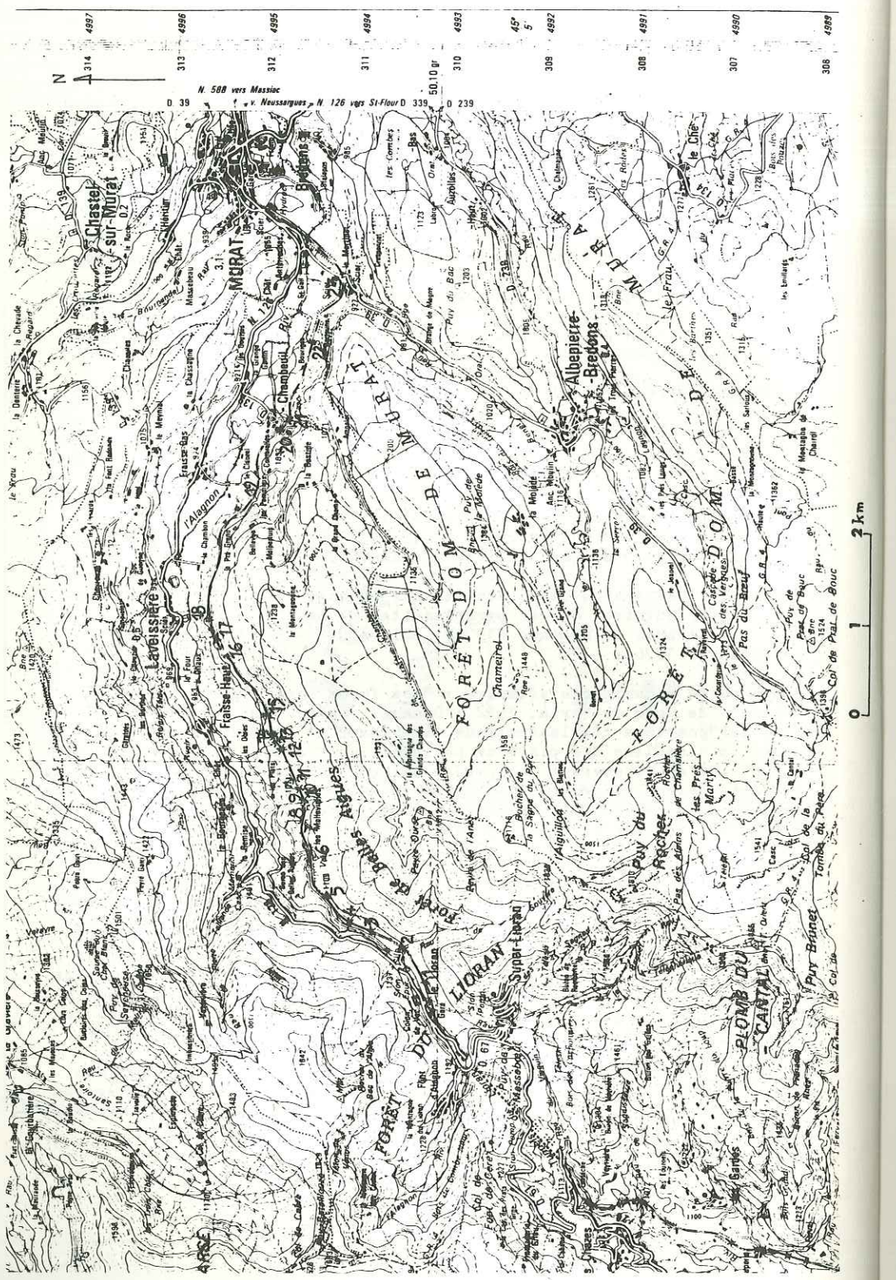


FIG. 4 - CARTE DES LIEUX - DITS

ces trois parties ne seront abordées qu'à titre de moyens d'étude.

Je présenterai successivement :

- quelques nouveaux types de coulées pyroclastiques à caractères ignimbritiques, différents des "nappes de ponces" et "coulées ponceuses" bien connues dans le Cantal (Brousse et Lefèvre, 1966 ; Maury, 1968 ; Blais, 1972 ; Demange, 1974). Ces nouveaux types permettent de proposer un modèle d'écoulement dont les travaux de P.M. Vincent (1960) et Loccardi et Mittempergher (1967), sont les sources (hypothèses laviques).

- un type d'activité éruptive original, responsable d'une bonne partie des produits érigeant les différents "complexes conglomératiques et bréchiques" qui servent de support à la tephrochronologie précisée, pendant ces dix dernières années, par les travaux du Laboratoire de Pétrologie d'Orsay (Brousse et collaborateurs).

- quelques exemples de brèches dont les particularités structurales fournissent d'autres modèles de préparation et d'écoulement, qui diffèrent du précédent ou le complètent.

- la place de ces écoulements pyroclastiques dans la stratigraphie de la vallée de l'Alagnon.

°
° °

NOMENCLATURES UTILISEES

Toponymie : (fig. 4)

La toponymie utilisée est celle de l'édition au 1/50 000 et au 1/25 000 des cartes topographiques IGN. (feuille Murat). Pour plus de précisions au versant droit de l'Alagnon, je serai conduit à numéroter (de 1 à 23 à partir de la gare du Lioran) tous les ouvrages de la voie ferrée figurés sur la feuille Murat 3-4 au 1/25 000. Le ruisseau du Passadou porte le n° 6. Dans d'autres cas, certains termes seront forgés à partir des lieux-dits les plus proches.

Nomenclature des formations clastiques

Deux séries de critères sont habituellement retenues pour classer ces formations :

1 - des critères génétiques : lahars, nuées ardentes, écoulements pyroclastiques, coulées pyroclastiques, etc ...

2 - des critères descriptifs : stratification, classement, nature, taille et proportions des éléments, etc ...

Dans cette thèse je distinguerai les formations clastiques selon des critères génétiques déduits de l'étude sédimentologique et pétrostructurale des matériaux.

L'essentiel du vocabulaire adopté dans cette étude a été extrait notamment,des publications de P.M. Vincent (1960), Aramaki (1961), Ross et Smith (1961), Bordet (1965), Blake et al. (1965), Benjamin (1968) Losacco

Fig.5 - LES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES (VINCENT 1974b)

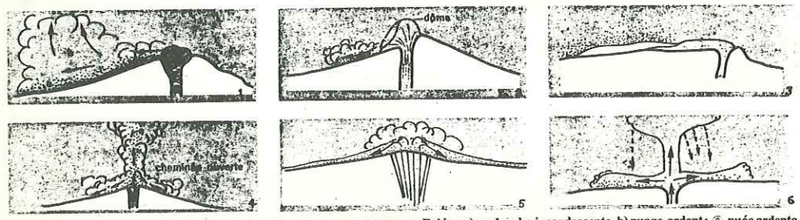


Fig. – Les écoulements pyroclastiques. ① nuée ardente type montagne Pelée : a) avalanche incandescente, b) nuage ardent; ② nuée ardente type Merapi (*d'après Macdonald*, 1972); ③ coulée de brèche partant d'une coulée autobréchiée; ④ nuée ardente de type Saint-Vincent (*d'après Macdonald*, 1972); ⑤ éruption ignimbritique, la proportion des produits écoulés est la plus forte; ⑥ déferlante basale (*inspiré de Moore*, 1967). Dans les types ① à ③, à cheminée obstruée, la fragmentation se fait de plus en plus tardivement par rapport à l'extrusion, et concerne des volumes de moins en moins importants. Dans le type Pelée, l'explosion est oblique, l'expansion du nuage ardent augmente en s'éloignant de la sortie. Le type ④ passe au type vulcanien par diminution de l'écoulement pyroclastique, au type ⑤ 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 ④ et ⑤. Les déferlantes basales ne représentent que quelques pour cent du volume de différentes éruptions — sous-aquatiques ou aériennes. Les blocs entrainés vont plus loin que ceux qui ont été projetés. Il faut noter que les coupures entre les différents types sont arbitraires : il y a toujours passage progressif.

et Parea (1969), Green J. et Short (1971), Simpson J.E. (1972), P.M. Vincent (1974 b) et Sparks (1976).

La notion d'écoulements pyroclastiques a été condensée par P.M. Vincent (1974 b) en ces termes :

"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). La signification de ces mécanismes et leur "importance n'ont été comprises que tardivement ; antérieurement, on clas-"sait leurs dépôts, soit dans les laves, soit dans les projections, suivant "qu'ils étaient soudés ou non.
"
„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 brèches ou aux défer-„lantes 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 tem-„pérature ; 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'aé-„rosol une énergie et une autonomie supérieures à celles des mélanges "flui-„difiés" de l'industrie. Le gaz en expansion réduisant au minimum les frot-„tements 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 des distances considérables.
„L'écoulement étant turbulent, les dépôts ne sont ni stratifiés ni classés, „ce qui les différencie des projections.

"A ne juger du "travail" des gaz que par le résultat final - le transport "des matériaux - ce mode d'éruption est de loin celui où l'énergie des gaz " est au mieux "utilisée".

La fig. 5 empruntée à cet auteur précise cette notion.

Je ferai cependant remarquer :

1 - qu'un écoulement pyroclastique peut être issu d'une coulée de lave (Vincent, 1960, 1974 b ; Shirinjan, 1963 ; Locardi et Mittempergher, 1967 ; de Goër de Herve et Milési, 1976) ;

2 - qu'on ne peut tenir pour certaine la mise en place turbulente d'un écoulement pyroclastique (Sparks, 1976).

Le terme anglo-saxon "fluidization" introduit dans la littérature géologique par Reynolds (1954) sera traduit par fluidification dans tout ce mémoire. J'utiliserai par suite le terme "mélange fluidifié".

La classification granulométrique que j'adopterai est la suivante :

Taille des éléments de la phase dominante (en mm).	Dépôts indurés (phase dominante)	
2000 à 200	Brèches (à gros blocs)	
200 à 20	Brèches (à petits blocs)	
20 à 2	Tuf graveleux (lapilli)	← largeur d'une mine de crayon.
2 à 0,2	Sables ou tufs sableux(granules)	← limite du pouvoir séparateur de l'oeil.
0,2 à 0,02	Cendres grossières (poussières)	
0,02 à 0,002	Cendres fines (")	
0,002	Cendres ultrafines (")	

NOMENCLATURE DES LAVES

Je chercherai :

1 - à éviter l'utilisation de termes (comme andésite, bien que consacré par un siècle d'usage local) que les applications actuelles ont éloignés de leur sens descriptif originel ;

2 - à adopter,avec quelques nuances, les nomenclatures utilisées dans les parutions ayant trait aux régions bordant la vallée de l'Alagnon.

J'utiliserai, pour les descriptions de lames minces, les symboles des mineraux suivant :

Q = quartz ; Tr = tridymite ; felds. = feldspath ; An = anorthite ;
Ab = albite ; Bi = biotite ; amph. = amphibole ; Opx = orthopyroxène ;
Cpx = clinopyroxène ; ol = olivine ; Sph = sphène ; Z = zircon ;
Mt = magnétite ; herc = hercynite ; Sp = spinelle ; Ap = apatite ; Pr=pyrite;
Hm = hématite ; Ilm = ilménite ; Ru = rutile ; Analc. = analcime.

La nomenclature des basaltes est empruntée à de Goër de Herve (1972) et Maurizot-Blanc (1974) ; elle s'appuie sur des critères minéralogiques simples. Les basanites dont des basaltes alcalins dont le caractère essentiel est la présence d'un feldspathoïde exprimé. Les limburgites sont des basaltes contenant Cpx, ol, oxydes opaques, quelques feldspathoïdes, à l'exclusion de tous feldspaths baignant dans une pâte vitreuse. Les ankaramites sont des métabasaltes pauvres en feldspaths et plus riches en Cpx qu'en olivine.

La nomenclature des laves intermédiaires est empruntée à Demange (1974) ; elle a été quelque peu modifiée en tenant compte de l'observation des laves et des brèches de la vallée de l'Alagnon.

A la suite de cet auteur et d'après :

1 - la classification de Streickeisen (1967) et

2 - la clef de détermination de Rittmann (1963)

je subdiviserai les laves intermédiaires en latites et trachyandésites (latite andésite et latite basalte de Streickeisen).

Les paragenèses les plus fréquentes dans les trachyandésites subplagioclasiques sont :

1 - felds. + ol. + Cpx ± (opx)± amph+ox. opaques ±(Tr) - type "labradorite" des anciens auteurs: Ta 1

2 - felds. + (ol.) + cpx + opx + amp + Tr ± (Bi) + oxydes opaques : Ta 2 } type "andésite" des anciens auteurs.

3 - felds. + (ol.) + cpx ± opx + amp + tr + Bi + oxydes opaques : Ta 3 }

4 - felds. + (ol) ± (cpx) ± (opx) ± (amph) + oxydes opaques + Tr + verre : type aphyrique (≤ 5% de phénocristaux).

Au sein des latites, les associations le plus souvent rencontrées sont :

1 - ± cpx ± amph + Bi + Tr ± Sph ± felds. alcalin en phénocristaux moulant les plagioclases.

2 - cpx + amph ± Bi + Tr + felds. alcalin abondant en mésostase.

Le terme ordanchite, consacré par l'usage, sera conservé pour désigner les trachyandésites à Haüyne.

Je n'établirai aucune subdivision au sein des rares rhyo-trachytes souvent sodiques, du secteur étudié.

Remarque :

Le terme "structure" sera utilisé dans son sens le plus large, quelle que soit l'échelle de l'observation ; je parlerai aussi bien de la structure d'une lame mince que de celle d'un appareil, voire d'un massif.

∴

CHAPITRE I

LES COULEES PYROCLASTIQUES

LES COULEES PYROCLASTIQUES

PRESENTATION REGIONALE

Les seuls dépôts connus jusqu'à présent dans le Cantal sont : 1) les "nappes de ponces" et 2) le "piperno" de Brocq. Ces dépôts ne sont bien connus que depuis dix ans.

L'étude des nappes de ponces a fait l'objet d'une première synthèse par Brousse et Lefèvre (1966) ; cette étude a été notamment complétée par Maury (1968), Blais (1972), Demange (1974), Watelet (à paraître) et de Goër de Herve et Planchais (à paraître).

A l'issue de ces travaux on doit admettre l'existence, dans le Cantal, de nombreuses coulées de ponces à différents niveaux stratigraphiques.

Le "piperno" de Brocq a été étudié en 1967 par Varet.

A la suite de sondages électriques, Vatin-Pérignon et Michel (1966) définissent la fosse volcanotectonique du Cantal ; Vatin-Pérignon (1966) la suppose partiellement remplie d'ignimbrites.

PLAN D'ETUDE

Je présenterai quelques types de coulées pyroclastiques assez différents des nappes de ponces déjà étudiées. Je mettrai l'accent dans ce mémoire sur les particularités structurales des dépôts de coulées pyroclastiques ; ces particularités permettront de discuter la mise en place et la genèse de celles-ci.

Je décrirai successivement :

A - les coulées pyroclastiques de type rubané (ex. : coupes de la région de Fraisse-Haut)

B - les coulées de cendres riches en flammes (ex. : coupe du ravin de Pierre-Taillade)

C - un type de coulée de cendres pauvre en flammes (ex. : ruisseau du Passadou) Cet exemple permettra d'envisager une solution à la genèse des flammes, par comparaison avec celles du type précédent.

D - une variété de coulée de ponces.

Ces descriptions seront les éléments permettant de discuter la genèse et la mise en place des coulées pyroclastiques (E).

En annexe, je présenterai un type de dépôt lité résultant de "retombées" en pluies de cendre et de ponces accompagnant une série d'explosions vulcanienne ou ultravulcanienne ; cet exemple permettra de mesurer les différences entre les résultats de cette dynamique explosive (ash-fall) et ceux de la mise en place effusive de coulées pyroclastiques "préparées".

A - LE TYPE RUBANE

A1. - LOCALISATION - MORPHOLOGIE

Ce faciès, représenté sur les deux rives de l'Alagnon, apparaît en affleurements discontinus dans les fonds de ravin, entre Fraisse-Bas, à l'aval, et les ruisseaux situés au N.W. de la Sagne-du-Porc, à l'amont.

Les coupes de la région de Fraisse-Haut apportent le plus d'éléments à une étude dynamique. Elles se situent : 1) en rive gauche de l'Alagnon dans le 1er ravin à l'E. du village, de 1040 à 1100 m d'altitude et 2) en rive droite de l'Alagnon dans le ravin qui passe sous le 15e pont compté sur carte depuis la gare du Lioran ; ce dépôt affleurant à 1180 m d'altitude est visible depuis la RN. 126.

La forme des dépôts, vue en coupe verticale, est celle : 1) d'un empilement d'unités (ex. Fraisse-Haut, coupe en rive gauche de l'Alagnon). Chaque venue regroupe plusieurs faciès. Leur modèle d'agencement se répète souvent ; 2) d'une masse de tufs non lités (ex. Fraisse-Haut, coupe en rive droite de l'Alagnon), considérés comme partie ou totalité d'une venue isolée. Elle peut représenter un stade d'évolution avancée. Son aspect approche celui des types de coulées pyroclastiques décrites ultérieurement.

La base des venues et leurs discontinuités internes suggèrent une mise en place sur une pente faible, n'excédant guère 10°. Le contact entre deux unités n'est pas toujours concordant.

A2. - MATERIAUX - PRESENTATION DES AFFLEUREMENTS

Plusieurs faciès se distinguent selon leur degré d'évolution :

A2.1 - Faciès peu évolués des empilements d'unités (Fraisse-Haut, coupe en rive gauche de l'Alagnon).

a - les "vitrophyres" de base de venues : j'en décrirai trois types :

a1) à 1045 m d'altitude, une unité qui forme cascade débute horizontalement par 60 cm de verre noir à brun, assez gélif pour former un petit abri sous roche, profond de 1 m. au plus (Fig.6)

Ce vitrophyre repose directement sur quelques centimètres de cendres rubéfiées disposées en lits millimétriques. Ce verre brun fluidal, lisse, homogène, est continu et peu dévitrifié, ne présentant qu'une simple birefringence de tension. Il est parcouru de quelques bandes subparallèles plus claires, à verre plus blanc, percé de menues bulles allongées.

Le verre englobe :

- des éléments enallogènes assez nombreux et régulièrement épars. Quelques-uns sont disposés à plat. Ce sont des débris de laves subanguleux à arêtes émoussées et de dimensions comprises entre moins de 1 mm et quelques centimètres.

- de nombreux cristaux (≃ 27 %). Leur orientation planaire suit la fluidalité du verre. Ils peuvent se regrouper en paquets parfois formés de quelques individus à la queue-leu-leu.

Ces minéraux idiomorphes sont très rarement fragmentés. Leur bris, particulièrement ménagé, aboutit à l'écartement de leurs cassures, parfois à un tron-

çonnement en gros fragments alignés ou agencés en bananes, jointifs ou ménageant entre eux un certain intervalle. Ce bris préfigure celui des faciès plus évolués.

Les enclaves, les gros cristaux, les cristaux obliques à la fluidalité et ceux qui sont disposés bout à bout, perturbent le verre qui les moule et produisent l'apparition de bulles. Les bulles occupent deux "ombres" coniques situées de part et d'autre de l'élément. J'appellerai, dans la suite du texte, "oeil mongolique", ce type de structure en oeil bridé et oblique formé d'une "amande" (l'élément) et de ses deux "ombres" (Pl.3).

Les grosses cavités apparaissent au coeur d'une ombre. Les plus grosses sont celles plaquées contre les angles et les faces des éléments ; elles peuvent y être polylobées et leur taille maximale n'excède pas 0,15 mm. Leur contour est rond quand elles sont proches du cristal. Elles s'étirent dès qu'elles s'en éloignent en même temps que leur volume diminue. Elles disparaissent en même temps que la couleur du verre change. Au verre blanc des zones soufflées succède un verre plus coloré brun. Au point d'application de ces grosses bulles parfois polylobées, peut intervenir une rupture partielle de la face du cristal. Cette dernière paraît alors cupulée et les fragments y sont souvent accrochés ou adjacents.(Ph.8).

Ces modalités diffèrent sensiblement de celles observées au Katmaï où les éléments sont "entourés d'une auréole de bulles divergentes ou, au contraire, hémisphériques" (Bordet et al., 1963).

Le contact du "vitrophyre" et de la brèche susjacente ne montre pas de limite nette mais un passage progressif sur moins de 30 cm à un chevelu de rubans épars dans la matrice vitroclastique de la brèche et en quantité décroissante vers le haut. La rupture rapide de leur verre noir entretient la matrice. Leur rapport longueur/épaisseur est très supérieur à 10. Leurs bordures sont toujours sinueuses. Quelques blocs de la brèche (diamètre $\leq$ 40 cm), sont enchâssés dans le verre noir ; ils perturbent localement ce passage.

La brèche qui surmonte le vitrophyre est plus indurée et forme surplomb. Sa puissance atteint 3 m. environ. Elle détermine un replat constitué des matériaux plus gélifs de son toit. Elle est plus chaotique et très riche en blocs allogènes. Son aspect se compare aux dépôts des nuées ardentes péleennes. Le rubanement fruste de sa matrice est perturbé par la quantité et la taille des blocs subanguleux à arêtes vives. Leurs dimensions s'étalent de 1 mm à 1,5 m ; ils peuvent être jointifs et groupés par paquets ; certains blocs, à bords parfois trempés, se fragmentent.

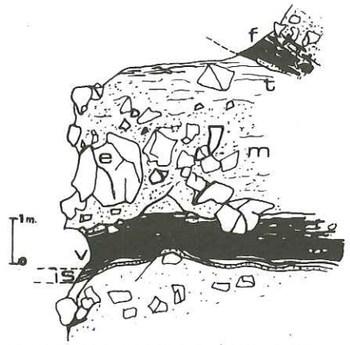
Le toit de la brèche surmontant le vitrophyre décrit ci-dessus est formé d'un assemblage de lentilles gris-clair laviques (faciès subporphyriques à phénocristaux non brisés). Certaines se dissocient partiellement en plusieurs individus de taille moindre. Leur longueur varie du centimètre au décimètre, leur épaisseur du millimètre au centimètre. Certaines lentilles, rose-rouge et décimétriques, montrent au coeur quelques nids épars de vésicules et de bulles.

Par place, la matrice, dont la quantité est négligeable devant celle des flammes, forme un film d'épaisseur millimétrique. Ailleurs, elle apparaît grise plus claire; sa structure est vitroclastique.

a2) à 1050 m d'altitude, la partie basale d'une masse tufacée reposant en discordance angulaire sur la brèche décrite précédemment, est matérialisée par une bande de 50 cm d'épaisseur riche en lentilles vitreuses, noires, grises ou brunes. Leur taille est fréquemment centimétrique et exceptionnellement décimétrique. Les lentilles se terminent en un chevelu de filets subparallèles

Fig. 6 - Coupe schématique d'un dépôt de coulée pyroclastique rubanée (venue complexe)

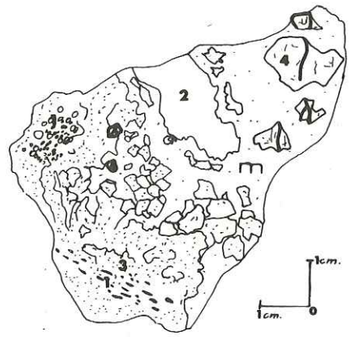
Ex. : Fraisse-Haut, affluent rive gauche de l'Alagnon (1045 m d'altitude).



Légende : is : interstrate tuffacée (ash-fall) - v : semelle vitrophyrique - e : enclave allogène - m : matrice sableuse - t : toit à assemblage de lentilles laviques - f : vitrophyre formé de lentilles vitreuses noires (unité tuffacée sus-jacente).

—o—

Fig. 7 - Détail d'un lambeau de lave (voir photo 1)



Légende : 1 : vésicule - 2 : bloc néogène, vitreux, lobé - 3 : bloc néogène, vitreux, brun-rouge et scoriacé 4 : bloc allogène compact - m : liquide matriciel à fragmentation débutante.

séparés par la matrice vitroclastique. Certaines, plus soufflées, contiennent des nids de bulles alignés en plans.

La matrice vitroclastique qui les baigne est colorée en jaune ; sa quantité est plus faible que celle des flammes. Elle englobe quelques éléments de laves enallogènes dures dont la quantité est assez élevée.

Les flammes disparaissent vers le haut en même temps que s'accroît la quantité d'éléments enallogènes. Ceux-ci occupent une position analogue aux blocs de la brèche décrite ci-dessus.

a3) à 1095 m d'altitude environ (5m au-dessous d'une brèche chaotique), l'unité la plus élevée visible dans cette coupe se charge, vers sa base, en verre gris très sombre sur près de 1 m. Ce verre est riche en minéraux orientés altérés et se présente sous plusieurs formes voisines : 1) en lentilles de verre noir et compact, allongées et de tailles centimétriques ; leurs contours sont nets et curvilignes ; 2) en lentilles analogues mais plus grises et parfois fluidales. Ces deux variétés baignent dans des zones microponcifiées gris clair dont l'épaisseur augmente quand les lentilles disparaissent; 3) en éléments plus tendres, vitreux, poncifiés (gris) et/ou même scoriacés (noirs). Leurs dimensions sont centimétriques. Leur forme est plus ovoïde et leurs contours paraissent plus lobés quand ils ne se fondent pas dans la matrice un peu plus claire. Certains, disposés à plat, ont leurs bulles étirées parallèlement à leur sens d'allongement. D'autres plus "fluidaux" ont leurs microponces agencées d'une façon planaire.

Ces fragments de lave baignent dans une matrice vitroclastique grise où subsistent, autour des minéraux isolés, des petits nids poncifiés non rompus.

b - Autres vestiges du liquide initial

b1) Ils se reconnaissent à 1055 m d'altitude au-dessus d'un replat. Trois mètres de tufs jaune-ocre à matrice rubanée d'une façon fruste par des trainées subparallèles, de teintes plus ou moins sombres (ocre à brun foncé), forment un abri sous roche d'où font saillie quelques lambeaux de lave (Pl.1).

Ces lambeaux de lave, à disposition planaire, sont peu nombreux et épars dans la masse ; leur dureté, leurs dimensions décimétriques (0,2 m d'épaisseur pour 1 m de long pour un exemple), et leur couleur sombre (brune au coeur et ocre plus clair en bordure quand ils passent à la matrice), les distinguent aisément.

Leur lave matricielle brune englobe ses propres fragments hyalins plus vitreux et brun foncé, de dimensions n'excédant guère 3 cm. Ils se présentent sous plusieurs aspects : 1) subanguleux, à faces et arêtes bien tranchées ; 2) ovoïdes ou allongés à contours sinueux mais bien limités ; 3) ovoïdes, ils possèdent une vésiculation (bulles rondes de moins de 3mm ou allongées) par bouffées délimitées par une teinte plus foncée. Ils peuvent s'entourer d'une gaine de fins tronçons millimétriques peu dispersés ; 4) allongés et fluidaux, leurs rubans, d'épaisseur millimétrique, sont soulignés par des variations de teintes claires dans les bruns (Fig.7).

Cette lave comporte une abondante phase solide représentée par : 1) de petits blocs de lave allogène épais, durs, compacts, centimétriques et à contours subanguleux ; 2) des cristaux entiers et orientés autour des éléments.

b2) Dans d'autres cas (tels l'unité qui détermine le 2e replat à 1055 m d'altitude et celle qui surmonte les tufs décrits en b1.), la quantité de la matrice vitroclastique est fortement réduite. L'unité apparaît comme une brèche indurée à caractère plus lavique. Les lambeaux centimétriques de lave prennent une teinte grise ou brune.

c) Interprétation

Je considère ces rares faciès laviques (vitrophyres, bandes de lentilles vitreuses, lambeaux de lave) comme les restes des stades initiaux de l'émission ; ces vestiges fossilisent l'amorce des mécanismes de rupture conduisant aux structures observables dans les tufs rubanés décrits plus loin.

A2.2 - Variations des faciès rubanés

Une venue à faciès tufacés forme des talus raides dont la pente peut dépasser 60° ; leur hauteur peut atteindre 8 m. Ces dépôts sont tenaces mais assez tendres pour se débiter en plaques parallèles au versant. Une altération sur quelques centimètres en surface estompe les détails d'un rubanement qui s'observe bien quand on détache des plaques que l'on retourne.

Les caractères du gisement de Fraisse-Haut (rive droite de l'Alagnon) se retrouvent moins complets dans les autres affleurements. Je montrerai les variations des faciès rubanés au moyen d'exemples étudiés dans ce gisement (Pl.2).

a - un faciès sombre se reconnaît vers le haut de la coupe, à 1,5 m environ, sous un dépôt de nuée ardente grise qui recouvre le toit du dépôt de tufs rubanés. Il s'intercale dans des faciès clairs en un feuillet épais de 50 cm au plus (le gisement sous le replat du buron de Belles-Aigues comporte aussi ce faciès peu fréquent).

Sa teinte sombre, brun-violacé, tranche bien sur la teinte claire des autres faciès. Son induration à peine plus élevée le dégage également.

De cette masse brune, d'épaisseur centimétrique, à peine parcourue de filets colorés jaunâtres, s'amorce une découpe en plans frustes dont le nombre et la régularité s'accroîssent rapidement. Ces plans s'empilent à la manière de longues crêpes (longueur décimétrique, épaisseur millimétrique, largeur/longueur non déterminable ; s'y mêlent de rares flammes centimétriques, plus courtes et à peine plus épaisses ($L/l \simeq 10$) parfois renflées et vésiculées. Une coupe, dans tout cet empilement de crêpes, permet l'observation des rubans (Ph.2).

Ces rubans se regroupent en bandes, d'épaisseurs souvent centimétriques, séparées par des inter-bandes discontinues, bien moins épaisses ($\leq$ 3 cm) et parcourues de filets d'épaisseur millimétrique, plus tronçonnés, à contours assez flous et de teintes claires (brun beige) quand ils se fondent dans la matrice.

L'interbande diffère des rubans par sa couleur plus claire, sa structure vitroclastique plus fine et ses teneurs en éclats et en gros cristaux plus élevées.

Les rubans les plus sombres, les mieux contrastés, montrent clairement une ramification en filets de quelques 1/10 de mm d'épaisseur. Ils s'entourent d'un film de matrice et leur teinte s'estompe en bordure pour passer à celle de la matrice.

Leurs terminaisons se tronçonnent pour disparaître dans les interbandes riches en matrice. Ce mécanisme est encore plus net aux abords des flammes boursouflées. Elles commencent à s'entourer d'une gaine vitroclastique de 1 à 2 mm

d'épaisseur, jaunâtre et bien contrastée. Cette auréole s'élargit sur un côté de la flamme quand celle-ci disparaît en quelques millimètres de distance.

La structure vitroclastique de ces rubans résulte d'une rupture ménagée ce qu'attestent :

1) la conservation de la forme des rubans et des flammes ;

2) la présence, au sein des échardes curvilignes accumulées, de vestiges microponcifiés pouvant parfois occuper toute l'épaisseur de la flamme ; leur verre homogène lisse est percé de bulles (de quelques 1/10 de mm) à parois sphériques ou plus rarement étirées. Quelques vestiges microponcifiés allongés se disposent obliquement par rapport à la disposition planaire des rubans. L'isotropie du verre est remplacée par une faible birefringence de tension ;

3) le maintien partiel des détails du contact flamme-matrice (lobes digités, terminaisons ramifiées). Ce contour n'est nullement souligné par une limite nette, telle une ligne d'oxydes opaques. Il est bien matérialisé par la différence des tailles entre les échardes de la flamme et de la matrice et par les éclats et poussières hyalines très abondants dans cette dernière.

Les rubans butent et se déforment au contact des éléments de la phase solide qui s'entourent d'une gaine vitroclastique souvent dévitrifiée. Les cristaux épars dans la flamme sont déjà brisés, certains possèdent des faces concaves.

Quelques rares ponces inframillimétriques se reconnaissent, isolées dans l'enveloppe de matrice bordant une flamme. Certaines ponces, isolées ou alignées, sont incluses dans les rubans ; d'autres, plus rares, sont moulées par ceux-ci.

b - aucune discontinuité ne sépare le faciès sombre décrit ci-dessus de la masse plus claire des tufs vers laquelle il évolue en quelques décimètres.

Quelques flammes soufflées subsistent et leur quantité décroît moins vite que celle des rubans sombres. Ceux-ci s'éclaircissent, prennent des teintes rose à gris-blanc en même temps que leur rupture entretient la matrice (Ph3).

La quantité des ponces augmente. Elles sont isolées ou réparties par plans dans les flammes, les rubans clairs et entre les filets plus sombres. Elles se disposent d'une façon quelconque ou s'alignent en quelques individus jointifs et parfois disposés à plat. Leurs dimensions atteignent 1 mm et plus rarement 3 mm. Les ponces isolées prennent une forme globulaire ou oblongue.

Leur contour est irrégulier et quelques fins fragments peuvent s'en détacher.

Leur verre blanc, ou plus rarement noir (ravin de Belles-Aigues, 1370 m d'altitude), est transpercé de bulles parfois allongées ou souvent rondes. Certaines ponces ont un coeur ovoïde, riche en bulles sphériques ($\leq$ 1 mm), qui peut s'entourer d'un ourlet vitreux ; celui-ci sépare le coeur de la ponce d'une couronne à cavités plus petites (quelques 1/10 de mm). Certaines ponces, plus allongées, sont bordées de lignes de cristaux ; leurs bulles sont souvent rondes mais quand elles sont étirées, leur allongement peut être différent de celui de la ponce.

c - au stade suivant, souvent bien représenté, ne subsistent que : 1) quelques ponces d'environ 1 mm, éparses ou associées à de rares rubans ; 2) de rares flammes toujours larges ($\leq$ 5 mm) et parfois groupées ; la matrice qui les sépare est toujours plus épaisse qu'elles ; leur couleur reste plus sombre au

coeur mais elle varie des gris au rouge ; leurs contours sont plus plissotés ; leur tronçonnement est acquis en même temps que se développent les cristallisations secondaires (axiotiques, pneumatolytiques) ; 3) de rares rubans isolés ou des zones teintées d'un gris uniforme qui seraient les restes de bandes de rubans plus sombres. (Ph.4).

La quantité de matrice vitroclastique très abondante, le désordre des éléments des phases solides (et liquides), dont le bris croît, accompagnent la disparition du rubanement.

Un examen de la granulométrie d'un faciès blanc particulièrement dépourvu de rubans, conduit aux résultats suivants (en mm) : Mode = .250 ; fractiles : Q_{50} = .040, Q_{75} = .240 ; hétérométrie de Cailleux = 2,2.

La courbe étalée est parabolique au-dessous de .2mm et faiblement hyperbolique au-dessus.

Ce tuf cendro-sableux paraît assez mal classé.

d - d'autres coupes comportent quelques faciès qui représenteraient les stades d'évolution ultimes ; ils sont douteux par suite d'une surimposition d'effets secondaires qui accompagnent les formations tardives qui les recouvrent.

Certains peuvent être indurés et compactés. Dévitrification, dépôts pneumatogènes et argilisation sont bien développés. Leurs structures rubanées peuvent être conservées (cas de faciès rouges des gorges de l'Alagnon, sous le buron de Belles-Aigues). D'autres, colorés en jaunes, restent tendres et ne conservent qu'une vague orientation planaire surtout soulignée par des amas allongés de menus fragments de cristaux et de rares ponces envahies de minéraux pneumatogènes et d'altération(1065 m d'altitude, ravin à l'E. de Fraisse-Haut).

A2.3 - Reconstitution de plusieurs types de venues

Les observations de terrain résumées dans les pages précédentes, me permettent de distinguer trois types de venues :

a - les venues complexes, essentiellement observables dans le ravin de Fraisse-Haut (versant gauche de l'Alagnon), comportent la succession verticale suivante (Fig.6) :

- un toit représenté par une masse, de moins de 5 m, de tufs plus ou moins rubanés et altérés ou rougis par les venues ultérieures (coupe du ravin de Fraisse-Haut, affluent en rive gauche de l'Alagnon, entre 1045 et 1050 m et entre 1090 et 1100 m d'altitude) ;
- une brèche chaotique ($\simeq$ 5 m) ou une masse tuffacée riche en blocs ; la disparition des rubans est liée à la quantité de blocs ; les blocs se concentrent dans les parties basales de cette masse ;
- un vitrophyre, d'épaisseur décimétrique, reposant directement sur les dépôts antérieurs, ou s'intercalant à la base de la venue à moins de 1 m du contact inférieur de celle-ci. Ce vitrophyre ne montre pas de limite supérieure nette mais passe en quelques centimètres aux tufs rubanés sus-jacents.

b - un type de venue simple (puissance maximale = 5 m) possède quelques lambeaux décimétriques de lave, isolés dans des tufs à rubanement fruste en cours de disparition. Dans quelques cas, la proportion des lambeaux laviques est plus élevée et leur taille est plus faible (moins de 5 dcm).

c - un type de venue simple uniquement tuffacé (13e ravin au versant droit de l'Alagnon, face à Fraisse-Haut). La conservation du rubanement est inégale au sein de la venue. La puissance maximale d'une venue est de l'ordre de 10 m (Ph.20).

Faute de pouvoir observer l'évolution latérale de ces venues, on ne doit pas conclure à une indépendance entre ces différents types. On ne doit pas notamment exclure un passage latéral entre une venue complexe (type a) et une venue simple (type c).

Le ravin de Fraisse-Haut, versant gauche de l'Alagnon, comporte sur une verticale, ces trois types de venues superposés en unités métriques discordantes ou séparées par des tufs lités.

Ces tufs, puissants de moins de 30 cm, alternent en lits milli- et centimétriques. Des cendres fines, grises à beiges, contenant ou non des ponces blanches (souvent de 2 à 8 mm), éparses ou rassemblées par bandes, encadrent des cendres sableuses, sables ou passées graveleuses parfois granoclassées à ponces et laves allogènes qui ménagent parfois des interstices. Ces tufs lités peuvent être rubéfiés et compactés (tels ceux recouverts à 1045 m d'altitude par un vitrophyre) et ne conservent de leur structure qu'une alternance de bandes rosâtre à brique foncé d'où émergent quelques graviers.

A2.4 - Cristallisation et phase solide

a - Les cristallisations des tufs sont aussi peu développées que dans les "types à flammes" décrits ultérieurement (si l'on exclut les cas douteux des faciès modifiés secondairement).

La dévitrification affecte moins la flamme que les ponces qui peuvent être tapissées de cristallisations axiolitiques. La pâte des tufs est plus dévitrifiée, de façon inégale et préférentiellement, autour des trains de cristaux. Elle comporte des bouffées fortement pigmentées en brun-noir et débitées en petits pavés par des fentes. Quelques vestiges de bulles rondes subsistent, totalement dévitrifiées et oblitérées par des cristallisations axiolitiques plus développées. Les rares minéraux qui s'y trouvent sont destabilisés.

Les cristallisations pneumatolytiques sont enregistrées : 1) par la pigmentation du fond et de rubans à l'exception d'auréoles, plus claires, autour des grosses enclaves allogènes, des cristaux millimétriques et des convois de fragments ; 2) sous forme de traînées de granules opaques qui épousent la fluidalité ; certaines proviennent de fins rubans qui se résorbent.

La présence de tridymite est probable.

Les argiles d'altération (montmorillonite), sont peu abondantes.

b - Cristaux libres dans les tufs

L'évaluation de leur quantité est toujours faussée par leur bris et leur répartition. La teneur en éclats est plus élevée dans la matrice que

dans le ruban ou dans les flammes. Les faciès plus évolués sont plus riches en éclats. Cette quantité peut donc varier de 15 à 30 % selon les unités et les faciès.

La répartition des cristaux est égale dans la masse des tufs. Ils peuvent, par place, se concentrer en amas de quelques individus.

Leur disposition dépend du rubanement des dépôts. Tant que celui-ci est bien conservé (I § A2.2 : faciès a et b) les cristaux s'agencent en zone encadrant les rubans et les flammes. Les cristaux à plat, alignés, en trains d'éclats épousant la moindre ondulation des rubans ou moulant les enclaves, sont fréquents. Les nids de poncification repoussent les éclats qui les moulent. Le cas d'un clinopyroxène oblique relativement à l'orientation planaire du dépôt est observé. L'emplacement de l'ombre qu'il détermine est conservé ; cet emplacement, pauvre en cristaux, est occupé par une gaine d'échardes vitreuses claires. Un ruban de verre brun, fortement pigmenté et riche en granules de minerais, moule le cristal et se tronçonne à son sommet. (Ph.17).

Dans les faciès plus évolués, le désordre, l'éparpillement des éclats de cristaux accompagnent la disparition des rubans.

Leur granulométrie s'étale de la poussière biréfringente au cristal millimétrique subautomorphe et à peine fragmenté.

Les teneurs en éclats et en gros cristaux sont plus élevées dans la matrice que dans les rubans.

Le bris, facilité par les lignes de faiblesse, est plus poussé dans les faciès pauvres en rubans ; il aboutit à des poussières et des éclats prismatiques (Pl.6).

Le bris est, par contre, ménagé dans les faciès les plus rubanés ce qu'attestent :

- la présence de biotites déformées analogues à celles qui seront décrites dans les "coulées de cendres à flammes". Les formes fléchies, tordues, en arcs parfois rompus à la charnière, sinueuses par torsion ou glissement le long des plans de clivage et parfois partiellement ramifiées, ne sont pas rares.

- pour les autres cristaux moins déformables :

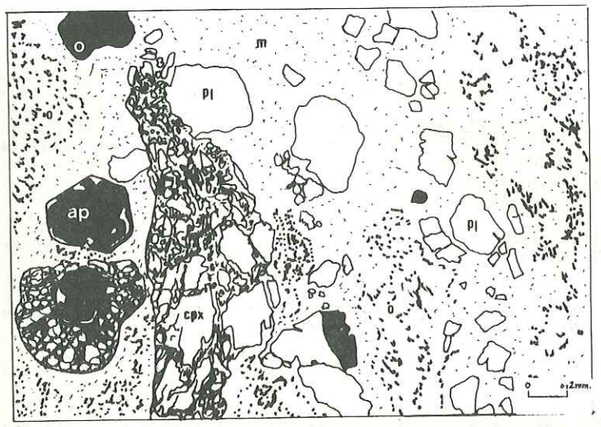
  1) la fragmentation, partielle ou totale et sur place, d'un cristal auquel reste attaché soit une longue queue qui s'effiloche de fragments qui s'amenuisent, soit une gaine de tronçons peu dispersés (Fig.8);

  2) un tronçonnement (facilité soit par les plans de clivages, soit par les fissures transverses aux cristaux) en quelques gros fragments qui peuvent s'aligner, se juxtaposer en arc, en sinuoïde et plus rarement en "S".

- la conservation de cristaux et de rares gloméroporphyres entiers ou lézardés sur place (Ph.14).

Ces figures assez fréquentes se mêlent à des tronçons déjà plus évolués, parmi lesquels les éclats à faces concaves et cupulées ou en forme de sablier, ne sont pas rares.

Fig. 8 - Quelques types de cristaux brisés, au sein d'un tuf rubané (d'après photo G 10 16)



Légende : ap : apatite automorphe - cpx : tronçonné sur place ou libérant une queue de fragments - Pl : convoi de fragments de felds. - op :oxydes opaques (Phénocristal subautomorphe ou granules) m : matrice vitroclastique.

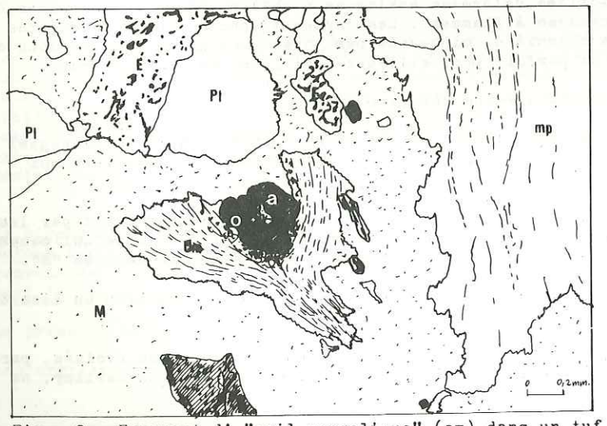


Fig. 9 - Fragment d' "oeil mongolique" (om) dans un tuf rubané (H.9.9.b).
a : "amande"(amph brune, o : minerais)à bulles sphériques en bordure et allongées en périphérie - m : matrice vitroclastique - mp : micro-ponce - E : enclave allogène.

Je citerai encore deux particularités :

1) un verre brun-beige homogène, lisse, continu, peut s'accrocher autour des cristaux, en larges plages parfois percées de microbulles. Quelques fragments "d'yeux mongoliques", disposés sans orientation privilégiée, se comportent comme des enclaves. Leur rupture intervient : 1) sur leur pourtour, au niveau des bulles allongées les plus fines ; les bulles larges et rondes,plaquées contre le cristal central, restent intactes ; 2) au niveau du cristal, dans la partie la plus renflée de "l'oeil mongolique" dont une moitié est conservée quand elle se brise selon le premier mode décrit(Fig.9);

2) un autre cas conservant intact l'état lavique antérieur, peut se reconnaître à la faveur d'une section basale d'amphibole, creuse et ouverte sur une face, dont le coeur est riche en larges microbulles sphériques unies par un film continu d'un verre beige.

Les cristaux rencontrés, plagioclase , clinopyroxène vert, oxydes opaques, amphibole, biotite et apatite, diffèrent peu de ceux que je décrirai dans les autres types de coulées pyroclastiques. Il faut noter : l'apparition dans certaines unités d'un clinopyroxène pâle, maclé en sablier et à basse teinte de polarisation, l'absence de grandes apatites grillagées et la présence peu fréquente de sphène. L'amphibole est très souvent fraîche ; la biotite est également saine mais elle peut être accompagnée de quelques sections mordorées.

c - Enclaves allogènes

La répartition de ces lapilli et petits blocs est égale dans tout l'affleurement. Les amas allongés de 4 à 5 individus calibrés, sont moins fréquents que les éléments isolés. Leur quantité varie selon les unités. Quelques éléments, allongés, se disposent à plat. Certains sont durs et compacts ou plus rarement scoriacés, anguleux ou subanguleux, trapus ou rectangulaires et à arêtes peu retouchées ; ils se récoltent plus souvent que d'autres éléments subarrondis, à faces polies et arêtes émoussées (1055 m d'altitude, coupe du ravin de Fraisse-Haut, affluent rive gauche de l'Alagnon). Leurs dimensions, fréquemment centimétriques, s'étalent de moins de 1 mm à plusieurs décimètres. Une nouvelle pigmentation, accompagnée de granules opaques granulaires, envahit ces éléments dont certains, rougis, s'entourent d'une mince gaine opaque.

Les types de laves les plus rencontrés sont les latites. Les latites porphyriques à grands plagioclases ($\leq$ 6 mm) et clinopyroxènes verts, dominent ; les trachyandésites porphyriques, riches en fins plagioclases miroitants et clinopyroxènes pâles, ne sont pas rares.

La variété des éléments du socle cristallin comprend du quartz filonien et tous les types de roches métamorphiques connus dans la région ; seuls les granites sont peu fréquents. Ces éléments portent parfois les traces d'un début de fusion.

A3. - CONCLUSION

Les caractères qui se dégagent de l'étude des deux coupes de la région de Fraisse-Haut, permettent de comparer ces tufs rubanés aux ignimbrites du Latium (Italie) et plus particulièrement aux dépôts constituant les petites langues canalisées décrites par Locardi et Mittempergher (1967).

L'emploi du terme coulée pyroclastique est justifié par la prépondérance des faciès cendro-sableux à matrice vitroclastique sur les vestiges du liquide initial. L'aspect général d'un dépôt le rapprochera de celui d'une coulée de cendres (ash-flow) ou d'une coulée de ponces (pumice-flow).

B - COULEE DE CENDRES : TYPE A FLAMMES LENTICULAIRES

B1. - LOCALISATION, MORPHOLOGIE

Ce type de dépôt est bien représenté en rive gauche de l'Alagnon. 1) de 1020 m à 1090 m d'altitude, dans le lit du ravin de Pierre-Taillade, ou en falaise sur ses deux rives, et le long de la RN.126, de part et d'autre du pont de même nom, côté à 1041 m d'altitude, sur une distance de près de 300 m; 2) dans le lit du ravin de Fraisse-Haut de 1000 à 1015 m d'altitude ; 3) en rive droite du thalweg de la Remise, à 1150 m d'altitude, sous forme d'un petit affleurement de quelques mètres d'épaisseur.

Il est présent, en rive droite de l'Alagnon, dans le ravin du 13e pont compté sur carte depuis la gare du Lioran, de 1180 à plus de 1200 m d'altitude, ou une coupe en rive gauche permet l'étude du dépôt et de ses tufs lités de base.

Ce faciès prend, au Pont de Pierre-Taillade, la forme d'un front de langue (puissante de plus de 30 m), à relief légèrement inversé (visible en rive droite du petit ravin de la Remise) et dont les dimensions observables n'excèdent pas 250 m de large et 800 m de long. Son sens d'écoulement est S.E. et sa pente estimée, d'après ses discontinuités, est de moins de 10°. Le ravin actuel de Pierre-Taillade la partage ; celui de la Remise la borde sur son flanc E.

B2. - LES AFFLEUREMENTS

Ils forment des talus subverticaux (ravin de Pierre-Taillade) ou pentés de plus de 60° (affleurement de la rive droite) dont la hauteur varie de 1 à 15 m : les dépôts sont donc tenaces. Ils sont assez tendres pour être facilement érodés par les eaux de ruissellement quand ils affleurent en fond de thalweg (ravins de Fraisse-Haut et de Pierre-Taillade). L'induration d'un affleurement varie en une dizaine de mètres. Le faciès le plus induré, visible sur la RN.126, 150 m à l'aval du pont 1041 m, se remarque par ses belles arêtes vives découpées par un lot de diaclases pentées N.E. Les dépôts ont, en général, une allure en dos d'éléphants, leurs aspérités sont émoussées et leur débit en pelures parallèles aux versants dégage des plaques.(Pl.7)

La couleur d'ensemble est uniforme dans des tons gris (Pierre-Taillade et Fraisse-Haut) ou beige clair (Remise et affleurement rive droite de l'Alagnon). Quelques trainées colorées en rouille ou rouge lardent la masse. Des diaclases verticales ou obliques recoupent ces tufs mais aucune prismation n'est visible. De rares discontinuités horizontales, difficiles à discerner, se présentent sous forme de joints parfois surmontés d'une bande (de moins de ½ m. d'épaisseur), à plus grande concentration de petits blocs et graviers. On en observe sur quelques mètres, le long des talus de la RN.126, 50 m. à l'aval du Pont de Pierre-Taillade.

B3. - LES MATERIAUX

Ces tufs, à granulométrie de cendres grossières indurées, sont formés de phases solides (cristaux et enclaves) et de flammes vitreuses et poncifiées baignant dans une matrice cendreuse (Pl.8).

B3.1 - La matrice des tufs :

La structure vitroclastique de la matrice des tufs est particulièrement oblitérée par les cristallisations pneumatolytiques et la quantité

des poussières de la phase solide. Cette matrice semble moins riche en échardes curvilignes que celle des types rubanés ou riches en ponces. Ce fait résulterait de la pulvérisation poussée du verre microponcifié des flammes. Il demande confirmation : les quelques petits pavés vitreux (uniquement visibles aux plus forts grossissements) qui ménagent entre eux de minuscules cavités, en fournissent une insuffisante.

B3.2 - Les cristallisations tardives de la matrice.

- Dévitrification : elle est faible et inégale : quelques indices de croissance axiolitique sont visibles (Pierre-Taillade et affleurement en rive droite).

- Cristallisation pneumatolytique : le fond, coloré en brun, possède une très haute densité d'opaques granulaires ou d'imprégnation (associés à quelques minuscules apatites). Leur quantité est telle que les polymorphes de haute température de la silice passent inaperçus s'ils n'occupent pas les bulles de quelques microponces (affleurement en rive droite de l'Alagnon et ruisseau de Pierre-Taillade). Les carbonates peuvent envahir certains échantillons altérés du ravin de Pierre-Taillade.

- Argiles d'altération : on leur doit l'aspect floconneux et assombri de la matrice des faciès les plus modifiés du ravin de Pierre-Taillade.

B3.3 - Les fragments de cristaux épars dans la matrice.

Leur répartition et disposition dépendent de la quantité et de la forme des flammes. Quand l'espace entre les flammes est grand, les minéraux y sont disposés sans ordre, mais lorsqu'il diminue, les minéraux tendent à se concentrer et les plus gros à s'orienter.

La concentration des plus gros fragments est plus élevée au centre des zones interflammes ménageant un espace entre eux et la flamme. Ce cas assez net se présente peu souvent. L'amas des cristaux s'y allonge en lentilles discontinues. Leur quantité est toujours élevée. Un chiffre de plus de 35% d'éclats et de cristaux entiers peut être retenu pour les dépôts du ravin de la Remise.

Forme et taille des éclats dépendent des types de cristaux et de leurs lignes de faiblesses (clivages et cassures curvilignes principalement). L'essentiel des cristaux est retenu par le tamis de 0,25 mm, et des cristaux millimétriques se récoltent facilement sur le terrain.

La forme des biotites est une bonne signature de coulée pyroclastique :
Leur déformation conduit à des allures flexueuses (plis coniques rompus ou non à leurs charnières, allure sigmoïde et en boomerang par exemple) et à des torsions accompagnées ou non de rupture. L'extrémité du cristal se clive et s'effiloche ; elle peut être bifide au contact d'un obstacle ainsi partiellement enchâssé. Ces déformations sont en général accentuées au contact d'autres cristaux.

Les autres cristaux se fragmentent en éclats. Les plus gros restent subautomorphes, à peine parcourus de cassures curvilignes ou se disjoignent en 1 ou 2 fragments. Leur rupture contribue à augmenter le nombre des éclats dont la taille décroît ; elle peut débuter en bordure d'un gros minéral idiomorphe ou même dans sa masse et elle se termine avec l'éparpillement des tronçons.

Types de cristaux :
L'essentiel des cristaux est représenté par le plagioclase, en quantité supérieure au clinopyroxène et aux oxydes opaques, eux-mêmes plus abondants qu'amphibole, biotite et apatite.

Le Plagioclase est sain. Son coeur s'entoure d'un cortex avec zonage oscillatoire contrôlant l'implantation d'inclusions fines en 1 ou 2 gaînes. Le coeur moins alcalin, à peine chagriné, englobe des inclusions plus larges remplies de verre brun isotrope, d'un produit incolore-rosé isotrope et à relief négatif et de feldspath plus alcalin, et/ou assombries par des minerais. Ces inclusions peuvent parfois s'anastomoser. Le plagioclase est poecilitique englobant l'apatite et les oxydes opaques. Quelques-uns englobent des amphiboles amiboïdes et des clinopyroxènes. D'autres peuvent se résorber.

Le Clinopyroxène est toujours vert, son zonage contrôle l'implantation de petites inclusions. Il est poecilitique contenant l'apatite et les oxydes opaques. Certains englobent des plages amiboïdes d'amphibole et de plus rares biotites. Un début de résorption se manifeste par la présence d'interstices à formes diverticulées (facules de fusion ?). Sa teinte de polarisation est toujours élevée.

L'Amphibole brune est souvent fraîche et plus rarement rougie et blindée.

La Biotite apparaît très mordorée et chauffée.

L'Apatite se présente en larges individus de ½ mm. au plus, quadrillés par les opaques. Cet habitus, commun aux quatre gisements, est spécifique de ce type.

Les enclaves cumulatives récoltées possèdent la même composition minéralogique que le dépôt. L'une d'elles, provenant du ravin de Pierre-Taillade, est occupée en son centre par un clinopyroxène (3,5 mm x 2,5 mm). De grandes magnétites se plantent sur son pourtour. Les plagioclases qui les entourent englobent, ainsi que les oxydes opaques, des apatites grillagées en grandes sections. Le clinopyroxène contient, à proximité de son pourtour et sur 0,5 mm. d'épaisseur, une concentration de plages amiboïdes disjointes renfermant des amphiboles brunes (certaines ont le même angle d'extinction) et de rares biotites douteuses. La teinte verte du clinopyroxène s'assombrit en périphérie dès qu'apparaît l'amphibole brune. (Ph.27).

B3.4 - Les enclaves allogènes

Des lapilli et petits blocs sont, en général, également dispersés dans tout un affleurement, à part quelques exceptions locales dans les dépôts du ravin de Pierre-Taillade. Leur quantité est abondante dans les dépôts de Fraisse-Haut et de Pierre-Taillade.

Ces éléments sont subanguleux, compacts, à arêtes émoussées et faces parfois lisses et polies ; leur taille varie de moins de 1 mm. à des dimensions centimétriques. On les distingue par leur couleur noire, brune, bleutée ou plus claire et par leur degré de cristallisation : certains sont vitreux, parfois fluidaux, souvent partiellement dévitrifiés ou felsitiques, d'autres trachytiques ou même doléritiques. Les principaux types rencontrés sont des latites porphyriques à clinopyroxènes et des latites porphyriques riches en biotites surtout nombreuses au ravin de Pierre-Taillade.

L'affleurement de Pierre-Taillade possède quelques traits spécifiques supplémentaires tels que la présence : 1) d'éléments du socle cristallin et 2) de bandes à concentration d'enclaves allogènes. Certaines bandes

se signalent par un simple accroissement de la quantité d'enclaves, mais d'autres se caractérisent par une augmentation du nombre des blocs centimétriques d'un seul faciès, qui restent cependant toujours isolés les uns des autres (exemple visible sur la RN.126 près de l'appui du pont de Pierre-Taillade en rive droite).

B3.5 - Les deux types de flammes

Dans les dépôts du ruisseau de la Remise et de la rive droite de l'Alagnon, la répartition des flammes paraît égale. Cependant, dans les gisements de Pierre-Taillade et de Fraisse-Haut (rive gauche de l'Alagnon), les flammes sont disposées en zones de concentrations inégales. Cette observation, qui paraît être la plus générale, et la présence des discontinuités horizontales mentionnées précédemment distinguent, toutefois assez mal, les strates érigeant les falaises de tufs à flammes.

Premier type de flamme (Fig.10):

Le type commun aux gisements, et le plus représenté, prend la forme d'un disque (aplatissement suivant une dimension et allongement plus ou moins égal suivant les deux autres ; l'examen de quelques individus proches montre qu'aucune direction privilégiée ne s'impose). Son allure est celle de "flammes" ou de lentilles selon qu'on la voit en plan ou en coupe.

a/ La taille des flammes varie de 1 mm. à 40 cm. Les flammes de dimensions centimétriques sont les plus fréquentes. Le rapport longueur/épaisseur se situe le plus souvent entre 2 et 4 et peut, plus rarement, atteindre 7 à 9 (ceci ne doit être considéré que comme un ordre d'idée : les mesures des dimensions n'étant jamais prises sur des coupes rigoureusement perpendiculaires aux plans des lentilles, lesquelles ne sont pas non plus toutes aussi longues que larges). Les quantités des flammes et des enclaves sont en rapport inverse.

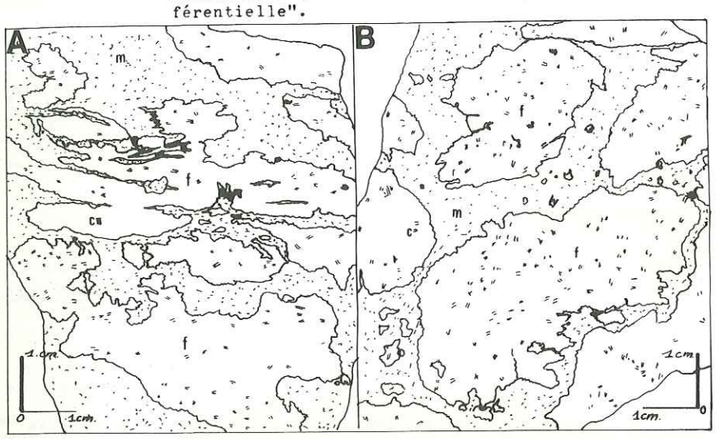
b/ leur couleur peut être sombre : grise à noire, brune ou bleue, ou plus claire : grise, bleue, rosée, blanche. Ces flammes ressortent assez mal du fond, les termes les plus contrastés étant généralement minoritaires. Elles s'en distinguent surtout par l'uni et l'homogénéité de ces teintes qui s'opposent à la somme des particules diversement colorées de leur matrice. Certaines, peu fréquentes, apparaissent panachées. Leur coupe présente une alternance de rubans bien contrastés, noirs et gris-blanc ou bruns et ocre-crème, de rapport d'épaisseurs variant de 3 à 5 et dont les états physiques sont plus ou moins avancés vers une microponcification et même vers la rupture. Ph.23.

c/ leur dureté plus grande que celle du fond permet une microérosion différentielle qui les dégage légèrement.

d/ au microscope, leur mésostase est un verre lisse continu, fortement pigmenté et beige à brun rouge. Dans quelques rares exemplaires une fluidalité du verre a été observée (Pierre-Taillade). Ce fond continu peut parfois contenir des nids de petites bulles sphériques et d'autres à parois déformées ou même hérissées. Ces petites bulles peuvent se réunir et leur taille semble augmenter près des cristaux. Ces traits sont communs à tous les gisements, les faciès les moins évolués étant rencontrés dans celui de la rive droite de l'Alagnon.
Dans le ravin de Pierre-Taillade, beaucoup de flammes dépassent ce stade primitif pour atteindre un état globalement microponcifié. La coexistence de tous ces stades sur le même échantillon y est fréquente.

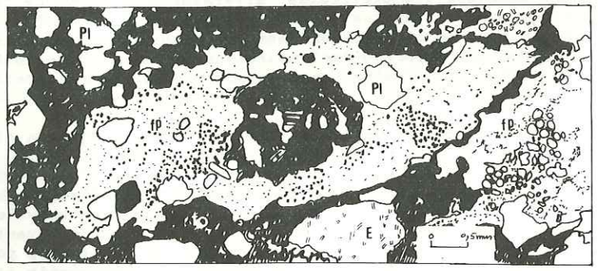
Fig. 10 - Détail d'un échantillon de coulée de cendres à flammes.
Ex. : 13e ravin en rive droite de l'Alagnon altitude 1180 m.

A : coupe d'une flamme lenticulaire. La forme des tronçons la ramification et le clivage des flammes supposent la dislocation d'une lave initiale par "vésiculation différentielle".



B : "Pétale" : plan parallèle à la base d'une flamme. Le rapport longueur/largeur est, dans la plupart des cas plus proche de 1 que celui qu'indiquent les flammes représentées ici. La photo 25 illustre le contraste entre la flamme et sa matrice.

Fig. 11 - Flamme ponceuse de la coulée de cendre de Pierre-Taillade.



Légende : fp : flamme microponceuse (au centre) ou ponceuse (à droite) - fo : matrice particulièrement modifiée (aspect floconneux dû à l'abondance des argiles et des poussières de minerais) - E : enclave allogène.

e/ ces flammes contiennent des cristaux. Ils sont répartis sur toute la surface, mais les plus gros sont rarement proches de la périphérie. Vue en coupe, leur disposition apparaît souvent orientée selon les vagues des plans de fluidalité. Leur quantité dans la flamme, de l'ordre de 20 à 25 %, est très nettement inférieure à celle des éclats visibles dans la matrice.

Ces cristaux sont automorphes, parcourus de cassures curvilignes, à peine lézardés ou plus rarement tronçonnés. leur taille est donc très supérieure à celle de l'éclat moyen de la matrice. Cependant, les individus les plus gros appartiennent toujours à la matrice.

Les cristaux visibles dans la flamme sont les mêmes que ceux libres dans la matrice.

f/ l'absence d'éléments durs enallogènes est une caractéristique des flammes.

g/ la mésostase des flammes est encore plus faiblement dévitrifiée que la matrice du tuf : les cristallisation axiolitiques ont des tailles encore plus fines. Elle est chargée en granules d'opaques moins nombreux et de tailles plus petites que ceux de leur gangue.

Le contact flamme-matrice est toujours digité, lobé, contourné, festonné ; il est souligné par une frange de minuscules granules jointifs (Ph.25). Il est toujours contrôlé par la présence des phases solides dans le fond de la roche. A titre d'exemple, un gros cristal de la matrice disposé obliquement par rapport au plan de la lentille, produit une déformation de la flamme qui le moule en ménageant fréquemment un espace étroit occupé par les échardes et appauvri en éclats. La terminaison des flammes s'effiloche. De leur bordure peuvent se cliver quelques minces rubans. Ce mécanisme est amplifié dans les flammes panachées.

Deuxième type de flammes : Fig. 11.

Un type de "flammes ponceuses", plus rare, est particulier au gisement de Pierre-Taillade. Elles y affleurent en zones d'épaisseur décimétrique intercalées assez haut le long de la RN.126 et dans le ravin à l'amont du pont.

Les objets récoltés sont millimétriques à centimétriques. Le rapport longueur/épaisseur proche de 2, confirme leur aspect plus ovoïde ; leur couleur peut être rose ou jaunâtre. Elles sont plus tendres que la matrice, qui devient alvéolaire.

Leur mésostase de couleur beige-crème est microponcifiée et plus rarement poncifiée ou faiblement soufflée. Les cristaux qu'elle renferme sont moins abondants que dans les flammes du premier type (3 ou 4 subsistent). Ils sont aussi gros, mais relativement plus brisés (une biotite tordue en chevron est incluse), les plagioclases à faces concaves ne sont pas rares ainsi que les clinopyroxènes craquelés. La plupart des cristaux sont soufflés dans le fond et les lobes de mésostase s'insinuent entre eux. Une flamme renflée est occupée en son centre par un clinopyroxène subautomorphe (diamètre ≧ à la moitié de l'épaisseur de la flamme) séparé d'elle par un espace étroit occupé de matrice.

Elles sont particulièrement modifiées par dévitrification et argilisation de leur verre. Les altérations pneumatolytiques s'observent grâce :

1) à la gaine d'opaques qui peut entourer les minéraux ; 2) aux rubans pigmentés qui, partant de la matrice, s'effilochent en plans, d'épaisseur plus ou moins fines, parfois discontinus et contournés, mais globalement subparallèles à la base (ce cas rappelle les flammes panachées); 3) à la tridymite qui n'y serait pas absente ; 4) à une altération fréquente des plagioclases et des clinopyroxènes ; 5) aux carbonates répartis en quantités inégales.

La matrice qui les baigne est encore plus transformée. Elle devient sombre et floconneuse par argilisation. Vue au microscope, elle est noire et réfléchit la lumière en blanc. Le pris des cristaux augmente.

L'affleurement, fortement modifié par les actions pneumatolytiques, est le lieu privilégié de l'altération météorique. Leurs actions conjuguées permettent une notable modification chimique des flammes "ponceuses" (le strontium atteint une valeur de 5.900 ppm., huit fois supérieure à celle des tufs et du premier type de flamme).

B4. - DIFFICULTE D'UNE ETUDE GRANULOMETRIQUE

Les examens granulométriques sont toujours partiellement faussés par une rupture mécanique des flammes dont les contours sont délicats. Un échantillon du ravin de Pierre-Taillade (1030 m. d'altitude en rive droite) a été choisi pauvre en flammes et riche en petits graviers ; un autre, pris dans le gisement de la rive droite de l'Alagnon est riche en flammes. Leurs résultats respectifs (en mm.) sont les suivants :

- Mode principal = .0125 et .250
- Mode secondaire = .250 et .160 ou .0315
- Fractiles = Q25 = .034 et .033, Q75 = .385 et 270
- Médiane = .125 et .120
- Sorting Index = 3,37 et 2,86
- qd φ = 1,76 et 1,53
- Hétérométrie de Cailleux = 1,63 et 1,20
- Hétérométrie $(Q_{75} - Q_{25})/2$ = .18 et .12
- Asymétrie = .84 et .62

La courbe de l'échantillon de Pierre-Taillade est hyperbolique au-dessus de 0,2 mm et logarithmique au-dessous. Celle provenant de l'échantillon pris en rive droite de l'Alagnon est hyperbolique au-dessus de 0,1 mm et parabolique au-dessous.

On peut en retenir que les dépôts sont des tufs à granulométrie de cendres grossières, faiblement classées et peu triées (à part peut-être leurs fractions sableuses). Leurs caractères sont comparables aux "ash-flows" du Japon (Murai - 1963).

B5. - UN EXEMPLE DE DEPOTS PRECEDANT LA MISE EN PLACE DES TUFS A FLAMMES

Le gisement de la rive droite de l'Alagnon (13e ravin), permet l'observation de dépôts tuffacés figurant à la base des tufs à flammes décrits ci-dessus et reposant en nette discordance (≃ 10°) sur des formations plus anciennes.

Une coupe dans ce dépôt offre à la base 2 à 3 m de tufs lités à pisolites et au sommet, une strate de plus de 2 m. d'épaisseur riche en lapilli :

a/ Les séquences de base, d'épaisseurs irrégulières (centi- à décimétriques) sont surtout formées de l'alternance : 1) de cendres fines avec ou sans pisolithes ; 2) de sables et 3) de cendres grossières parsemées d'éléments blancs microponcifiés (inframillimétriques), et de granules millimétriques de laves riches en biotite ; ils sont disposés en strates finement litées et toujours bien classées. Les pisolithes se concentrent, en bandes de 2 à 3 cm, dans les passées plutôt fines. Ils sont plus petits, brisés et moins nombreux quand la granulométrie augmente. Les minéraux libres sont surtout le plagioclase, le clinopyroxène, les oxydes opaques, la biotite et l'amphibole brune (non résorbée).

b/ Une strate grossière les recouvre en concordance. Elle n'est pas litée. Le classement des éléments est mauvais. Les indices d'orientation planaires ne sont jamais nets. Sa matrice grise est grossière et formée : 1) de petits grains microponcifiés, adjacents ou réunis par une poussière vitreuse et 2) d'échardes curvilignes. Les minéraux englobés, de tailles inframillimétriques, sont des éclats de plagioclases riches en facules de fusion, des clinopyroxènes poecilitiques contenant des oxydes opaques en quantité supérieure aux hornblendes et biotites. Les éléments de laves contenus sont : 1) des graviers enallogènes anguleux à arêtes arrondies, quelquefois vésiculés, soit vitreux, gris-noir, à gros clinopyroxènes (< 4 mm) et feldspath riches en facules de fusion, soit à pâte trachytique, riches en feldspath alcalins en plages xénomorphes ; 2) des microponces blanches, abondantes et de tailles souvent plus faibles.

On peut considérer ce dernier dépôt comme résultant du dernier débourrage avant l'émission des tufs à flammes mais on ne peut pas préciser s'il s'agit encore d'un "ash-fall" ou déjà d'un "ash-flow" de faible amplitude, voire d'une déferlante pyroclastique-"pyroclastic surge"-(terme défini par Sparks - 1976).

B6. - CONCLUSION

Je prendrai les dépôts du pont de Pierre-Taillade, affleurant au bord de la RN.126 à 1015 m. d'altitude, comme exemple type de ces tufs à flammes lenticulaires.

L'aspect zoné de ce dépôt canalisé et de puissance décamétrique et les caractères de ses matériaux - tuf hétérogène à matrice cendreuse grossière, peu classé, mal lité, tendre mais tenace, riche en flammes lenticulaires à cristaux peu brisés, et pauvre en cristallisations tardives -, sont souvent signalés dans les descriptions des coulées pyroclastiques, de faible volume, rencontrées dans les strato-volcans (Aramaki - 1961 ; Aramaki et Yamasaki - 1963).

°°°

C - AUTRE EXEMPLE DE COULEE DE CENDRES (ASH-FLOW)-ORIGINE DES FLAMMES

C1. - LOCALISATION - MORPHOLOGIE

Un exemple typique de coulée de cendre affleure au versant droit de l'Alagnon le long de la route du buron de Belles-Aigues, à 1090 m d'altitude, à l'intersection du ravin du Passadou. L'extension du gisement y est de près de 150 m ; sa puissance atteint 30 m. On la retrouve à 1140 m d'altitude 1 km. plus à l'E. dans le lit du 13e ravin compté depuis la gare du Lioran ; elle y recouvre des tufs lités, et l'ensemble est observable sans trop de lacunes sur 20 m. de dénivelée.

Sa forme est, au niveau du Passadou, celle d'une langue de moins de 200 m. de large. Cette langue se serait emboîtée dans des tufs - visibles à l'E. derrière une petite gare (altitude 1105 m) et à l'W. le long de la route du buron de Belles-Aigues, dans les talus où ils affleurent très mal -, et canalisée pour son flanc W. le long de lames ou coulées trachyandésitiques.

C2 - L'AFFLEUREMENT

Ces tufs à matrice gris tendre, assez tenace, se débitent en pelures d'oignon. Ils forment des talus raides, moutonnés par le ruissellement. Ph.19.

On ne distingue apparemment aucune discontinuité dans toute la masse hormis :

- 5 cm de tufs à matrice sableuse, grise, de même couleur que la masse contenant de nombreux lapilli anguleux, durs (laves enallogènes) et des ponces, dont les rares vides et le classement suggèrent un mode de mise en place par voie aérienne, du type des dépôts de saupoudrage. Ils sont visibles dans le talus sous le pied W. du pont de chemin de fer, au niveau d'un garage à voitures et à environ 1,80 m. du sol.
- des joints subparallèles au pendage général séparant des strates métriques.
- une bande de ½ m. au plus d'épaisseur, riche en éléments à allure de flammes tendres et en laves allogènes fragmentées gris-pâle à blanc en bordure, à peine microponcifiée et subporphyrique (plagioclases,, amphiboles), se suivant sur plusieurs dizaines de mètres. Cette bande est bien visible quelques mètres au-dessus de la route. De telles discontinuités semblent plus nombreuses sur l'affleurement 1km. au N.E. du Passadou. Des discontinuités verticales, telle une prismation, sont absentes.

Si l'on en croit les quelques discontinuités séquentielles qu'on y observe, ces tufs pendent de moins de 10° vers le N.NE.

Le toit des dépôts n'est jamais visible.

C3. - LES MATERIAUX

Le dépôt est hétérogène :

Les minéraux libres, peu nombreux et bien éparpillés, sont surtout des fragments de feldspath, biotite, clinopyroxène et amphibole de taille inférieure à 1 mm.

Les petits éléments de laves allogènes sont assez nombreux et régulièrement épars. Ce sont des fragments anguleux et durs,ou tendres et ponciffiés, dont la taille, fréquemment inférieure à 2 cm, atteint très rarement 1 dcm.

Les rares flammes se récoltent : pour les plus petites, irrégulièrement dans toutes les unités et, pour les plus grandes, à la faveur de bandes d'épaisseur décimétrique où elles sont concentrées (l'une d'elle est bien visible quelques mètres au-dessus de la route sous le Pont du Passadou).

Leurs dimensions sont millimétriques, souvent centimétriques et plus rarement de quelques décimètres. Leur rapport longueur/largeur supérieur à 1 interdit l'utilisation au sens strict du terme flamme. Leur longueur est très souvent 3 fois supérieure à leur épaisseur (Ph.21).

Leurs bordures, qui peuvent être rectilignes, lobées ou concaves, et leurs formes irrégulières et/ou prismatiques, font plus penser à des lambeaux de lave qu'à de vraies flammes ovoïdes ou lenticulaires.

Toutefois, quelques exemples de contact flamme-matrice analogue à celui décrit précédemment (§ B3.5) peuvent se rencontrer et notamment des flammes clivées à terminaisons digitées.

La composition minéralogique de ces flammes diffère de celle décrite précédemment (§ B3.5) par :

- la présence de feldspath alcalin et de sphène en phénocristaux
- l'abondance de tridymite en mésostase
- par des teneurs en biotite et en clinopyroxène supérieures à celle de l'amphibole.

Les cristaux sont rarement brisés à l'intérieur des flammes, confirmant l'observation du § B3.5

Le même type d'enclave cumulative que celui décrit précédemment (§B3.3) est observé et notamment le cas analogue d'un clinopyroxène millimétrique englobant de minuscules plages d'amphiboles amiboïdes implantées en couronne près du bord du clinopyroxène.

En conséquence, il faut retenir que rien ne distingue ces flammes de celles précédemment décrites (§ B3.5) excepté des variations de formes (toujours plus prismatiques au Passadou) et minéralogiques (laves toujours plus différenciées). Ces caractères et la plus grande rareté des flammes incluses dans un dépôt de puissance équivalent à celui du pont de Pierre-Taillade (§ B3.1), conduisent à l'interprétation suivante : les flammes sont des vestiges du liquide initial (hypothèse de Vincent, 1960) ; le chimisme initial (duquel dépend la viscosité) sera responsable de : 1) l'abondance des flammes : les liquides plus visqueux se pulvérisent plus facilement ; 2) la forme prismatique des flammes du Passadou résultant de la pulvérisation d'un liquide visqueux ; 3) la possibilité de vésiculation des flammes de type Pierre-Taillade (§ B3.5), dépendant de leur chimisme moins "acide" (latite à clinopyroxène + amphibole).

Cette conclusion apparaîtra moins paradoxale si l'on fait remarquer l'abondance des coulées pyroclastiques à chimisme dacitique décrites dans la littérature mondiale.

On déduira de l'étude des flammes que les coulées pyroclastiques prennent naissance à partir de liquides plus ou moins différenciés. Toutefois, l'abondance, sur le terrain étudié, de flammes et vitrophyres riches en clinopyroxène et amphibole, laisse supposer que la production des coulées

pyroclastiques nécessite un chimisme intermédiaire entre latites et trachy-andésites leucocrates. Cette production serait interdite par de trop fortes pressions d'eau et de gaz (desquelles dépend l'explosivité d'un magma) ; on regardera la coulée de cendre du Passadou comme un exemple exceptionnel.

La matrice vitroclastique est la phase dominante. Sa quantité est supérieure à celle des autres types de coulées pyroclastiques.

C4. - GRANULOMETRIE

La granulométrie d'un faciès sans "flamme" peut être qualifiée par les paramètres suivants : Mode principal : .130 et Q_{75}= .650 ; Sorting-index : = 4,51 ; Q dφ = 2,19 ; Hétérométrie $(Q_{75} - Q_{25})/2$ = .31 ; Asymétrie = 1,23 ;

La courbe prend au-dessus de 0,040 mm, une allure hyperbolique-logarithmique ; au-dessous elle est parabolique-logarithmique.

On peut en conclure que ce tuf, assez représentatif du dépôt, a une granulométrie de cendres sableuses, mal classées et mal triées.

C5. - PRESENCE D'UN FILON DE TUFFISITES

Ces dépôts sont recoupés par un dyke vertical de tuffisites, de 1 m. de puissance, visible sur une dizaine de mètres de haut dans le talus de la route, près du pied E. du Pont de chemin de fer enjambant le Passadou. La matrice sableuse de ces tuffisites, grossière et gris foncé, contient épars : a) des minéraux de 1 à 2 mm (surtout plagioclases, hornblende) ; b) des blocs gris-blanc, tendres, de moins de 1 mm à 3 cm de diamètre, pouvant être argilisés et/ou poncifiés ; c) des éléments argilisés gris foncé, vert ou brun, de taille $\leq$ 1 cm (ex. : blocs de laves vitreuses) ; d) de rares blocs sains, à arêtes vives, du type latitique, gris-clair, porphyrique à clinopyroxène et amphibole ; leurs tailles voisines de 2-3 mm atteignent plus rarement quelques centimètres (8 cm au maximum).

Ce dyke ressort grâce à son induration plus élevée que celle des tufs ; elle ne se traduit toutefois que par un débit arrondi plus accusé.

La signification de ce filon n'est pas comprise : il pourrait s'agir d'une injection soit indépendante de la mise en place de la nappe de cendre, soit contemporaine de l'arrêt des matériaux. Selon cette dernière hypothèse, ce filon s'interprèterait un peu à la façon des spiracles de laves basaltiques (Mac Donald, 1972) : vaporisation de l'eau des matériaux du substrat et injection de ceux-ci mêlés aux produits de l'émission. Ces deux hypothèses n'ont pas pu être démontrées par l'observation de terrain.

C6. - LES DEPOTS PRECEDANT L'EMISSION DE LA COULEE DE CENDRE

Dans la coupe située 1 km. à l'E. du Passadou, la base de l'empilement d'unités métriques passe de façon floue à des dépôts lités en bancs centi- et décimétriques qui pendent de 15° vers l'E.NE. Ce sont des cendres et sables alternant en lits gris-foncé, bien granoclassés.

Leurs matériaux sont : a) des petits éléments blanchâtres subporphyriques (à plagioclases pauvres en facules de fusion, clinopyroxènes très verts, amphiboles brunes, biotites et oxydes opaques concentrés par place) ; faiblement poncifiés, ils contiennent des nids de bulles fines et ressemblent aux "flammes" de la nappe susjacente. Ils ont des bords contournés, leur taille

est millimétrique avec quelques exceptions centimétriques, leur mode varie d'un lit à l'autre et leur disposition est souvent planaire ; b) de petites ponces blanches, riches en bulles et dont certaines, remaniées, sont entourées d'une bordure pigmentée rougeâtre ; c) de rares minéraux en fins éclats de moins de ½ mm. (clinopyroxènes verts à amphiboles amiboïdes déposées en couronne proche de leur périphérie, amphiboles, biotites flexueuses et plagioclases) ; d) de petits éléments anguleux durs, de taille infra- et millimétrique atteignant très rarement 1 cm. Ils se dispersent ou se concentrent par place. Les principaux types d'éléments sont : des latites à clinopyroxènes et amphiboles et à pâte gris-bleuté ou vitreuse, sombre, rougeâtre et micro-poncifiée, et des laves à pâte ocre d'un type subporphyrique à biotites. Les éléments du socle cristallin ne sont pas rares.

Ces dépôts s'interprètent comme des dépôts de pluie de cendres et traduisent l'explosivité des émissions précédant la mise en place de la nappe de cendre.

C7. - CONCLUSION

Le gisement du Passadou (localisation : § C1.) est l'exemple type d'une coulée de cendre. Les caractères de ce dépôt - puissance décamétrique, "zonation" produite par une succession d'unités métriques parfois entrecoupée de tufs classés déposés par simple chute, tufs tendres mais tenaces, mal classés, mal triés et à matrice cendro-sableuse -, l'homologuent aux coulées pyroclastiques souvent décrites par les auteurs japonais et anglo-saxons.

°°°

D - TYPE COULEE DE PONCES (= PUMICE-FLOW)

D1. - LOCALISATION

Ce faciès apparaît en lambeaux discontinus d'altitude comparable : 1) à 990-1000 m. sous le replat de Combrelles, dans le talus derrière la gare des Pommiers, en discordance sur des tufs lités, pentés et hachés de failles; 2) dans les gorges de Chambeuil, 30 m à l'amont de l'ancien moulin, sous forme de panneaux disloqués mais assez reconnaissables pour être rattachés aux affleurements en place à 1.000 m d'altitude dans un petit thalweg à l'E. du ravin de Chambeuil.

D2. - DESCRIPTION DE L'AFFLEUREMENT

La puissance maximale visible est de 6 m. Le dépôt est tendre et bien entaillé par le thalweg à l'E. des gorges de Chambeuil ; il est toutefois assez compacte et tenace pour former un talus au-dessus de la gare des Pommiers A sec, la couleur d'ensemble paraît blanche ; le dépôt des Pommiers se repère bien de la rive droite de l'Alagnon. Cette couleur est plus grise quand le dépôt est mouillé, comme dans le ravin de Chambeuil et dans son voisin E. Les tufs se débitent en plaques parallèles au versant. Le contact inférieur, surtout observable aux Pommiers, apparaît assez linéaire. Ces dépôts ne comportent pas de discontinuité séquentielles.

D3. - LES MATERIAUX

La matrice est cendro-sableuse, gris-clair à Chambeuil, beige clair aux Pommiers.

L'observation microscopique montre une structure vitroclastique formée de l'enchevêtrement de parois de verre et d'échardes curvilignes dont les plus grosses ne commencent à être visibles que grossies 80 fois.

Elle englobe des matériaux non classés et déposés sans ordre ni orientation planaire.

Les minéraux sont épars ; le plagioclase domine nettement le couple amphibole-rares biotites, lui-même peu supérieur au clinopyroxène.

- le plagioclase sain, sans inclusion, est une andésine,
- le clinopyroxène vert pâle et poecilitique englobe l'apatite ; il contient également des plages amiboïdes de verre brun. Ces inclusions vont favoriser le bris des clinopyroxènes,
- le sphène n'est pas absent.

La taille des cristaux fragmentés s'étale entre celle d'une poussière et moins de 3 mm. Les éclats sont le plus souvent disjoints.

Les ponces sont particulièrement abondantes. La taille de ces ponces blanches, globulaires, peu allongées ou déformées et peu argilisées, s'étale souvent entre moins de 1 mm et 1 cm mais peut atteindre 10 cm aux Pommiers.

L'observation en lame mince signale :

- la présence, sur le pourtour des ponces, de canaux de petite taille (2 à 5 fois inférieure à ceux du coeur d'une ponce) ;
- l'existence de ponces à canaux ronds, en quantité supérieure aux ponces à parois de bulles étirées (ponces fibreuses) ; la teneur en ponces fibreuses serait cependant minimisée : la probabilité d'obtenir une ponce de ce type rigoureusement parallèle au plan de la lame mince, étant faible ;
- aucune orientation pour les quelques ponces fibreuses qui se disposent sur le même plan de coupe.

Les enclaves allogènes sont assez abondantes.

Ce sont, pour l'essentiel, des fragments de laves, durs, anguleux, à arêtes et faces lisses et dont la taille atteint quelques centimètres. On rencontre tous les types de latites et en plus : 1) un faciès subporphyrique ocre-brun et riche en biotite et 2) un type trachyandésitique à plagioclases, assez minces, dominants la quantité de clinopyroxène pâle (le plus abondant des cristaux ferromagnésiens).

Les éléments du socle cristallin sont toujours présents dans ces tufs.

Les affleurements du ravin de Chambeuil et de son voisin immédiat à l'E., possèdent un traceur qui permet de bien les corréler : il s'agit d'enclaves tuffacées litées, dont les couleurs sont vives, dans les tons orange-rouille. Ces enclaves tendres, centi- à décimétriques, sont des fragments de tufs antérieurs, particulièrement transformés . Leurs constituants sont particulièrement effacés : quelques plagioclases à peine reconnaissables et de rares biotites mordorées et subautomorphes ne se distinguent qu'au sein des passées sableuses. La structure de ces tufs cendro-sableux est conservée : on observe des lits d'épaisseur inférieure à 1 cm, à alternance de tons blancs crème, plus vifs (rouilles, orange, brique), marron et même gris assez foncé, couleur des passées sableuses les plus épaisses. Cette structure est toutefois bien modifiée ; le microplissement, l'aplatissement ou le fluage des lits, et la rupture de passées blanches ou crème (anciennes cendres riches en ponces), en galettes elliptiques (de largeur inférieure à 1 cm et de longueur infra-décimétrique), sont les principaux résultats de ces modifications.

L'allure de ces fragments de tufs est celle de virgules, crosses, chevrons, rubans plissotés, boudins allongés dont le feuilletage offre en coupe transversale une empreinte en "S", et même de pelote de laine quand ils ont été replissés plusieurs fois et selon plusieurs sens.(Pl 10 ; Fig. 12-13).

D4. - GRANULOMETRIE

Une analyse granulométrique perturbée par la fragilité des ponces donne à titre indicatif les résultats suivants : Mode : 1,25 mm ; Fractiles : Q_{25} = 0,095 , Médiane = 0,500 et Q_{75} = 2,500 ; Sorting-index = 5,13 ; $Qd\varphi$ (de Krumbein) = 2,37 ; Hétérométrie (de Cailleux) = 2,10 ; Hétérométrie $(Q_{75} - Q_{25})/2$ = 1,20 et Asymétrie = 0,95.

La forme de la courbe est plate. Elle est parabolique pour moins de 0,2 mm, logarithmique de 0,2 à 5 mm et parabolique au-dessus de 5 mm.

Le dépôt est un sable mal classé, mal trié dans toutes les fractions.

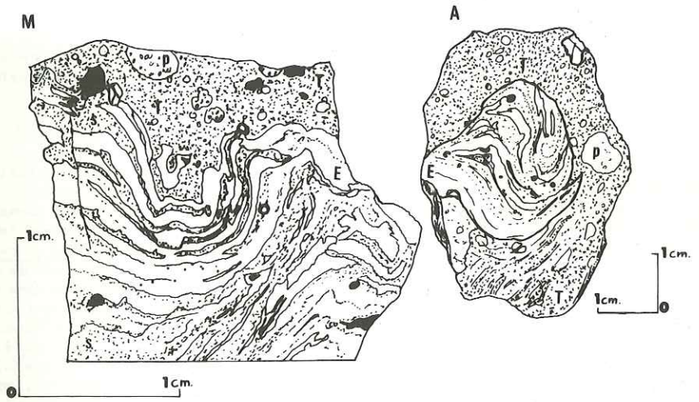
D5. - CONCLUSION

Ce dépôt, puissant de 5 à 10 m, est un tuf tendre, tenace, à peine compacté, sans discontinuité, sableux, hétérogène et riche en ponces disposées sans ordre, peu induré, mal classé et mal trié. Ces caractères correspondent bien aux définitions des coulées pyroclastiques de type coulée de ponces à faible volume (Aramaki,1961.- Aramaki et Yamasaki, 1963.)

Fig. 12 - Enclaves tuffacées de la coulée de ponces de la région de Chambeuil.

A : Coupe transversale d'un "boudin"

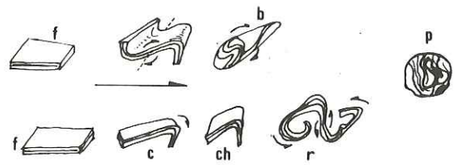
B : Microplis en bordure d'enclave.



Légende :

T : matrice de la coulée de ponces
E : enclave tuffacée ocre-rouille ("ash-fall" modifié)
p : ponces
s : lits sableux de l'enclave alternant avec des lentilles blanches (lit ponceux probables).

Fig. 13 - Interprétation des différentes formes d'enclaves tuffacées de la coulée de ponces de Chambeuil.



Légende :

f : fragment tuffacé initial
c : crosse - ch : chevron - r : rubans
b : boudin à section en "s" (rotation rapide)
p : pelote (multiples replissements selon plusieurs sens)

E - MISE EN PLACE ET PREPARATION DES COULEES PYROCLASTIQUES

PRESENTATION GENERALE

Je n'établirai pas l'historique des travaux parus sur les écoulements pyroclastiques (Cooks signalait déjà 300 parutions en 1962) ; je résumerai les principales hypothèses actuelles expliquant la genèse et la mise en place de ces écoulements.

La plupart des auteurs admettent que les coulées pyroclastiques se déplacent par gravité le long des dépressions topographiques. Les distances parcourues par les coulées pyroclastiques (de 10 à 100 km) ont convaincu la plupart des auteur de leur haute mobilité.

Deux théories expliquent les modalités du transport des écoulements pyroclastiques :

A) La première considère les coulées pyroclastiques comme un mélange fluidifié gaz-solide. Cette hypothèse est la plus fréquemment admise. Introduite en géologie par Reynolds (1954), cette hypothèse repose sur de nombreuses expérimentations et applications industrielles. Paï (1971) discute les équations d'un mélange se composant d'un gaz et de petites particules solides. Sparks (1976) reprend et modifie cette hypothèse en tenant compte des variations de la taille des éléments dans les ignimbrites.

On peut résumer le procédé de fluidification ainsi : quand un lit de particules est traversé par un flux gazeux, il s'établit, à partir d'une certaine vitesse du gaz, un lit fluidifié lorsque les particules se mettent brusquement en mouvement ; l'agitation des particules aboutit à un mélange à deux phases qui sera mobile quand le débit des gaz augmentera.

J'insisterai sur trois points :

- la fluidification des matériaux intervient quand les frictions entre particules disparaissent (Verloop et Hertjes, 1973).

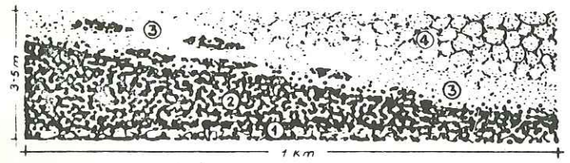
- selon Sparks (1976) : "Fluidized granular material does not possess a yield strenght", ce qui revient à dire qu'il ne peut pas exister de déformation irréversible dans un mélange fluidifié.

- la haute mobilité des mélanges fluidifiés a été expliquée, d'après expérimentations, par Mac Taggart (1962) comme le résultat de l'incorporation d'air froid au front d'un écoulement. Cette explication, selon Cook (1966b) ne rend pas compte du volume des matériaux émis.

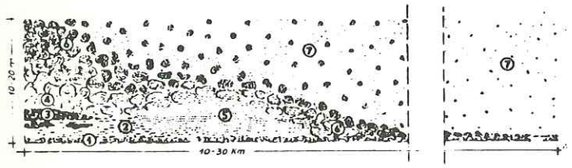
Selon Sparks (1976) cette mobilité dépend soit du rôle de lubrifiant joué par les fines particules, soit de la chute en masse d'une colonne éruptive ; cette théorie a été vérifiée par l'observation des "déferlantes basales" et des nuées ardentes de type Saint-Vincent (Moore et Melson, 1969). Ces types d'activité n'expliquent cependant qu'un faible volume de matériaux.

B) la seconde théorie, assez peu défendue, repose sur plusieurs observations de terrain (PM. Vincent, 1960 ; Mac Call, 1962 et Locardi-Mittempergher, 1967) démontrant le passage irréversible d'une coulée de lave (interprétée comme hypo- ou pyromagma) à un mélange gaz-solide fluidifié.

Fig. 14 - Passage latéral d'une coulée de lave à une ignimbrite (hypothèse lavique) Loccardi et Mittempergher (1967)

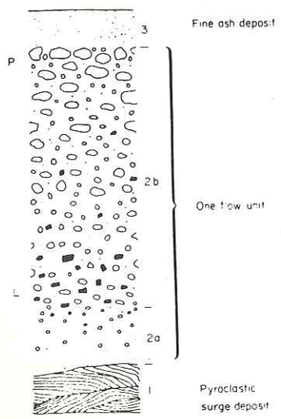


Evolution trends in potassic volcanites. Ist Stage: Lava-foam lava-inhomogeneous foam lava transition.
(1) Basal scoriae. (2) Lava. (3) Foam lava. (4) Inhomogeneous foam lava.



Evolution trends in potassic volcanites. 2nd Stage: Foam lava-ignimbrite transition.
(1) Basal pumices and scoriae. (2) Piperno-like banded lava. (3) Lava relics. (4) Foam lava, homogeneous and not. (5) Foam lava with flow patterns. (5) Foam lava broken in single pumices, homogeneously microvesiculated and (6) linearly microvesiculated. (7) Ignimbrite.

Fig. 15 - Coupe schématique dans les produits d'une éruption ignimbritique - Sparks (1976)



Légende : P : fragments de ponces
L : fragments de roche

Cette théorie simplifie certaines difficultés de l'hypothèse précédente et notamment : la conservation des gaz et de la température, et l'extension des produits (étroitement dépendante de la conservation de la lave).

La plupart des auteurs admettent la turbulence des écoulements pyroclastiques. Cependant, Sparks (1976) suggère que ce n'est pas la turbulence qui détermine la répartition des matériaux mais d'autres paramètres tels que : le rapport solide/fluide transporteur, la taille des éléments et leur densité. La fig. 15 , empruntée à cet auteur, illustre le classement normal des blocs et le classement inverse des ponces.

Schmincke et Swanson (1967) décrivent des figures d'écoulement laminaire et visqueux.

De la même façon, il a été longtemps admis que les coulées boueuses se déplacent de façon turbulente. Or, Johnson (1970) démontre qu'elles peuvent s'écouler de façon laminaire ; l'essentiel de son argumentation repose sur la haute viscosité d'une coulée de débris (notablement supérieure à celle de l'eau intersticielle de la coulée) et sur la concentration des particules de cette coulée.

Je noterai encore deux faits :

- l'extension des lahars, des coulées de débris est du même ordre de grandeur que celle des coulées pyroclastiques.

- il est démontré (Jonhson, 1970 ; Hampton, 1972) que pour les coulées de débris le fluide transporteur des blocs (eau + argiles) est non-newtonien et possède un seuil de plasticité.

° ° °

E1. - MISE EN PLACE DES COULEES PYROCLASTIQUES

Les coulées pyroclastiques du secteur étudié se divisent en trois types, à signification physique différente :

1 - un type rubané fournit le plus grand nombre d'écoulements ; sa mise en place est proche de celle des ignimbrites du Latium (Locardi et Mittempergher, 1967).

2 - un type de coulée de cendre riche en flammes, comparable aux "ash-flows" des auteurs anglo-saxons et japonais ; je rattacherai à ce type la variété de coulée de cendre pauvre en flamme du Passadou.

3 - une variété de coulée de ponce.

Remarque : la plupart de ces dépôts apparaissent en demi-fenêtre sous le massif trachyandésitique terminant l'activité éruptive du Cantal (voir Chap.IV) ; je n'ai donc pas pu mesurer le volume et l'extension des coulées pyroclastiques et observer leur évolution latérale.

E1.1 - MISE EN PLACE DES DEPOTS RUBANES

Cette mise en place relève de la théorie, annoncée par PM. Vincent (1960) supposant le passage progressif d'une lave à une coulée pyroclastique.

a - Passage d'une lave à un écoulement visqueux de densité

a1) - La rareté des vestiges laviques observés ne doit pas pour autant les exclure du raisonnement. Le vitrophyre de Fraisse-Haut (décrit Chap. I §A2.1) précise le régime laminaire de la semelle de l'écoulement par : 1) sa continuité sur tout l'affleurement visible ; 2) son mur horizontal ; 3) sa découpe en lames horizontales ; 4) ses éléments disposés à plat ; 5) ses convois de cristaux non brisés, à la queue-leu-leu ; 6) la structure des "yeux mongoliques" : chaque "amande" détermine deux ombres (une de chaque côté) et non pas une seule (caractère d'un écoulement turbulent). Toutefois, l'obliquité des amandes et un léger décalage vertical des deux "ombres" sont les marques d'une rotation des éléments.

L'acquisition de la rotation d'une particule est notamment déterminée : 1) par la viscosité de la lave (le vitrophyre est interprété comme une semelle lavique au Chap. I § A2.1) ; 2) par l'influence des aspérités du sol : elles peuvent engendrer la formation de boucles évoluant en tourbillons "fixes" (proches de l'aspérité) ou libres.

Il est bien connu en physique que la conservation des tourbillons n'est pas incompatible avec un régime d'écoulement laminaire : des filets de fluide voisins ne peuvent ni exercer entre eux des forces tangentielles, ni modifier la rotation instantanée d'une particule de fluide ; les rotations tendent à ralentir et à disparaître à la longue, la viscosité égalisant les vitesses.

On peut remarquer que les reliquats laviques conservent d'autant plus les images initiales de l'écoulement qu'ils ont été facilement figés. Ainsi, les vitrophyres et flammes à faible couverture de blocs (décrits Chap.I § A2.1), perdent leurs figures d'écoulement initiales. La présence d'une

concentration plus ou moins élevée de blocs par-dessus les semelles laviques n'est sûrement pas étrangère à la conservation du liquide et de sa continuité.

a2) - La transition entre un liquide continu à gaz discontinu et un mélange à gaz continu (lave-tufs très rubanés), ne s'accompagne pas immédiatement d'un changement de régime de l'écoulement.

Cette proposition repose sur l'observation des tufs les plus rubanés décrits au Chap. I § A2.2. Les principales images marquant le régime laminaire, et conservées malgré la structure de vitroclastique de toute la masse des tufs, sont : 1) la conservation des rubans et de leurs délicats contours (queue effilochée, déformation autour des éléments durs) ; 2) l'obliquité de cristaux et la conservation de l'emplacement des ombres déterminées par les "amandes" (Chap. I § A2.4) ; 3) les cristaux tronçonnés dont les fragments, qui peuvent s'amenuiser, se disposent bout à bout (Chap. I § A2.4) ; 4) la conservation d'images sigmoïdes comme les cristaux (biotite et feldspath) déformés par glissement le long de leur ligne de faiblesse ou, comme les tronçons disposés bout à bout dessinant "un symbole d'intégrale" (Chap. I § A2.4).

L'association d'une forme sigmoïde et d'un obstacle (enclave ou cristal) est fréquente et ne peut être considérée comme pure coïncidence . J'interprète une image sigmoïde comme étant le résultat du réajustement de la forme d'un cristal (somme de déformations infinitésimales dans le cas d'un glissement le long des clivages d'une biotite ou d'un feldspath), favorisé par l'obstacle. Il est bien connu en hydraulique que la présence d'un obstacle modifie les"lignes de courant" (trajectoires des vitesses) d'un écoulement faisant varier le mouvement (celui-ci sera retardé devant l'obstacle ou accéléré derrière celui-ci) ; la déformation irréversible d'un cristal dépendra de ces variations au passage de l'obstacle.

Je considère donc ces images sigmoïdes comme des marqueurs d'écoulement. Leur conservation suppose un écoulement "tranquille" (sans brassage) et/ou un arrêt immédiat de l'écoulement.

J'insisterai sur le fait que tous les détails mentionnés ci-dessus figurent aussi bien dans les "venues complexes" que dans les "venues simples" (définies Chap. I § A2.3.).

J'en conclus que ces dépôts se sont mis en place par écoulement laminaire.

Le maintien du rubanement, de la structure planaire et des types d'agencement des cristaux entiers (cristaux obliques) ou brisés (convois de cristaux, cristaux sigmoïdes ...) et l'observation du passage entre un vitrophyre et son toit tuffacé (Chap. I § A2.3), permettront de considérer l'écoulement pyroclastique comme un fluide visqueux (existence de frottements internes). En conséquence, la dynamique de ces coulées pyroclastiques serait plus proche d'une "coulée de débris" et d'une coulée boueuse que d'un courant fluidifié laminaire (frottements internes nuls).

Il me paraît important de faire remarquer : 1) l'abondance des dépôts rubanés décrits dans la littérature mondiale et interprétés comme coulées pyroclastiques ou ignimbrites (Ross et Smith, 1961 ; Rittmann, 1963 ; Locardi et Mittempergher, 1967) ; 2) que dans la plupart des cas, le rubanement est interprété comme le résultat de phénomènes tardifs("réécoulement"des matériaux: rhéoignimbrites de Rittmann, 1963 ; compaction et soudure).

Une explication, par les phénomènes tardifs des structures visibles dans les tufs rubanés, rend difficilement compte de toutes les observations. On doit tenir compte :

1 - de la faible puissance des unités ($\leqslant$10 m).

2 - de la conservation d'un rubanement plus ou moins régulier sur une coupe verticale ; les faciès les plus rubanés visibles dans la coupe de Fraisse-Haut (versant droit de l'Alagnon), figurent dans la partie haute de la masse des tufs.

3 - de la position des images sigmoïdes par rapport aux obstacles ; dans la même lame mince, ces figures se disposent devant ou derrière, et au-dessus ou au-dessous de l'obstacle ; fréquemment, un espace aussi large que l'épaisseur de l'image sépare cette dernière de l'obstacle ; dans une même coupe verticale parallèle au sens d'écoulement, on n'explique pas par une simple translation toutes les positions des figures sigmoïdes orientées d'une façon planaire.

4 - de la conservation des grands cristaux obliques relativement à l'orientation générale du dépôt ; elle se conçoit assez mal avec un fort tassement.

Au contraire, les biotites fléchies, tordues et/ou partiellement rompues, ainsi que l'écrasement d'une portion d'un cristal dont l'autre partie tend à s'ouvrir en éventail, figurent les effets de la compaction qui s'observent dès les tufs les plus rubanés. Ces structures sont, cependant, assez rares.

On peut donc admettre que les effets tardifs de compaction et de soudure oblitèrent ou accusent peu les images d'écoulement. Par suite, le caractère rubané du dépôt ne peut pas résulter de la compaction maximale ; l'examen de la structure vitroclastique soutient ce raisonnement car la rupture des rubans est plus ménagée que celle de la matrice du dépôt.

a3) - Le degré de désordre des tufs à rubanement vestigial et flou (décrits chap. I § A2.2), permet de conclure à la disparition du régime laminaire de l'écoulement. On peut donc conclure à l'acquisition tardive de la turbulence d'un écoulement dont on ne peut pas affirmer qu'il est encore visqueux (frottements internes non nuls) ou déjà fluidifié.

Je ferai remarquer qu'ici l'éparpillement des phases ne peut qu'être dû à des phénomènes assez brutaux (brassage, tourbillonnement), engendrant des modifications irréversibles (rupture des cristaux et des rubans ; disparition de la structure planaire générale).

b - Remarques sur les conditions de conservation de l'écoulement

S'il est possible d'appliquer aux fluides visqueux de ce type, les raisonnements hydrauliques, on peut supposer que tant que le régime laminaire est conservé, la perte de charge est fonction de la vitesse et non pas du carré de celle-ci (ce qui est le cas en régime turbulent). On conçoit que lorsque le passage au flux gaz-solide est progressif, l'écoulement est mieux conservé que dans le cas d'un passage brutal.

b1) La conservation, lors du passage lave-fluide visqueux, d'un écoulement laminaire en-dessous d'un seuil critique de turbulence, rend compte de la variation simultanée de plusieurs facteurs : 1) une augmentation de la rugosité au toit de la lave ; 2) une baisse de la viscosité qui explique la différence de compétence au transport (à Fraisse-Haut, le vitrophyre porte une charge solide et englobe des xénolithes dispersés) ; 3) une baisse de densité expliquée par une vésiculation différentielle (Hausen, 1954 ; Locardi et Mittempergher, 1967) ; elle s'accompagnera d'une légère augmentation de l'épaisseur de l'écoulement.

En accord avec le modèle appliqué aux ignimbrites du Latium, on peut supposer que le passage lave-courant visqueux de gravité est progressif et lent et qu'il se propage de haut en bas. La présence de "trognons laviques" (décrits Chap. I § A2.1) conservés au sein de tufs à rubanement vestigial, constitue une exception au cas général. Pour ces derniers, une transition plus rapide de l'état initial à l'état final doit s'accompagner d'une rupture capable de débuter en de nombreux points du liquide.

La variation de la compétence au transport, tout au long du passage lave-courant visqueux de gravité, permet une concentration de gros blocs au-dessus du liquide plus visqueux. Corrélativement, leur présence contribuerait, pour une faible part, au maintien du fluide et de sa continuité.

b2) Rôle des gaz

La possibilité d'écoulement de l'ensemble dépend, selon Locardi et Mittempergher (1967), d'une expansion lente des gaz de la lave (considérée comme pyromagma). Selon ces auteurs, une disposition irrégulière des gaz est liée à l'écoulement laminaire ; la friction (liquide visqueux) engendre de fines bulles qui s'allongent et enrichissent d'une façon différentielle le liquide en gaz ; ce processus de "vésiculation différentielle" est favorisé par toute hétérogénéité. Ce mécanisme explique la découpe en rubans : la rupture intervient dans les plans de frictions, facilitée par l'augmentation de la viscosité des parois de bulles. L'intérêt de ce processus est d'expliquer la fluidité du liquide ; elle s'améliore donc tout au long de l'écoulement, dont le régime devient graduellement non permanent.

La rapidité des petites nappes à se figer explique, selon Locardi et Mittempergher, la présence sur la même verticale d'indices matérialisant tous les stades de l'évolution de l'écoulement.

La vitesse de refroidissement rapide du vitrophyre (dont les cristallisations sont négligeables) empêche de considérer l'acquisition du régime laminaire comme tardive. En conséquence, les images qu'il contient représentent bien un état primitif de l'écoulement.

Dans le cas des venues complexes (définies Chap. I § A2.3) la pression de charge paraît insuffisante (puissance de moins de 10 m) pour bloquer la vésiculation de la semelle lavique. Par conséquent, elle ne peut rendre compte des structures en "oeil mongolique" malgré leur étroite ressemblance avec des "ombres de pression". De plus, pour une pression suffisante, un cristal peut difficilement se maintenir oblique par rapport à l'orientation générale ; or, cette disposition fréquente dans le vitrophyre, subsiste dans les tufs rubanés. En conséquence, on peut considérer que le type "d'ombre" observé, ne dépend pas de la pression de charge mais plutôt de la viscosité du liquide et de sa charge solide.

La vésiculation débute de façon précoce dans les "ombres" ; leur examen conduit aux conclusions suivantes :

-"l'amande" est animée de rotations ; le décalage, sur le même plan vertical des "ombres" renforce cette idée. On a vu par ailleurs que l'écoulement laminaire n'est pas incompatible avec une conservation de tourbillons.

- la vésiculation est favorisée dans l'ombre d'influence de "l'amande" contre laquelle se développent les grosses bulles sphériques.

- en dehors de cette zone abritée, l'écoulement laminaire étire les bulles. En suivant Mac Birney et Murase (1970), la présence des plus petites bulles à la périphérie s'explique par des différences d'énergie de surface ; les ruptures en sont facilitées.

- la rupture en cupule de la face d'un cristal s'explique, dans cette zone de dépression, par le jeu des variations de volume des grosses bulles sphériques (phénomène de piquetage par cavitation, connu dans l'industrie) ; la simple pression de charge ne rend pas compte de ce type de rupture quand le cristal est oblique et cupulé d'un seul côté. Ce bris et la polylobage des grosses bulles figurent également les ruptures qui ont affecté le liquide.

- la conservation d'une amande, à laquelle reste accrochée une partie de son ombre, emballée comme une enclave par le tuf rubané, confirme l'apparition précoce de ce mode de vésiculation ; on verra, après examen des tufs lités d'Albepierre (annexe Chap. I) que ce mode de vésiculation peut débuter avant l'arrivée à l'air libre.

L'abondance de la phase solide entretient la vésiculation précoce ; la vésiculation différentielle est ainsi amorcée au sein du liquide. La rupture, dans les plans de friction, des petites bulles allongées, est déterminée par la rotation du noyau des amandes de poncification.

1 - rupture par cisaillement

2 - rupture par polylobage des bulles sphériques.

3 - rupture des fines bulles allongées de la bordure de "l'ombre".

4 - rupture dans la zone d'influence de 2 noyaux en rotation.

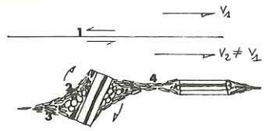


fig. 16 .

La pulvérisation ménagée des rubans, relativement à leur propre matrice et à celle des tufs désordonnés, illustre la vésiculation et la rupture différentielles.

La rupture progressive et ménagée des cristaux accompagne la vésiculation différentielle . Ce bris survient dès l'individualisation des rubans, dans lesquels subsiste une proportion parfois dominante de cristaux brisés sur place (alors que le vitrophyre en contient une partie infime, et que les tufs les plus évolués ne renferment plus que des éclats épars). Les cristaux

sigmoïdes et les tronçons à la queue-leu-leu (alignés ou disposés en ∫) matérialisent l'étirement produit par le passage à un écoulement extensif (vitesse variable dans le temps en grandeur et direction) dès que la vésiculation différentielle devient effective.

Les bulles rondes des vestiges microponcifiés, qui occupent toute l'épaisseur d'un ruban, signifient clairement que sa vésiculation s'est poursuivie après l'arrêt de la nappe.

Je considère la vésiculation isotrope de certains vitrophyres et des lambeaux de lave conservés en pleine masse (chap. I § A2.1) comme tardive. Elle efface partiellement les plans d'écoulement. Les indices de vésiculation différentielle ne seront conservés que dans quelques flammes panachées, ou lorsque s'alignent quelques nids de poncification.

L'augmentation de la quantité de ponces à bulles rondes dans les faciès rubanés les plus clairs, traduit également l'acquisition, en fin d'évolution ou après l'arrêt de l'écoulement, d'une vésiculation isotrope. Par contre, les raresponces véhiculées comme des enclaves, et moulées par les rubans frustes et primitifs du dépôt, supposent une vésiculation précoce.

On peut supposer que lors du passage de la lave au courant pyroclastique visqueux, le comportement des gaz issus de cette lave va différer selon leur densité ; à l'interface supérieure de l'écoulement l'air et les gaz légers pourront se mélanger ; les gaz denses contribueront, avec la charge solide (cristaux et enclaves), à déterminer la densité du milieu pyroclastique.

Par suite, on peut concevoir que l'apport de gaz par vaporisation de l'eau des rivières et des tourbières (fait admis par Bordet et al., 1963 à propos de l'ignimbrite du Katmaï) ainsi que l'entraînement d'air à l'interface supérieure et au front d'un écoulement seront, contrairement aux hypothèses classiques (Mac Taggart, 1960, 1962), une source de non-conservation de ce type d'écoulement.

Le rôle des gaz se résume ainsi :

- La fluidité du pyromagma en surface est fonction de la façon dont les gaz s'organisent ; la phase solide (1/3 du volume) détermine la vésiculation précoce du liquide. A l'air libre, un passage d'un milieu continu liquide à gazeux intervient ; un rassemblement gazeux anisotrope s'opère sous l'action conjuguée de la friction entre filets de fluide et d'une rotation des éléments de la charge solide. La vésiculation différentielle ainsi amorcée est accompagnée d'une rupture ménagée des parois rigides des petites bulles formées ; ces derniers mécanismes progressent de haut en bas : le passage à un courant de gravité visqueux est acquis. Selon le type de gaz libérés et la proportion de la phase solide, ce courant de gravité s'apparente à un courant de densité. La rapidité du passage de la lave au courant de gravité dépend de la morphologie : il est en général lent pour une pente faible, et accéléré dès le moindre ressaut.

b3) Conservation de la température

Le passage graduel de la lave à un courant visqueux de densité, avec conservation momentanée d'un régime laminaire, rend assez bien compte de la conservation de température : dans les fluides, un transfert de chaleur entre deux filets liquides est très inférieur à celui produit par turbulence.

La décroissance de la température est donc supposée lente sur la verticale et essentiellement dépendante de la vésiculation différentielle. Cette chute de température s'accélère dès l'acquisition d'une turbulence.

Quelques mécanismes ralentissent la chute de température. L'écoulement varie rapidement d'un régime permanent (sans augmentation de volume) à un mouvement non permanent extensif (le volume augmente sous l'effet de la vésiculation en zone médiane et supérieure). Un caractère propre aux écoulements non permanents est leur capacité à accumuler de la chaleur, en tout point, moyennant une augmentation de température. Au cours du temps, au point où a été introduite la quantité de chaleur, la température diminue comme l'inverse de la racine carrée du produit du temps (t) par le coefficient de transfert turbulent (h) soit $(1/\sqrt{ht})$;(h) croît sur une verticale quand on s'élève (tourbillons de plus en plus importants).

Les tourbillons "fixes" ou libres, produits par les aspérités du sol, suffisent à restituer de la chaleur au système (transport d'énergie cinétique dissipée sous forme de chaleur). Les images de cristaux obliques matérialisent ces rotations que n'exclut pas un courant laminaire.

La présence de xénolithes au sein des vestiges liquides (vitrophyres ou "trognons" laviques épars), est un fait déjà souligné par Locardi et Mittempergher (1967) ; or, selon Gorshkov (1961), aucun gros bloc ne peut être noyé dans une lave en écoulement superficiel. Par suite, on doit admettre l'incorporation des xénolithes avant l'arrivée à l'air libre de la lave. Dans ce cas, un réchauffement de l'enclave dépend de son volume et de son temps de séjour dans le liquide ; or, l'abondance des objets subanguleux et frais suppose leur incorporation tardive et leur faible réchauffement.

Selon Reynolds (1954), dans les mélanges gazeux fluidifiés, les particules se comportent, sous l'effet des turbulences, comme "réservoirs et conducteurs de chaleur" ; elles assurent de ce fait le maintien de la température uniforme. Si ce résultat expérimental est applicable pour notre modèle, il explique que le milieu perd difficilement sa chaleur malgré sa forte turbulence sommitale.

A la suite de la remarque formulée plus haut sur le faible réchauffement des enclaves, on peut penser que l'abondante phase cristalline, de plus en plus pulvérisée avant augmentation de la turbulence, illustre mieux que les enclaves le résultat expérimental cité par Reynolds.

Or, la fraîcheur remarquable des cristaux de toutes les coulées pyroclastiques souligne bien leur stabilité dans le bain (sans résorption et/ou oxydation). Par suite, supposer leur température égale à celle du liquide semble possible. Dès qu'à l'air libre interviennent les processus de vésiculation différentielle et de refroidissement, on peut penser que la chute de la température des cristaux va différer de celle du milieu.

L'action conjuguée de la vésiculation et d'un refroidissement différentiels explique le bris sur place des cristaux en éclats. Au fur et à mesure du bris, la vitesse de refroidissement s'accélère mais on peut supposer qu'elle n'évolue pas aussi vite que celle des échardes (la différence de taille de ces deux phases illustrerait cette supposition).

Dès que les gaz permettront le brassage de la poussière hyaline et de ces éclats, leur comportement de régulateur thermique sera momentanément possible.

En résumé, on peut considérer que le maintien de la température est plus facile à expliquer dans le modèle d'écoulement de gravité laminaire et visqueux

que dans celui, classique, de mélange "fluidifié" turbulent.

Les facteurs essentiels qui assurent la lenteur du refroidissement sont : 1) la conservation de la lave en base d'écoulement ; 2) la faible perte de chaleur de l'écoulement tant qu'il reste laminaire et 3) le refroidissement différentiel des cristaux et des échardes ; l'influence des cristaux intervenant durant tout le passage de l'écoulement laminaire au courant turbulent.

c - Bilan du modèle

Les coulées pyroclastiques rubanées se mettent en place à la façon d'un écoulement de gravité laminaire et visqueux (Benjamin, 1968 ; Simpson 1972) les lois de Bernouilli s'appliquent à ce type de courant.

La turbulence de l'écoulement est acquise tardivement ; la fluidification des matériaux peut alors intervenir mais ce n'est pas démontré ; sous l'effet des frictions au toit et au mur (air et substrat), ce courant fluidifié turbulent ne tardera pas à s'arrêter. Cette turbulence est donc subordonnée à l'écoulement de gravité, dense, visqueux et laminaire qui assure l'essentiel de la mise en place des matériaux.

Selon la vitesse de refroidissement, les petits écoulements décrits se figeront dans l'un ou l'autre de ces états physiques.

Les facteurs essentiels qui gouvernent ces écoulements sont :

- la conservation en surface d'un pyromagma non dégazé et disposant d'une grande capacité potentielle à se vésiculer comme en témoignent les "ombres" (vésiculation précoce).

- le mouvement laminaire accompagné d'une "vésiculation différentielle" du liquide, lente et progressive et évoluant de haut en bas ; ce mécanisme permet la transition liquide continu à gaz continu, sans changement immédiat du régime de l'écoulement ; ces modalités expliquent le long maintien de la température et des gaz et, par suite, celui de l'écoulement.

- la viscosité de l'écoulement.

- la haute teneur en cristaux et en enclaves ; ce facteur est déterminant pour un écoulement de gravité laminaire (écoulement dense) ; il intervient, également, sur le maintien de la température.

- la proportion en gaz denses libérés qui agit de façon analogue.

Contrairement aux mélanges "fluidifiés" turbulents, ces courants glissent sans grandes frictions au sol et au toit (faible entraînement d'air, selon Benjamin, 1968).

E1.2 - MISE EN PLACE DES COULEES DE CENDRES

Evoquer pour les coulées de cendres une mise en place selon l'hypothèse classique de courant fluidifié turbulent, explique mal la zonation des dépôts.

Les discontinuités séquentielles décrites au chapitre I § B2 et C2 suggèrent un train d'émissions parfois entrecoupées d'arrêts suffisants pour

permettre la chute des matériaux d'un panache dont le volume est probablement faible (tufs lités de puissance inférieure à 1 ou 2 dcm).

a - L'écoulement laminaire peut se déduire :

- dans les coulées de cendres pauvres en flamme (type Passadou, chap. I § C2 et C3): de la présence de zones riches en grandes flammes, de l'allongement fréquent de ces dernières et de la linéarité de la base d'une venue ;

- dans les coulées de cendres riches en flammes (type Pierre-Taillade, chap.I § B) : de la présence de bandes à concentration (quantitative et qualitative) d'enclaves et de flammes ponceuses.

En conséquence, et compte-tenu des remarques formulées par Sparks,(1976) (Introduction E) rien ne permet d'exclure un régime d'écoulement laminaire.

On peut cependant faire remarquer que la rareté des flammes dans la coulée de cendres du Passadou, suppose leur rupture brutale et, par conséquent, n'exclut pas la turbulence d'une partie de l'écoulement. Pour Sparks lui-même, la turbulence de la partie supérieure est démontrée par toutes les éruptions historiques de coulées pyroclastiques (déferlantes basales, nuée du Mayon).

On peut souligner qu'il suffit, pour acquérir ce régime turbulent, de dépasser une valeur critique (Rc.) du nombre de Reynolds (Rc = 2000 à 6000 pour un écoulement Newtonien ou non ; Sparks, 1976). Si les lois hydrauliques de perte de charge s'appliquent à ces coulées pyroclastiques, on peut admettre que les aspérités du sol jouent un rôle non négligeable pour le maintien d'un écoulement laminaire ($Re < Rc$) ; un cas extrême est atteint lorsqu'il n'y a plus de film laminaire et que la turbulence n'est déterminée que par les aspérités du lit ($Re > Rc$) ; dans le cas inverse ($Re < Rc$) l'essentiel de l'écoulement est laminaire et sa viscosité intervient plus que les rugosités du sol.

En conséquence on peut admettre que chaque coulée pyroclastique avait plus de chance d'être laminaire près de son lit et de pouvoir y conserver les figures mentionnées plus haut (linéarité de la base, concentrations de flammes, de flammes ponceuses et/ou d'enclaves).

En effet, on peut supposer la décroissance, à la base de l'écoulement, du nombre de Reynolds (Re) fonction directe de la vitesse et inverse de la viscosité (que l'on admet en augmentation, vers le sol, par diffusion de chaleur et par friction, et en diminution au toit par détente et entraînement d'air).

La fluidité, la mobilité et la conservation des coulées de cendres dépendent du maintien des gaz et de la température. L'influence de ces facteurs ayant été discutée au paragraphe précédent, je rappellerai ici qu'un écoulement laminaire conserve mieux ses gaz et sa température qu'un courant turbulent.

Une différence essentielle existant entre les coulées de cendres et les coulées rubanées résulte d'une influence inégale de la vésiculation différentielle : celle-ci n'intervient dans les coulées de cendres que pour expliquer quelques flammes panachées, alors que son rôle est essentiel pour la mise en place des coulées pyroclastiques rubanées. Je développerai cette remarque au § E2.3

b - Compte tenu de l'étude des coulées pyroclastiques rubanées, on ne peut pas considérer la fluidification comme la seule explication de la mise en place d'une coulée pyroclastique. L'application aux coulées pyroclastiques des lois des mélanges fluidifiés est discutable lorsqu'il reste des vestiges du liquide initial (les flammes) : on ne peut pas exclure, dans ce cas, une application de la théorie des écoulements de gravité laminaire (Benjamin,1968) et visqueux.

On peut donc retenir deux hypothèses :

1ère hypothèse : la coulée de cendres et un mélange fluidifié (sans friction interne) ; l'application de ce modèle doit nécessairement tenir compte :

- des frictions au sol (incorporation de matériaux et aspérités), au toit et au front (entraînement d'air) ; ces difficultés seront partiellement résolues par l'écoulement sans friction sur un sol peu rugueux (une coulée glisse sur un sol régularisé par la coulée précédente et/ou par les retombées anciennes qui s'intercalent entre ces coulées) ;
- de la densité de l'écoulement dépendant de la charge solide (cristaux et enclaves) et "liquide" (flammes) et de la densité des gaz ; une limite sera atteinte quand interviendront des chocs entre particules : le système ne sera alors plus fluidifié.

2ème hypothèse : la coulée de cendres est un écoulement de gravité, visqueux (frictions internes) et dense ; sa dynamique de mise en place s'apparente à celle des courants de turbidité (Kuenen, 1951 ; Juignet et al., 1965) et des coulées de boues ou de débris (Mud-flow, débris-flow) étudiées par Jonhson (1970) et par Rodine et Jonhson (1976). on peut notamment retenir des travaux de Kuenen (1951), de Juignet et al. (1965) et de Benjamin (1968), les résultats suivants :

- la force motrice d'un écoulement dépend de sa densité (fonction de la densité des constituants et de leur concentration) ; le faible mélange du courant de densité et du fluide au-dessous duquel il s'écoule, nécessite une différence de densité significative (qu'il est raisonnable de supposer ici).

- si la charge du fluide est élevée, sa distance d'écoulement est réduite et sa vitesse est élevée. On peut remarquer que les coulées de cendres ne sont pas capables de supporter une charge solide aussi élevée que celle des venues complexes d'écoulement pyroclastiques rubanées.

- selon Kuenen (1951), cette vitesse croît proportionnellement à la racine carrée de la densité et augmente avec le volume.

- selon Benjamin (1968) et Simpson (1972) les courants de gravité laminaire sont essentiellement déterminés par la distribution des pressions à leur tête ; ils ne dépendent pas de la contrainte de cisaillement à l'interface supérieure (contrainte produite par l'entraînement d'air) et la friction au plancher est réduite ; les lois de Bernouilli sont applicables à ces écoulements.

Compte-tenu de la charge solide, dela présence des flammes (vestiges du liquide initial) et par analogie aux coulées pyroclastiques rubanées, j'adopterai ici la seconde hypothèse.

E1.3 - MISE EN PLACE D'UNE COULEE DE PONCES

Pour la variété de coulée de ponces de la région de Chambeuil, on peut adopter l'hypothèse classique, admise pour les dépôts du Katmaï (Bordet et al., 1963), d'un mélange fluidifié gaz-solide s'écoulant à la façon d'un pseudo-fluide.

La forme des enclaves tuffacées ocre-rouille (décrites au chap. I § D3.) est une signature de tourbillonnement. En tout point du milieu, la forme de ces enclaves dépendra des mouvements subis. A titre d'exemple, les formes en boudins ont pu être produites par un couple de torsion s'exerçant sur un fragment allongé perpendiculairement au sens d'écoulement ; les "pelotes" suggèrent de multiples rotations selon plusieurs sens (de telles formes sont visibles dans les lahars de Joursac et d'Andelat). La fig. 13 résume la diversité des formes observées.

On ne saurait cependant conclure à la turbulence de l'écoulement par la simple observation de ces formes et de l'éparpillement des phases dans le milieu :

- selon les travaux de Sparks, 1976 (§ E. Introduction), la taille, la densité et la concentration des enclaves peuvent expliquer l'apparente dispersion de ces dernières.

- la conservation des tourbillons est possible en milieu laminaire (§ E1.,a).

L'observation de terrain laisse supposer que les fragments de tufs lités ont été prélevés presque sur place : des dépôts analogues affleurent soit en panneaux de plusieurs mètres de long, soit en place, au fond du ravin de Chambeuil, 30 m à l'amont d'un moulin désaffecté et sous les panneaux de cette coulée de ponces.

La quantité d'enclaves tuffacées éparses dans cette coulée de ponces oblige à ne pas négliger les frictions au sol.

Interprétation

Il paraît raisonnable d'adopter, pour cette petite coulée de ponces, l'hypothèse d'un mélange fluidifié turbulent (hypothèse classique). Cependant, l'importance de l'entraînement d'air à la surface de la coulée de ponces (dépendant de la turbulence) et des frictions au sol rapprochent la mise en place de cette variété d'écoulement et celle des avalanches de neige poudreuse (Tochon - Danguy et Hopfinger, 1974). Par extension, ce modèle ne s'appliquerait qu'aux petites coulées de ponces ($\ll$ 10 km. de long) ; ceci n'est pas incompatible avec l'observation directe des mélanges fluidifiés turbulents cités par Sparks (1976).

La turbulence de l'écoulement n'est cependant pas démontrée dans ce cas qui paraît favorable : les formes des enclaves n'excluent pas un écoulement laminaire.

L'introduction d'enclaves pendant l'écoulement revient à supposer une modification du système gaz-solide dont on ne peut plus affirmer qu'il s'agit encore d'un mélange fluidifié laminaire ou d'un courant de gravité laminaire.

Par conséquent, l'application de l'hypothèse classique (mélange fluidifié turbulent) à une petite coulée de ponces est très discutable. Lorsque ces nappes de ponces sont étendues et puissantes et lorsqu'elles possèdent des indices de classement ou des alignements d'éléments (cas des "ponces oeillées" de la vallée de l'Impradine), on pourra encore moins appliquer cette hypothèse.

E2. - PREPARATION DE L'ECOULEMENT

A chaque modèle d'écoulement correspond un degré de préparation particulière du magma. Selon Bordet et al. (1963), Mac Birney et Murase (1970) la rupture irréversible de l'équilibre d'une colonne stationnaire du pyromagma et la pulvérisation de celui-ci, dépendent de l'intervention des facteurs physiques qui déclenchent son mouvement ascensionnel. L'ouverture d'une fissure, une vaporisation de l'eau, sont fréquemment citées. A un certain niveau, et en fonction des pressions, débute une véritable vésiculation du liquide proche de la saturation en gaz.

E2.1 - Cas d'une coulée de ponces

Pour une coulée de ponces, il est raisonnable d'admettre le modèle de Bordet et al. (1963) adopté pour les ignimbrites du Katmaï :

- avant l'émission est acquise une "vésiculation tranquille du pyromagma",
- en tout point du liquide cette détente des gaz est isotrope,
- elle varie notablement selon le lieu : le magma y donne naissance à une masse bulleuse, à une mousse ou à un mélange gazeux charriant des parois de bulles.

Selon Mac Birney et Murase (1970), en tout point du liquide partiellement vésiculé, la dépression engendre la concentration des bulles de plus faible surface à proximité de son aire d'application.

La rupture des bulles est étroitement dépendante du chimisme du magma : les expériences de ces auteurs montrent clairement la grande difficulté du polylobage des bulles en liquide rhyolitique, malgré leur grand pouvoir de vésiculation.

La rupture suivra donc deux modes :

1 - polylobage des bulles

2 - cisaillement des plus petites bulles à l'interface des nids de poncification.

A proximité de la surface, la rupture du liquide est favorisée par l'augmentation de viscosité (dépendant des pertes en gaz et de la chute de température par exemple) qui ralentit la vésiculation en même temps que le rapport gaz/liquide, très supérieur à 1, augmente.

En surface, le mouvement et la relâche des tensions à la surface des bulles accélèrent la pulvérisation de la masse ; la libération massive des gaz fluidifie le milieu.

E2.2 - Cas des coulées pyroclastiques rubanées.

A l'opposé, le modèle d'écoulement des coulées pyroclastiques rubanées nécessite l'émission d'un magma à gaz dissous. Cet état explique la fluidité du liquide ; son maintien suppose, en tout point du liquide, l'application d'une pression telle qu'aucun dégazage n'a pu survenir. Cette dernière condition doit être réalisée durant l'émission et jusqu'à la surface où intervient la "vésiculation différentielle".

Paradoxalement, la cavitation précoce (bulles des "ombres" déterminées par les obstacles), renforce cette proposition :

1 - les seules zones de dépression capables d'engendrer une vésiculation sont les domaines d'influence des cristaux et des enclaves ;

2 - malgré son importance, la charge solide est incapable de déclencher la vésiculation de toute la masse.

La structure d'une "ombre" (définition chap. I § A2.1), porte l'empreinte de la dépression locale engendrée par le noyau :

- la vésiculation est isotrope et tranquille au coeur d'une "ombre" et contre le noyau ;

- l'allongement des bulles et la décroissance de leur volume à l'extérieur de cette zone signent la dépression locale si l'on suit Mac Birney et Murase (1970) ; cette dépression est acquise pendant l'écoulement.

A un niveau très proche de la surface du sol, la pression P_δ produite par l'écoulement du magma de viscosité η et de vitesse μ, à travers un conduit de rayon h, pourra être suffisamment élevée pour bloquer la vésiculation de la masse. En effet :

1 - P_A, pression de la colonne de magma susjacente au point considéré, devient négligeable, ce qui favorise la vésiculation.

2 - la présence des "yeux mongoliques" démontre que le magma est capable de se vésiculer. Ceci revient à dire que la tension superficielle σ, à l'interface gaz-liquide d'une bulle, tend à dépasser P_σ (pression qui l'équilibre) en même temps que la résistance visqueuse du liquide devient inférieure à P_η (pression nécessaire à un accroissement de volume de bulle dans le temps).

On peut donc supposer, si l'on se réfère aux équations de Mac Birney et Murase (1970) que la conservation du pyromagma jusqu'en surface, va surtout dépendre de la vitesse de l'écoulement (proportionnelle à P_δ) et du diamètre du conduit (P_δ est fonction de $1/h^3$).

Dans une première hypothèse il est nécessaire, d'une part de considérer un conduit de faible rayon (ce facteur intervenant plus que la vitesse) et d'autre part, de considérer un conduit cylindrique (l'équation ne fait pas intervenir la forme). La conservation d'une pression P_δ élevée nécessite également une détente ménagée ; ce qui revient pratiquement à supposer le conduit ouvert ou faiblement obstrué. Dans ce cas d'écoulement en charge, la conservation d'un écoulement laminaire nécessite également une faible hauteur des aspérités sur la paroi (le nombre de Reynolds dépend, dans ce cas, surtout de la viscosité).

Ces conditions seront satisfaites si un premier débourrage a débouché le conduit et s'il n'a affecté qu'un petit volume de magma. On peut ainsi expliquer les dépôts de pluies de cendres mis en place entre deux émissions (coupe du ravin de Fraisse-Haut versant gauche de l'Alagnon). Pour un conduit cylindrique de faible rayon, la vitesse devra être assez élevée pour bloquer la vésiculation. Elle ne devra pas atteindre une valeur trop élevée (conservation de l'écoulement sans rompre le liquide) ; dans le cas contraire (vitesse trop élevée ou vitesse accrue pendant l'écoulement), une pluie de cendres et de ponces sera le résultat de l'émission (les "yeux mongoliques" coexistants avec les ponces ovoïdes de ces dépôts en seront le traceur).

Cette discussion, trop incomplète, souligne les conditions critiques nécessaires au maintien jusqu'en surface d'un pyromagma dont la préparation fruste permettra le passage à un écoulement à caractère ignimbritique.

Nous devrons donc exclure tout modèle supposant l'émission tardive de la lave, (à la façon d'un dôme tardi-éruptif) : une telle hypothèse n'explique ni la présence de la lave en semelle d'écoulement ni ses caractères (cristaux entiers, "yeux mongoliques") qui excluent la genèse du vitrophyre par compaction soudure et/ou fluage d'une masse déjà pulvérisée, ni le passage lave-écoulement pyroclastique. Certains dykes rubanés, décrits par les auteurs russes, donnant naissance à des ignimbrites, illustrent par contre la possibilité de ce passage.

E2.3 - Cas des coulées de cendres

La production des coulées de cendres à flammes dépend de la conservation du liquide en surface : soit le magma non dégazé atteint la surface (les modalités de rupture dépendent alors de ces nouvelles conditions thermodynamiques), soit la fragmentation de la lave est acquise avant son émission. La discussion de ces deux cas extrêmes permet d'entrevoir une préparation de ce type d'écoulement quelque peu différente de celle qui est responsable des autres types de coulées pyroclastiques.

D'après leur description (chap. I § B3.5 et C3), considérer les flammes comme vestiges du liquide non dégazé est possible. Ce modèle de Vincent (1960), repris par tous les travaux récents s'applique aux deux cas considérés plus haut.

La vésiculation tardive de la flamme est matérialisée par tous les stades de passage d'un type vitreux (à cristaux entiers), à un type flamme-ponceuse (appauvri en cristaux dont certains sont déjà rompus ou tordus). Cette vésiculation isotrope et tranquille (produisant des bulles sphériques) est donc tardive ; la présence des flammes-ponceuses dans les tufs les plus modifiés par les altérations pneumatolytiques, ne relève sûrement pas d'une coïncidence.

a - Les conditions de la conservation du magma jusqu'en surface ne doivent pas tellement différer de celles discutées plus haut, à propos de l'origine des coulées pyroclastiques rubanées. Seules des variations de modalités en surface expliquent les particularités de chacun de ces deux types d'écoulement.

Lorsque le magma non dégazé s'écoule en surface il explique la force motrice du courant de gravité laminaire auquel il donne naissance. La rupture du liquide, déterminée essentiellement par la charge solide, intervient avant l'acquisition d'une éventuelle vésiculation différentielle (propre à quelques flammes panachées). La taille des flammes est inférieure à la maille de pulvérisation (dépendant de la phase solide) ce qui explique, en accord avec Vincent (1960), l'absence dans les flammes des enclaves et des gros cristaux repoussés du côté de la matrice. La pauvreté en échardes curvilignes de la matrice est, soit le fruit d'une pulvérisation d'un liquide faiblement soufflé, soit le stade ultime de la pulvérisation d'une masse bulleuse. Ce dernier cas, qui suppose la vésiculation en cours, oblige à considérer un dégazage inégal du liquide. Or, la pulvérisation extrême nécessaire pour fournir des cendres semble incompatible avec la conservation des flammes.

En résumé, on peut conclure, à titre d'hypothèse, à une accélération des modalités de rupture du liquide en surface ; cette accélération devant être insuffisante pour modifier le régime d'écoulement laminaire.

Une telle hypothèse a déjà été avancée (§ précédent), à propos des écoulements pyroclastiques rubanés, pour expliquer le cas de grands lambeaux de lave conservés au sein de tufs à rubanement flou (description chap.I § A2.1).

La comparaison des flammes des coulées de cendres et de ces "trognons de lave" s'impose.

On peut suivre Vincent (1960) en considérant que la convergence de faciès de ces dépôts est le fruit de modalités physiques similaires. Toutefois, alors que ce type de dépôt est rarement le fruit des écoulements pyroclastiques rubanés, il est fréquemment celui des coulées de cendres à flammes. Cela laisse supposer, à modalités physiques analogues en surface, une certaine différence physico-chimique antérieure. Parmi les nombreux facteurs possibles déterminant cette différence, la présence d'apatites grillagées de grande taille, exclusive des coulées de cendres, laisse supposer l'importance des facteurs chimiques.

b - Dans le cas d'une rupture partielle du liquide en profondeur, deux modèles de préparation complémentaires peuvent expliquer l'écoulement :

- le premier a été appliqué à l'ignimbrite pantélléritique du Fantalé(Tazieff et Gioson, 1967). Ses traits essentiels sont les suivants :

  1) la formation de la cendre suppose la pulvérisation poussée d'une masse vésiculée (mécanisme de Verhoogen, 1951). Nous verrons qu'avec le second mécanisme, la vésiculation préalable du liquide n'est même pas nécessaire.

  2) cette pulvérisation du liquide s'est produite sous une grande épaisseur de liquide ; cette lave sera donc fragmentée en lambeaux (les flammes). Dans notre cas, et selon le modèle de Vincent (1960), la forme des flammes dépendra des modifications que vont subir ces lambeaux à l'arrêt de l'écoulement.

  3) la pression développée par le liquide susjacent au niveau d'explosion freine la vitesse des gaz ; le phénomène initial est transformé en effusion.

- la vésiculation d'une partie profonde du liquide peut être expliquée par le mécanisme de Biondi (1974). A la faveur d'une détente, la colonne liquide s'élève ; ce mouvement induit un réchauffement de l'eau contenue dans les épontes et, à un certain niveau, une annulation des pressions sur les parois de la cheminée. En ce point, la pulvérisation des épontes et du liquide est possible ; le premier mécanisme intervient alors.

Il n'est pas interdit de penser (à la suite du § C3.) que la rareté des flammes dans la coulée de cendres la plus différenciée (coulée du Passadou), dépend beaucoup plus de ce modèle de rupture partielle en profondeur, que du précédent.

c - Ces modèles supposent que seules des conditions physico-chimiques, propres au liquide donnant naissance aux coulées de cendres, permettent le déclenchement de l'émission. Ici encore, les grandes apatites interviennent comme un traceur de ces conditions qui doivent légèrement différer de celles donnant naissance aux autres types de coulées pyroclastiques décrits.

Remarques :

- l'abondance des xénolithes de lave est bien expliquée par les modèles de préparation des écoulements pyroclastiques rubanés et cendreux.

- Les comptages de points dans les verres des flammes et du vitrophyre de Fraisse-Haut, révèlent des teneurs en cristaux de l'ordre de 20 à 25%,

peu différentes de celles des laves porphyriques du Cantal ; la production d'écoulements pyroclastiques plutôt que d'un dôme ou d'une coulée, ne dépend pas essentiellement de cette teneur. Le chimisme du liquide initial et le type de cristaux formés, spécifiques de ces écoulements, sont, par contre, déterminants.

E3. - CONCLUSIONS

Le modèle classique de "fluidification" (Reynolds, 1954), n'est pas adopté pour l'essentiel des produits d'écoulements observés : il ignore toutes les images que la seule turbulence qu'il suppose n'explique pas ; son application soulève trop de difficultés pour expliquer des écoulements très étendus. Il semble, en effet, peu possible qu'un tel fluide, plutôt non-newtonien, répondant mal à la condition d'incompressibilité de l'équation de Bernouilli, animé d'un mouvement tourbillonnaire et doué d'un régime extensif, explique la conservation des gaz et de la température pendant un très long trajet compte-tenu de la détente adiabatique, de l'entraînement d'air (au front et au toit) et de matériaux (en semelle).

A l'inverse, l'application aux écoulements pyroclastiques du modèle physique et mathématique d'écoulement de gravité dense, visqueux et laminaire (Benjamin, 1968 ; Simpson, 1972), rend mieux compte des observations de terrain et de la conservation des gaz, de la température et de l'écoulement. Le caractère laminaire de l'écoulement, qui répond aux conditions de l'équation de Bernouilli, est le paramètre essentiel pris en compte. Ce modèle est d'autant plus facile à adopter que le liquide à gaz dissous est conservé en surface ; il sera maintenu tant que l'évolution du liquide est lente et progressive ; mais il sera dépassé si le passage d'un versant ou d'un étranglement facilite le brassage et propulse l'écoulement alors fluidifié (modèle de Vincent, 1960).

Dans le secteur étudié, il est trop tôt pour appliquer à chaque type d'écoulement un état chimique particulier du liquide. On peut toutefois remarquer qu'à l'époque de leur émission, ces liquides apparaissent, pour la plupart, moins évolués que ceux qui ont fourni l'essentiel des dômes contemporains de ces écoulements (avec lesquels ils alternent). L'obtention de tels écoulements à caractères ignimbritiques ne relève sûrement pas d'une coïncidence.

°°°

F - LES TUFS LITES DU LIT DE L'ALAGNON

Je présente ici ce paragraphe pour établir :

- une comparaison entre les dépôts "de pluies de cendres et de ponces" (tuf du lit de l'Alagnon) et ceux des coulées pyroclastiques précédemment décrites et, par conséquent

- une comparaison entre les résultats d'éruptions vulcaniennes ou ultravulcaniennes et ceux des "effusions à caractère ignimbritique".

1. - LOCALISATION

Ces tufs se reconnaissent essentiellement dans trois secteurs :

a - Dans la région de la Bourgeade, où ils s'étendent sur près de 3 km dans le lit et en rive droite de l'Alagnon (entre la gorge entaillée sous le replat du buron des Belles-Aigues et les talus de la voie ferrée au SE. de Fraisse-Haut).

Ces dépôts présentent un pendage de 25 à 30° N.NE. sur toute la rive droite de l'Alagnon, au sud de la Remise. Ces pendages s'atténuent à l'W., entre les gorges de l'Alagnon et le ruisseau du Passadou, et à l'E., le long de la voie ferrée. Ils peuvent localement s'inverser dans le ravin de Pierre-Taillade ce qui marquerait l'enoyage d'un creux.

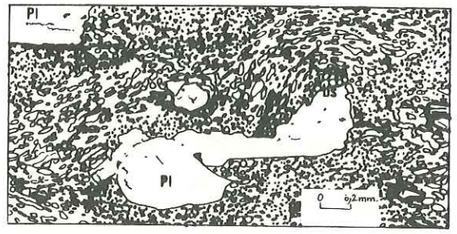
b - Dans la région de Chambeuil les affleurements sont plus discontinus. Les principaux gisements se situent(d'E. en W.) : dans le premier thalweg à l'E. du ravin de Chambeuil, dans l'étable la plus à l'W. de ce hameau, dans les haldes de l'exploitation de lignites à 150 m au NE. des Pommiers (actuellement décharge) et sur le chemin qui rejoint le Clauzel aux Pommiers.

c - Dans la région d'Albepierre deux gisements se reconnaissent : 1) à l'W. du village ces tufs affleurent en lambeaux discontinus, entre le lit du Benet et celui du Lagnon. Ces tufs sont partiellement rubéfiés par deux coulées de lave : au Sud par celle du lit du Lagnon et au Nord par celle qui domine à l'W. le village et détermine la cascade du Benet. Le pendage de ces dépôts est N., NW. près du Lagnon et W., NW. plus au Nord ; 2) en entaille au-dessus du CD.239, au versant gauche du Lagnon et 1 km à l'E. NE. de l'église. Ils ne constituent que la moitié inférieure de la falaise surmontée en discordance angulaire par des tufs lités rattachables par leur faciès, aux "niveaux inférieurs de la Chevade" (Maurizot - Blanc, 1974). Leur coupe se complète à la base par 3 m au moins d'argiles chocolat (de Goër de Herve, 1972). Leur pendage, qui atteint 25 à 30° vers le SE. semble dépendre d'une masse rhyo-trachytique blanche située à 1180 m d'altitude dans une carrière abandonnée,au SW. de la falaise des tufs.

2. - L'AFFLEUREMENT ET LES MATERIAUX

Ces dépôts comportent une alternance (centimétrique à métrique) de niveaux (gris ou beige) à granulométrie cendreuse à sableuse et de passées plus riches en lapilli (blancs, parfois roses ou bleuâtres et vitreux ou poncifiés), englobés dans une matrice gris-beige à granulométrie cendro-sableuse; la quantité de cette matrice, souvent réduite à un film, peut atteindre celle des ponces. Cette alternance est l'effet produit par la succession rythmique,

Fig. 17 - Structure d'une ponce allongée (tufs lités d'Albepierre. "ash-fall")



Légende : Pl : plagioclase (amande d'un "oeil mongolique") déterminant la présence de bulles sphériques (bs) dans son ombre d'influence - ba : bulles allongées - Vb : verre blanc - vo : verre opacifié.

normale, positive et régulière de séquence cendro-ponceuses d'épaisseur variable. (Ph.30).

Le toit d'une séquence antérieure peut être localement déformé, microplissoté par la base grossière de la suivante dont les gros éléments, soit isolés, soit par paquets, déterminent des impacts (bomb-sag).(Ph.31).

Les agglomérats de lapilli constituent les premiers dépôts de chaque séquence:

1 - certains agglomérats (peu fréquents) accumulent des éléments mal classés, ovoïdes, gris vitreux à peine microponcifiés, subaphyriques et soudés les uns aux autres sans déformations nettes. Les contours flous des lapilli sont dessinés par un fin liseré de cendres ultrafines, dures et brunes à noires ou par le constraste des teintes grises d'un élément à un autre.

Au Sud de la Bourgeade, ce faciès, localement recoupé par des filonnets de cendres grises, s'épaissit pour déterminer, en rive gauche de l'Alagnon, un talus vertical d'une dizaine de mètres. Sur son côté amont, la base de l'affleurement se stratifie et passe aux tufs lités du lit de la rivière.

2 - dans la plupart des autres dépôts débutant les séquences s'agglutinent :

a) des ponces qui dominent les autres phases. Elles sont accolées (se séparant par une gaine d'oxydes opaques ou un film de matrice brune ou blanche), ou ménage nt entre elles des interstices ; certaines moulent d'autres lapilli. Ces ponces blanches, hétérométriques ou bien calibrées, atteignent des dimensions millimétriques ; leurs variations de taille par bandes (peu fréquentes et peu épaisses) suggèrent, par place, un litage du dépôt. Les ponces ovoïdes sont plus fréquentes que les ponces allongées. Toutefois, il n'est pas rare de rencontrer des concentrations de ponces lenticulaires à phénocristaux orientés de façon planaire (Albepierre, gisement E.). Les faciès fibreux ou constellés de bulles rondes coexistent ; quelques ponces panachées comportent à la fois des bulles rondes et allongées ;

b) d'autres fragments hyalins ou microponcifiés de magma, assez peu nombreux, épars ou moins souvent organisés en bandes d'éléments accolés avec interstices. Ces fragments tendres, subarrondis, à contours parfois lobés, se disposent à plat dès qu'ils prennent une forme allongée ou lenticulaire. Certains débris millimétriques, mais plus petits que les ponces, s'intercalent en bandes d'individus gris accolés ; d'autres, bleus ou roses, lenticulaires et ne dépassant pas 3 cm, se dispersent.

Ces derniers peuvent comporter plusieurs "yeux mongoliques", analogues aux ignimbrites rubanées, épars dans le même individu lenticulaire. Fig.17.

c) quelques enclaves enallogènes parsèment l'ensemble, se rassemblent ou s'alignent. Elles sont dures, en saillies ou compactes, non scoriacées à arêtes émoussées et faces parfois lisses et ménagent entre elles des méats parfois occupés d'un liseré de matrice. Leurs dimensions diffèrent peu du calibre des ponces avec lesquelles elles sont mêlées. Certaines se distinguent par leurs dimensions centimétriques.

d) des cristaux de moins de 3 mm et quelques enclaves homœgènes éparses. Selon la répartition, la disposition, la quantité, la forme, la taille et la couleur de ces divers constituants, le dépôt paraît chaotique ou lité,

et blanc éclatant à grisâtre. Leur litage granulométrique devient plus net quand on s'élève ; le passage aux fins niveaux du toit de la séquence est rapidement acquis par un granoclassement normal ou plus souvent par une dispersion des ponces dans une matrice plus abondante.

Au toit des séquences intervient fréquemment un litage marqué par des bandes rectilignes ou sinueuses. Leur disposition produit rarement un effet d'entrecroisement. Ces passées (d'épaisseur infra ou centimétrique et de largeur centi- ou décimétrique) s'isolent par les variations granulométriques de leurs constituants qui déterminent des sous-séquences positives.

Elles se teintent en noir ou gris plus pâle que la matrice, selon les variations quantitatives de leur contenu. Les couleurs extrêmes dépendent des concentrations de minéraux ferromagnésiens,de granules de laves, de fragments de ponces et de granules hyalins à peine microponcifiés. Ces derniers se distinguent aisément des laves enallogènes cristallisées (dont quelques basaltes observés dans la région de Chambeuil), plus dures, anguleuses et à faces parfois gainées d'oxydes opaques. Les nombreux fragments du socle cristallin, les cristaux libres (plagioclases, oxydes opaques, Cpx abondants et verts, amph. et bi.) toujours frais et moins oxydés que ceux des laves enallogènes et les enclaves cumulatives (dont certaines,à Bi. et Felds. dominants exhibent un litage granulométrique), complètent l'assemblage.

L'examen granulométrique d'un échantillon prélevé dans le talus de la rive gauche de l'Alagnon au sud de la Remise, fournit les résultats suivants : (en mm) : mode principal = .020, secondaire = .125 ; fractiles : Q_{25} = .027 ; Q_{75} = .085 et médiane = .038 ; sorting index = 1,77 : Qdφ= .83 ;hétérométrie $(Q_{75} - Q_{25})/2$ = .03 ; asymétrie = 1,59

La pente de la courbe est redressée.

Ce dépôt à granulométrie de cendres, paraît assez bien classé et trié surtout dans les fractions fines.

Les tufs à granulométrie de sables et de cendres ultra-fines à fines, sont également très fréquents. Ces derniers peuvent présenter des "pisolithes" à cortex mince, de granulométrie fine contrastant avec celle de leur matrice et de leur coeur. Sans chercher à présenter ces objets souvent décrits (Tricot, 1975), il convient de signaler :

1) leur aplatissement possible en ellipses ou en "yeux" de longueur 2 à 3 fois supérieure à leur épaisseur (1er thalweg à l'E. du ravin de Chambeuil, 970 m d'altitude) ,

2) la cohabitation de pisolithes ronds non déformés,et de feuilles sans disposition planaire, nombreux et épars dans une matrice de cendres fines (décharge de Chambeuil). Un échantillon cendreux comportant cette association est en cours d'examen pour déceler une éventuelle présence de pollens ou de diatomées.

Les observations de Boule (1896) et la coupe au-dessus de Séverac (rive droite de l'Alagnon à l'aval de Neussargues) fournie dans sa thèse (1972) par de Goër de Herve, illustrent le type des dépôts de la région de Chambeuil. Il s'y intercale entre les séquences cendro-ponceuses qui comportent soit des feuilles, soit des pisolithes, soit encore les deux :

a - des cendres fines et ultra-fines, d'épaisseur centimétrique, gris clair,

homogènes à finement varvées se débitant en plaquettes à cassure conchoïdale pour les plus indurées ;

b - des argles fissiles et à débit schisteux, diatomifères, beige clair à noir (également très connues dans la région de Joursac), riches en feuilles et renfermant des lentilles (milli- à centimétriques) de sables riches en minéraux libres ;

c - des lignites qui, selon Boule, renferment "des troncs d'arbres bien conservés" et affleurent à plusieurs niveaux.

3. - INTERPRETATION DYNAMIQUE

Les caractères de ces tufs lités sont ceux des dépôts de pluies de cendres et de ponces (ash-, pumice-falls).

La succession des séquences suggère une suite d'éruptions (de type vulcanien ou ultravulcanien) déterminées par des modalités physiques renouvelées. A chaque émission correspond une préparation tranquille d'un pyromagma suivi ou accompagné de la fragmentation et de la montée d'un mélange à milieu gazeux continu.

3.1 - Préparation du magma

D'après les travaux de Mac Birney et Murase (1970), il faut supposer que selon les émissions et selon les points du liquide, le dégagement gazeux produit soit une mousse (rapport gaz/liquide très supérieur à 1), à tension superficielle à l'interface gaz/liquide suffisante (ponces), soit une vésiculation ménagée (rapport gaz/liquide inférieur ou égal à 1) par suite d'un excès insuffisant de pression de gaz occlus dans les vésicules (lapilli microponcifiés).

La pulvérisation, capable de débuter dès ce stade de microponcification, suggère que la vésiculation n'est pas, pour tous les cas, le seul facteur responsable de l'émission. Les facteurs produisant, à chaque émission, une rupture irréversible d'équilibre de la colonne stationnaire du pyromagma, doivent expliquer la fragmentation du liquide.

Selon Mac Birney (1973) et Biondi (1974), aucune diminution de pression au toit de la colonne liquide ne peut produire l'exsolution des gaz et leur expansion sans un mouvement ascensionnel du magma ; l'ouverture d'une fracture ou une vaporisation de l'eau phréatique peuvent déclencher l'éruption. Une décompression descendante, à vitesse subsonique explique, selon Bennett (1971), le passage du pyromagma à un flux gazeux continu et l'ascension de ce dernier à la façon d'un "piston dans un cylindre".

Cette fragmentation a pu, dans quelques cas, s'amorcer dans les fissures alors que le liquide s'écoulait par plans, ou d'une façon laminaire si l'on en croit les vestiges hyalins à "yeux mongoliques", analogues à ceux décrits dans les coulées pyroclastiques rubanées.

3.2 - Mode de mise en place

La succession de séquences, peu diversifiées, traduit la périodicité des émissions. L'extension kilométrique des dépôts plaide en faveur d'un étalement en panache. Il serait confirmé par la présence de "pisolithes" si l'on admet l'hypothèse, la plus répandue, de leur genèse dans un nuage chargé d'eau (Losacco et Parea, 1969); (Boucarut et Crevola, 1972). Le granoclassement des séquences avec dépôt de lapilli, de cendres, et des sous-séquences cendreuses suggère un triage corroboré par l'analyse granulométrique et la concentration sélective des éléments.

Une sédimentation par simple chute des matériaux explique les traces d'impact (microplissements au toit des couches), les interstices entre grains la disposition oblique ou à plat de nombreux lapilli, la pliure des ponces, le tronçonnement sur place des fragments et, avec doute, la déformation possible des pisolithes.

Si les indices de chutes, suivis du roulement des particules (Losacco et Parea, 1973) existent, ils ne sont pas clairs, malgré les forts pendages des gisements d'Albepierre et de l'Alagnon face à La Bourgeade.

A Chambeuil, et selon les descriptions de Boule (1896), la sédimentation en milieu aqueux, marquée par plusieurs niveaux d'argiles fissiles, noires et beiges, et à diatomées, de lignites et de cendres ultrafines varvées, accompagnées ou non de feuilles, est entrecoupée par plusieurs dépôts de retombées dont certains à pisolithes. L'importance relative des deux modes de sédimentation ne peut être valablement discutée compte tenu de la qualité médiocre des affleurements.

Après étude comparée nous homologuons, avec de Goër de Herve et à la suite de Boule, les gisements de Chambeuil et Joursac. L'analogie de leurs plantes, souvent évoquée par les anciens auteurs, étayerait cette hypothèse de travail. Cette analogie, remise en question par Rey (1967) qui rajeunit au Villafranchien une hypothétique "fosse à végétaux" de Joursac, se trouve confirmée à la fois par une réinterprétation volcanologique du site de Joursac et par une nouvelle analyse de son contenu pollinique (de Goër de Herve et Planchais, à paraître).

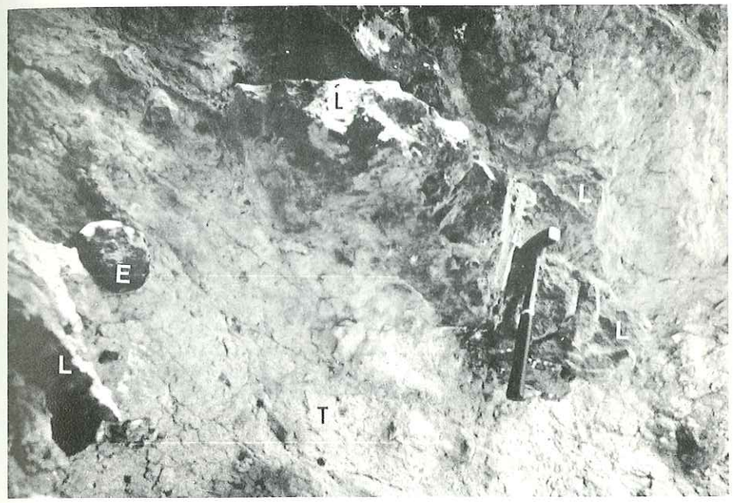
°°°

PLANCHE 1

Coulée pyroclastique rubanée

Photo 1 Venue simple à lambeaux de lave épars.

1



L : lambeaux de lave ; E : enclave enallogène ; T : tuf à rubanement flou.

Ex. Fraisse-Haut, ravin affluent rive gauche de l'Alagnon, altitude 1055 m.

PLANCHE 2

Rupture progressive d'une coulée
pyroclastique rubanée

Ex. : Coupe de Fraisse-Haut (affluent rive droite de l'Alagnon, altitude 1180 m).

Photo 2 : Faciès sombre régulièrement rubané.

- r : rubans (à structure vitroclastique)
- f : flamme boursouflée - clivage, tronçonnement et passage à la matrice vitroclastique (m) sont acquis sur le côté droit de la flamme.
- e : enclave allogène moulée par les rubans
- p : ponce moulée par les rubans

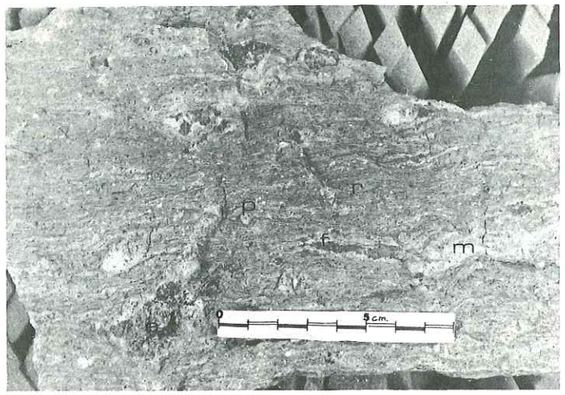
Photo 3 : Faciès clair rubané.

- r : ruban clair (stade de la microvésiculation différentielle).
- e : enclave allogène moulée par les rubans.

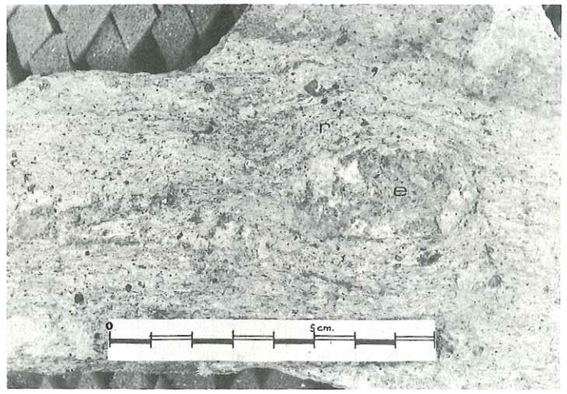
Photo 4 : Disparition du rubanement.

- r : rares rubans ou flammes plissotés
- e : enclave allogène
- m : matrice vitroclastique abondante.

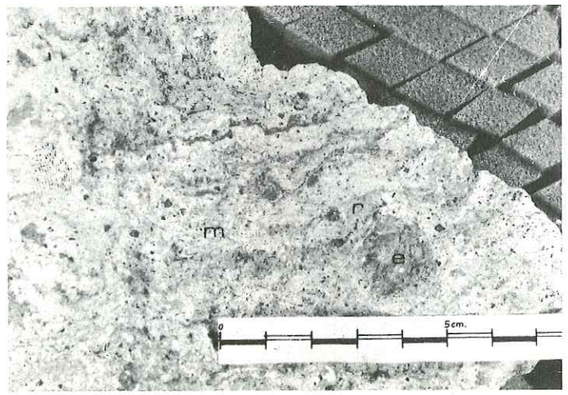
2



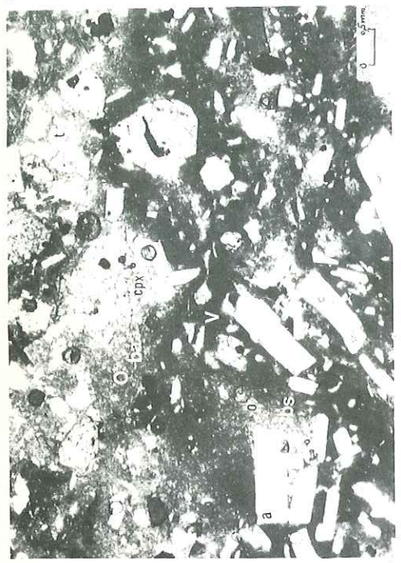
3



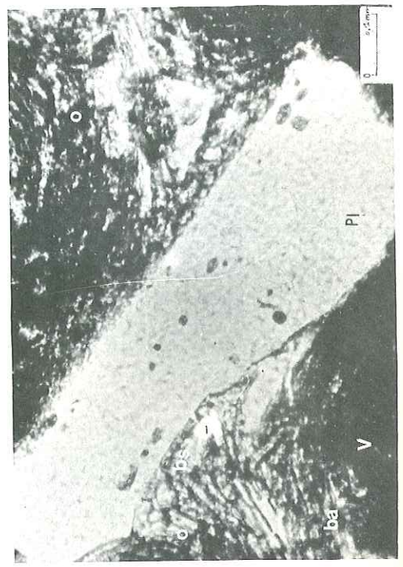
4



7



8



6

5

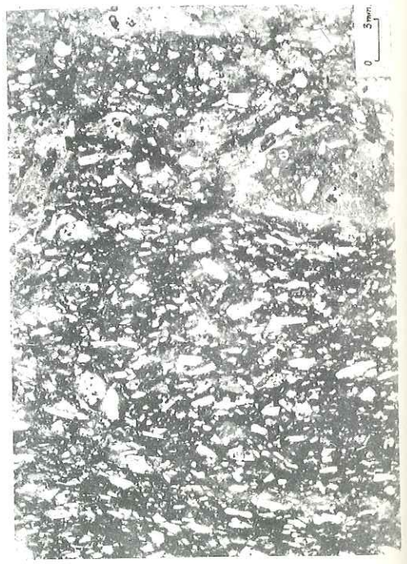


PLANCHE 3

Quelques particularités d'un vitrophyre

Ex. : Coupe de Fraisse-Haut (affluent rive gauche de l'Alagnon, altitude 1045 m).

Photo 5 : Structure planaire générale.

La richesse en cristaux orientés et la présence d'enclaves(e) entourées d'une ombre microvésiculée caractérisent ce vitrophyre.

Photo 6 : Convoi de cristaux.

v : verre noir, homogène et continu

ob : cristal oblique (flanqué de deux "ombres", au sein d'un convoi de cristaux.

b : un cristal tronçonné prend une allure en banane.

o :"ombre" de l'enclave de la photo 5.

Photo 7 : Quelques "ombres" autour des cristaux.

Les cristaux sont automorphes (a) ou déjà tronçonnés (t). L'ombre (o) du cpx possède des bulles allongées (ba). Le plagioclase automorphe possède des bulles sphériques.

Photo 8 : Cupulage d'un cristal.

Pl : plagioclase cupulé ("amande")

o : "ombre" à microbulles (ba = bulles allongées et bs = bulles sphériques).

PLANCHE 4

Tuf sus-jacent à un vitrophyre

Ex. : Fraisse-Haut (affluent rive gauche de l'Alagnon, altitude 1050-65 m).

Photo 9 : Structure planaire générale conservée au sein d'un tuf tendre mal rubané et dont la matrice possède déjà une structure vitroclastique (échardes curvilignes).

Photo 10 : Quelques images .

l : cristal lézardé

t : tronçons à peine disjoints

s : images sigmoïdes

b : images en bananes

m : matrice à structure vitroclastique

Photo 11 : ibid : rupture d'un cristal en sablier

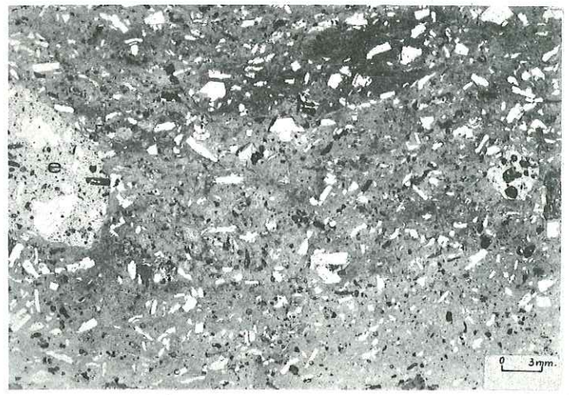
sb : cristal en sablier rompu

rt : rassemblements de cristaux conservés

m : matrice à structure vitroclastique

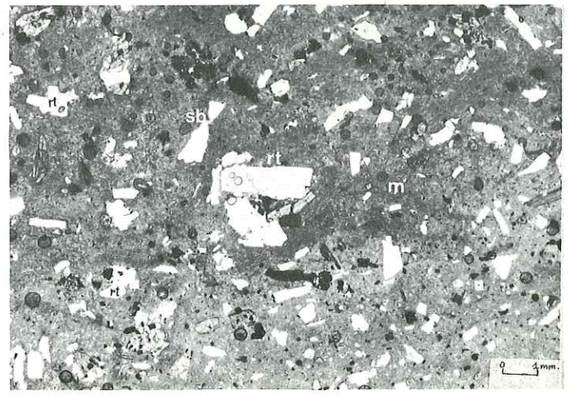
Interprétation : conservation d'un régime calme et tranquille au sein d'un écoulement visqueux et laminaire.

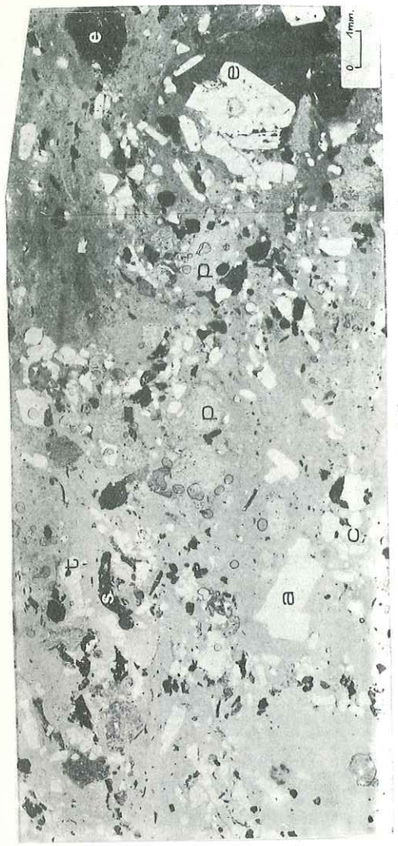
9



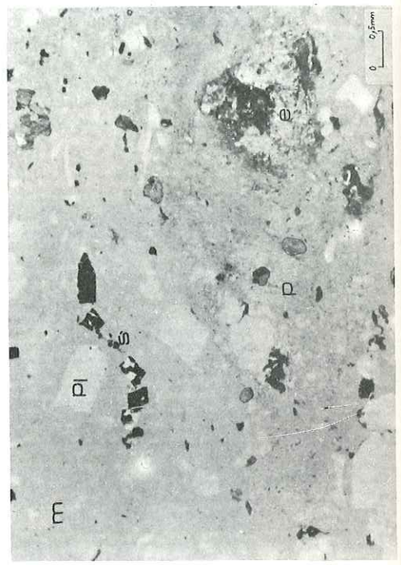
10

11

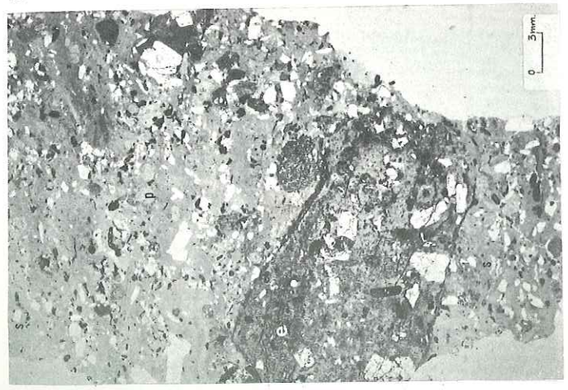




14



15



13

PLANCHE 5

Tuf clair rubané

Photo 13 : La structure planaire est encore conservée ; la rupture des cristaux est déjà poussée.

e : enclave allogène

p : ponces (vésiculation isotrope)

Photo 14 : Structure d'ensemble à proximité d'un obstacle.

a : cristal automorphe au coeur d'une zone appauvrie en éclats de cristaux ; on peut supposer que ceux-ci sont repoussés par la rotation du gros cristal.

e : enclave allogène en cours de fragmentation.

c : éclats disjoints et épars.

t : tronçons peu séparés.

s : cristal tronçonné en "banane".

Les convois de cristaux et d'éclats sont encore nets.

Photo 15 : Image sigmoïde

s : image "sigmoïde" : sphène tronçonné à fragments disposés bout à bout.

Pl : plagioclase (l'un des obstacles responsable de l'agencement sigmoïde des tronçons du sphène).

e : enclave allogène déterminant l'image sigmoïde (s) et la présence des ponces (p).

p : ponces dans l' "ombre" de l'enclave (e)

m : matrice vitroclastique

PLANCHE 6

Evolution de la fragmentation

Ex. : Fraisse-Haut (affluent rive droite de l'Alagnon).

Photo 16 : Structure planaire d'un tuf riche en éclats. Son faciès est intermédiaire entre les échantillons des photos 3 et 4. Malgré la forte pulvérisation générale, les images illustrées par les photos précédentes s'observent, au sein de convois de fragments cristallins.

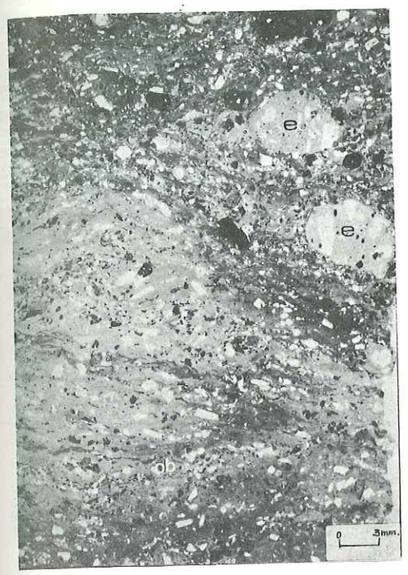
Photo 17 : ibid - Convois de fragments et cristaux obliques.

- ob : cpx oblique conservé
- s : amph. sigmoïde
- b : bi. en banane
- t : cristaux tronçonnés à peine disjoints ou déjà épars.
- c : les cristaux finement fragmentés en éclats épars ou adjacents, sont nombreux dans ce faciès.
- d : Bi. écrasée, déformée sous un gros Cpx (influence de la compaction tardive probable).

Photo 18 : Stade d'évolution ultime (rendu douteux par la présence de dépôts ultérieurs).

Ex. : Fraisse-Haut, affluent rive gauche de l'Alagnon, altitude 1065 m.

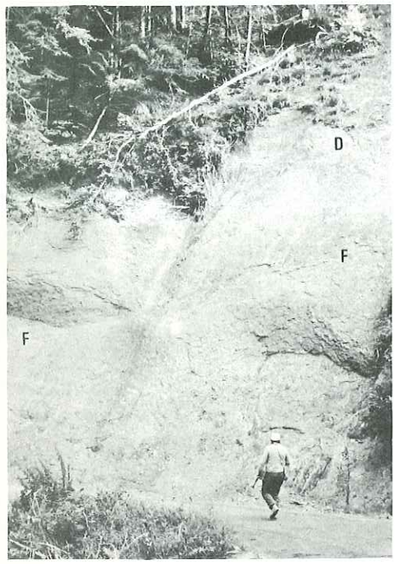
16



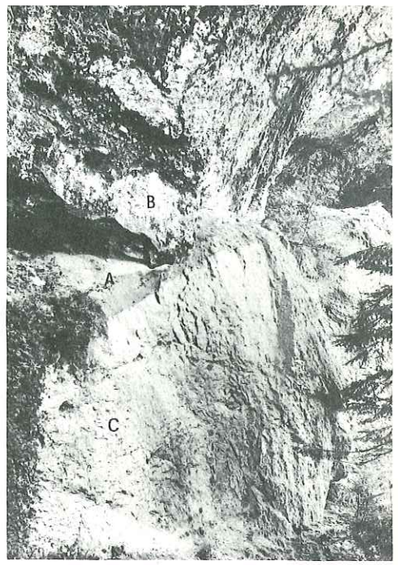
18

17

19



20



21

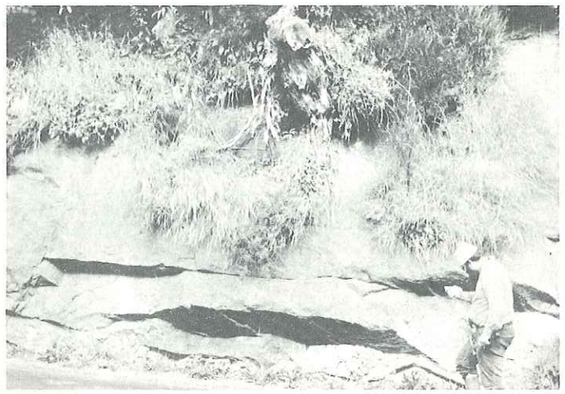


PLANCHE 7

Quelques dépôts de coulées pyroclastiques

Photo 19 : Coulée de cendres du Passadou (rive droite de l'Alagnon)

F : zone riche en flammes blanches

D : discontinuité séquentielle

Photo 20 : Coulée pyroclastique rubanée de Fraisse-Haut (rive droite de l'Alagnon, altitude 1080 m).

C : dépôt de coulée pyroclastique rubanée

A : dépôt d'avalanche ardente

B : brèche stratifiée (dépôt d'écoulement pyroclastique).

Photo 21 : Coulée de cendres du Pont de Pierre-Taillade (rive gauche de l'Alagnon).

Zone d'induration maximale située à l'aval du mémorial du Pont de Pierre-Taillade.

PLANCHE 8

Les faciès des coulées de cendres

Photo 22 : Coulée de cendres de Pierre-Taillade. Concentration d'enclaves allogènes.

Photo 23 : Coulée de cendres de Pierre-Taillade.

f : flamme

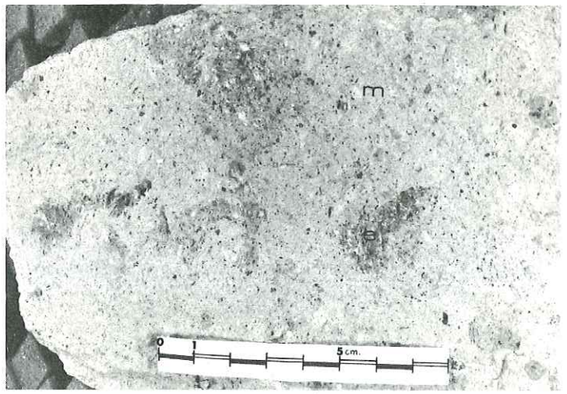
fp : flamme panachée

m : matrice vitroclastique

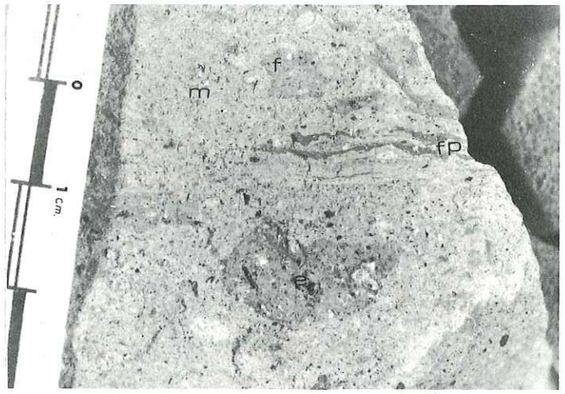
Photo 24 : Coulée de cendres du Passadou (pauvre en flammes).

Echantillon d'une zone particulièrement riche en "flammes prismatiques".

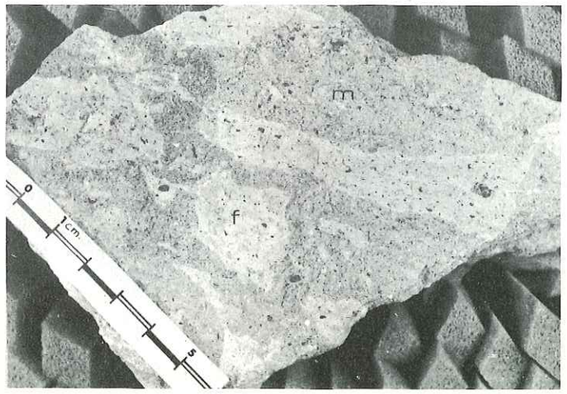
22



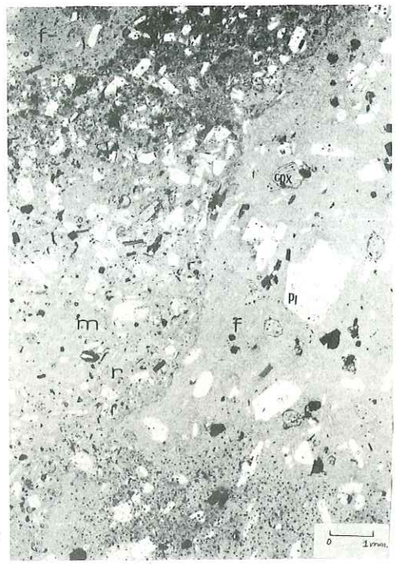
23



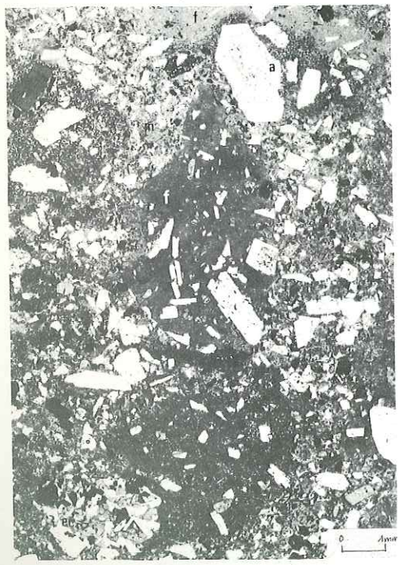
24



25



26



27

PLANCHE 9

Les flammes

Photo 25 : Contact flamme-matrice.

Ex. : ruisseau du 13e pont en rive droite de l'Alagnon (altitude 1180 m).

F : flamme riche en gros cristaux automorphes

r : fragment de flamme disloqué.

m : matrice vitroclastique riche en éclats.

Photo 26 : Ibid -

Ex. : Pont de Pierre-Taillade (1030 m d'altitude)

a : cristal (Pl) automorphe moulé par une flamme

f : flamme

ec : enclave cumulative (en bas à gauche).

m : matrice vitroclastique riche en éclats.

Photo 27 : Type d'enclave fréquent dans les coulées pyroclastiques.

cpx à fines plages amiboïdes de Bi. et amph. (h) en auréole.

oxydes opaques (o) ; apatites grillagées (a) ; plagioclase (Pl).

PLANCHE 10

Enclaves tuffacées de la coulée

de ponces de Chambeuil

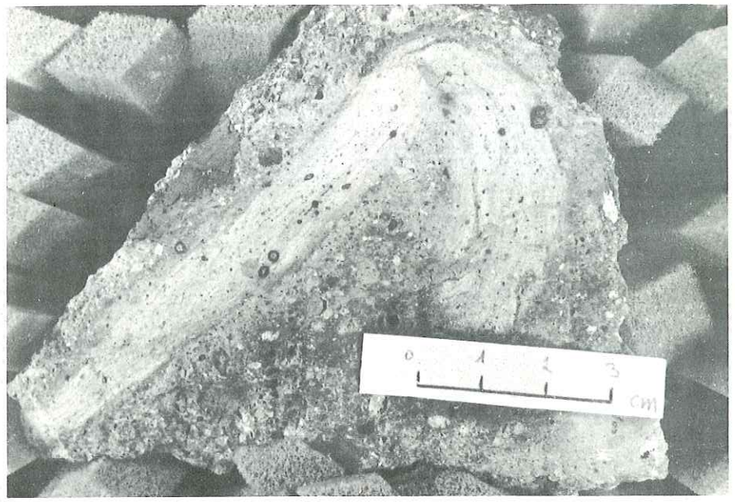
Photo 28 : Forme en crosse.

Photo 29 : Coupe longitudinale d'un boudin.

(voir fig. 16 pour une coupe transversale d'un "boudin" analogue).

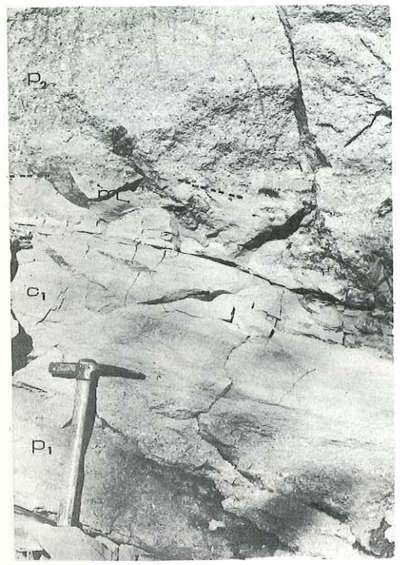
Le litage initial est assez bien conservé sur cet échantillon.

28



29

30



32

31

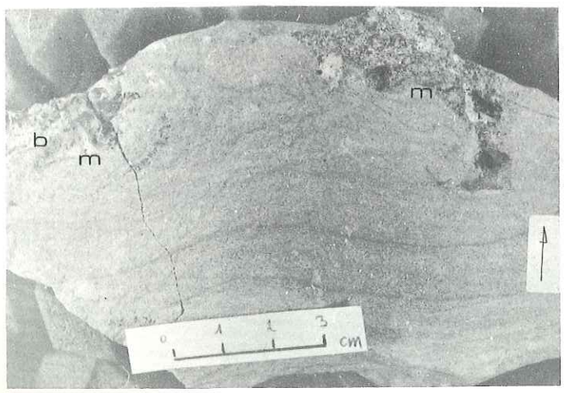


PLANCHE 11

Tufs lités (ash-fall) du lit de

l' Alagnon

Photo 30 : Une séquence type (lit de l'Alagnon au S. du carrefour de la RN. 126 et de la route de La Bourgeade).

C_1 : cendres

P_1 : ponces

La séquence suivante débute par des ponces (P_2) qui déterminent quelques petites cuvettes d'impact (m).

Photo 31 : Ibid - Détail du toit de la séquence.

m : petite cuvette d'impact ("bomb-sag") déterminée par des paquets de lapilli (b) de la séquence suivante.

Photo 32 : Ponces allongées entassées (partie basale de la falaise d'Albepierre).

L'observation d' "yeux mongoliques",au sein des ponces, n'est pas rare.(voir fig. 17).

CHAPITRE II

UNE SOLUTION ORIGINALE A LA MISE EN PLACE DES CONGLOMERATS ET DES BRECHES DU CANTAL :

PASSAGE D'UNE COULEE DE LAVE EMULSIONNEE A UN ECOULEMENT PYROCLASTIQUE

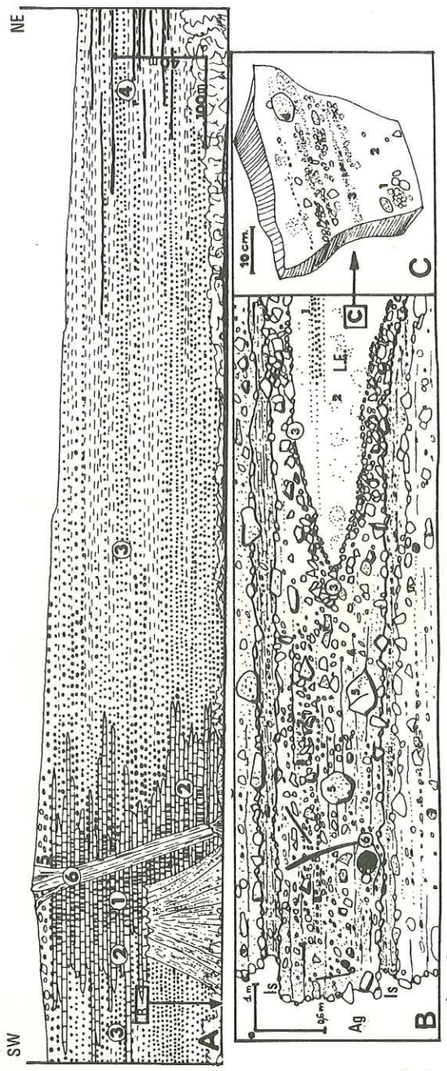


Fig. 18 : - Interprétation de l'appareil d'Auzolles.

A : Vue d'ensemble de la moitié E. de la falaise d'Auzolles (hauteurs x 2,5)

B : Détail d'un passage coulée de lave émulsionnée-agglomérat

C : Détail d'un échantillon prélevé dans une coulée massive

Légende :

A : 1 : masse axiale lavique à dominante basaltique - 2 : corps lavique latéral - 3 : agglomérat - 4 : agglomérats fins ("évolués"), tufs (déferlantes pyroclastiques, "nuage ardent" ou "ash-fall") et produits de remaniement (trait noir) 5: chapeau bréchique 6: filon basaltique (tardif)

B : L.E. lave émulsionnée;Ag agglomérat; Is interstrate tuffacée; 1 traînées de bulles; 2 nids de vésicules; 3 dislocation de LE ("autobrèche"); 4 joint au sein de l'agglomérat (plans de friction); 5 "bloc enchâssés dans les "lits" de Ag; 6 tuyau cylindrique (tuyau de dégazage); 7 bloc fendu (autolyse); 8 train de blocs.

C : 1 : gouttes de laves dont certaines se disloquent; 2 zone macroscopiquement homogène; 3 traînées d'éclats (plans de frictions); 4 goutte de lave porphyrique isolée et à contour net et arrondi.

UNE SOLUTION ORIGINALE A LA MISE EN PLACE DES "CONGLOMERATS" ET DES "BRECHES" DU CANTAL : PASSAGE D'UNE COULEE DE LAVE EMULSIONNEE A UN ECOULEMENT PYROCLASTIQUE

INTRODUCTION

Si les coulées pyroclastiques qui viennent d'être décrites n'expliquent qu'un faible volume des produits du Cantal, il n'en est pas de même des conglomérats et des brèches.

Je présenterai à l'aide de trois exemples une solution à la genèse et à la mise en place des conglomérats et des brèches du secteur étudié ; cette solution serait susceptible d'être généralisée à l'échelle du Cantal.

J'étudierai successivement :

A - l'appareil d'Auzolles : ce centre d'émission de "conglomérat" se singularise par une succession de coulées de laves émulsionnées engendrant des écoulements pyroclastiques.

B - l'appareil de Seycheuse : ce centre d'émission possède toutes les particularités du corps central de l'édifice d'Auzolles.

Je déduirai de ces deux exemples un modèle de préparation des émissions (C) ; celui-ci sera largement dépendant de l'étude des relations entre liquides contrastés (basalte-trachyandésite), observables tant à Auzolles qu'à Seycheuse.

Cette hypothèse sera modifiée après l'étude de la cheminée des Gardes (D) ; celle-ci se caractérise en effet, à la fois par des figures d'immiscibilité entre liquides contrastés (basalte-trachyandésite) et par l'évolution de la phase basaltique selon un mécanisme de cristallisation fractionnée d'amphibole et de plagioclase.

A - LA FALAISE D'AUZOLLES - CENTRE D'EMISSION D'AGGLOMERATS STRATIFIES

INTRODUCTION

Je n'utiliserai pas le terme de conglomérat,consacré par un siècle d'usage,mais dont la signification a été : 1) tout d'abord stratigraphique : ce terme a été réservé par Rames (1873) et Boule (1900) à la partie supérieure des formations clastiques du Cantal et 2) ultérieurement génétique : selon Boule (1900) "cette hypothèse des "éruptions boueuses" a pour elle d'expliquer parfaitement tous les caractères des conglomérats : leur composition hétéro-

gène, leur aspect chaotique, la nature exclusivement cinéritique ou ponceuse du ciment, la faible consistance de certains blocs et jusqu'aux polissages et aux stries des roches dures".

J'utiliserai le terme d'agglomérat, employé par Boule (1900), pour désigner à la fois les conglomérats et les brèches ignées. Pour la commodité du texte, j'appelle "falaise d'agglomérats stratifiés" un dépôt formé de brèches polygéniques, stratifiées comportant une alternance de bancs grossiers à blocs hétérométriques subarrondis et de bancs plus fins à graviers, sables et cendres, pouvant localement renfermer des débris végétaux.

Je n'établirai pas un historique des travaux parus sur les "conglomérats " du Cantal : la plupart des auteurs ont repris ou nuancé l'interprétation de Boule (1900) rapportée ci-dessus. Je présenterai cependant les hypothèses résultant des travaux publiés ces dix dernières années.

Jusqu'à une époque très récente (1974) deux tendances interprétatives s'affrontent, le débat ne pouvant être tranché en l'absence d'éléments déterminants.

Les tenants d'une interprétation "volcano-sédimentaire" au sens large (remaniements par voie boueuse, aqueuse ou éolienne) - principalement développée par les travaux de laboratoire de Pétrographie d'Orsay - s'appuient sur la stratification, l'émoussé fréquent des blocs, un certain granoclassement, mais doivent reconnaître l'absence de figures sédimentaires caractérisées.

Les tenants d'une interprétation "directement éruptive" - de Goër de Herve (communications orales et écrits inédits) et Maurizot-Blancs (1974) - s'appuient davantage sur des caractères négatifs :

- selon de Goër de Herve, la stratification en bancs métriques est incompatible avec des remaniements boueux (lahars) ; certains auteurs ne partagent pas ce point de vue (Fisher, 1971) ;

- le transport et la sédimentation en milieux aqueux se heurtent, selon de Goër de Herve, à des impossibilités paléographiques compte tenu du volume et de l'extension des "conglomérats" ;

- l'absence de granoclassements francs ou de figures d'impacts s'accomode mal des interprétations vulcaniennes ou ultravulcaniennes ; la généralisation de la notion de "déferlantes basales" explique mieux certaines observations - blocs ne déformant pas les strates et "décoiffement" d'une proéminence accompagné du plissement, du tronçonnement et de l'entraînement partiel des matériaux de cette dernière - mais elle est peu compatible avec l'extension des formations.

En ce qui concerne la falaise d'Auzolles décrite ci-dessous, je résumerai les hypothèses de Lauby (1909) et de de Goër de Herve (1972). Lauby (1909) considère l'ensemble de la falaise comme déposé dans l'eau en s'appuyant essentiellement sur la présence d'une flore ; selon de Goër de Herve (comm. orale) cet argument n'est pas suffisant : toute nuée éruptive peut "souffler" un couvert végétal.

De Goër de Herve (1972) cite cette falaise d'Auzolles comme l'une des coupes caractéristique du "complexe conglomératique supérieur " mais constate que les bancs à granulométrie grossière ou fine peuvent représenter aussi bien des formations directement éruptives que remaniées ; il suppose la coexistence de ces deux types de formation.

L'analyse détaillée de la falaise d'Auzolles, entreprise avec de Goër de Herve, a été résumée dans une publication préliminaire (de Goër de Herve et Milési, 1976) ; je reprendrai les observations de terrain, les compléterai d'une étude des structures microscopiques et proposerai un modèle dynamique en contradiction partielle avec les hypothèses que nous avions initialement formulées.

Les résultats des études pétrographique , géochimique et géochronologique seront publiés ultérieurement.

A1. - DESCRIPTION D'ENSEMBLE (Fig. 18)

La falaise d'Auzolles, l'un des lieux où les agglomérats montrent le mieux l'ensemble de leurs caractères, offre des conditions exceptionnelles d'affleurement sur près de 2 km de longueur et 100 m de hauteur. Son étude nous permet de proposer une origine directement éruptive des agglomérats et de définir un modèle d'écoulement original.

La falaise se situe sur le versant oriental du strato-volcan, en rive gauche de la vallée du Lagnon, le long du C.D. 239, entre Albepierre et Auzolles-Bas. Elle montre une disposition longitudinale symétrique par rapport à un corps axial lavique de 100 m de haut et 200 m de large qui domine Auzolles-Haut ; ce corps est représenté sur les cartes géologiques comme un gros filon recoupant les agglomérats et branché sur la calotte basaltique sommitale du Puy du Bac.

A1.1 - La masse centrale du corps axial

Cette masse centrale se révèle composite. Elle comporte en son coeur un empilement d'éléments laviques horizontaux, d'épaisseur métrique, séparés par des discontinuités mal définies : franges d'autobréchification, joints de friction, parois froides. L a lave y est hétérogène par sa structure et sa composition, tant d'une unité à l'autre qu'au sein d'une même unité : elle varie d'un méla-basalte à un trachy-andésite leucocrate ; les termes basaltiques abondent particulièrement, soit en gouttes infradécimétriques au sein de passées à dominante trachy-andésitique, soit en niveaux plus continus mais toujours hétérogènes.

A1.2 - Les empilements laviques latéraux

De part et d'autre de la masse centrale se poursuit un empilement dont les éléments laviques sont moins nombreux et mieux individualisés que ceux décrits ci-dessus. La lave y apparaît plus hétérogène et sa composition est essentiellement trachy-andésitique ; les termes basaltiques y restent présents en faible quantité essentiellement sous forme de gouttelettes.
Les éléments sont ici de vraies coulées comme en attestent notamment la fluidalité, la vésiculation et l'évolution latérale de la coulée de lave à l'agglomérat.

Il n'existe pas de discontinuité visible entre l'empilement du coeur riche en faciès basaltiques et l'empilement latéral W. à trachy-andésites dominants ; on peut s'assurer de leur parfaite continuité en suivant les coulées du haut de la falaise. On doit donc considérer la totalité du corps central comme un tout indissociable.

Sur son flanc E. le passage de la masse centrale à l'empilement latéral est gêné par une lame verticale de 10 m d'épaisseur. Cette lame, constituée d'une mélabasanite assez homogène, s'est injectée tardivement dans l'ensemble : 1) elle détermine un diaclasage vertical surimposé à celui des

coulées les plus basses à l'E. du corps central ; 2) ses épontes se manifestent soit par un contact franc, soit par l'injection de petites apophyses latérales ou, semble-t-il, par une frange de diffusion dont l'épaisseur maximale n'atteint pas 50 cm ; 3) elle se bifurque à son sommet.

La présence de cette lame, orientée N.100° E., ne gêne toutefois pas le raisonnement dynamique et rien ne permet d'exclure qu'elle représente une ultime venue du même système plutôt qu'un filon posthume. Je développerai cette interprétation au § C3. de ce chapitre.

A1.3 - La falaise d'agglomérat stratifiée

On voit les coulées de lave s'autobréchifier au mur comme au toit. L'épaisseur des horizons bréchiques ou graveleux augmentant graduellement au détriment du coeur massif de la coulée de lave,on passe latéralement, en quelques dizaines de mètres, aux agglomérats.

L'agglomérat offre un aspect relativement constant jusqu'aux extrêmités de la falaise. Des ensembles épais de 3 à 10 m, et composés d'une ou de plusieurs strates, peuvent se suivre sur une centaine de mètres. Entre ces strates, des cendres et des tufs pauvres en blocs présentent une disposition intime plus ou moins régulièrement litée, soulignée par des granoclassement normaux ou inverses et par des traînées de graviers, de petites ponces ou de cendres.

A1.4 - Interprétation

L'ensemble de la falaise d'Auzolles est une coupe diamétrale à travers un appareil surbaissé de 1 km. de rayon et centré sur un coeur lavique n'excédant pas 200 m. de diamètre. Le corps axial, s'il ne montre pas le conduit d'alimentation, n'en représente pas moins de façon certaine le centre d'émission des agglomérats environnants.

Ce centre d'émission permet l'observation, tant vers l'E. que vers l'W., d'une évolution centrifuge des matériaux depuis un empilement lavique hétérogène jusqu'à des agglomérats stratifiés dont la pente générale reste inférieure à 5°.

A2. - EVOLUTION LATERALE

Il est essentiel, pour aborder le dynamisme de l'édifice d'Auzolles de tenir compte des relations structurales entre les différents faciès pétrographiques.

A2.1 - Quelques particularités pétrographiques des laves

Les laves du "corps central" se caractérisent par leur texture d'émulsion, où se côtoient des globules de toutes dimensions (microscopiques à décimétriques) et de composition variée.

a - Les trachy-andésites

Les coulées à dominante de laves trachy-andésitiques comportent l'hétérogénéité la plus grande. La composition des globules oscille entre un pôle latitique et des termes mésocrates (trachy-andésites à péridots et même leucobasaltes). Les gouttes peuvent être également aphyriques à porphyriques; en lames minces figurent également quelques termes cumulatifs feldspathiques.

La mésostase des gouttes est assez opacifiée par des poussières ou granules de minerais groupés en bouffées ou organisées en traînées ; sa structure peut être vitreuse, felsitique, microlitique désordonnée à fluidale, en mosaïque, doléritique ou même microgrenue.

Parmi toutes les combinaisons possibles entre les caractères résumés ci-dessus, et compte tenu des assemblages minéralogiques existants, on peut distinguer quelques termes pétrographiques de base dont l'abondance varie notablement d'une coulée à l'autre et d'un point à un autre de la même coulée. Il y a lieu de noter que, comme dans l'essentiel des brèches et agglomérats de la vallée de l'Alagnon, l'amphibole est subordonnée aux autres minéraux (excepté dans quelques termes subporphyriques leucocrates), voire inexistante ; toutefois, son degré de résorption est propre aux coulées de laves de l'édifice d'Auzolles.

1) Le type porphyrique ou subporphyrique, subplagioclasique, à minerais, clino- et orthopyroxènes comme minéraux fémiques dominants, est un terme très fréquent ; des rosettes de tridymite parsèment ses vacuoles et sa mésostase.

A chaque goutte correspond un degré propre d'évolution de la mésostase et dans la même lame mince s'observent toutes les structures mentionnées ci-dessus ; il faut noter, en plus, d'une part que les lattes de feldspaths peuvent présenter des excroissances et/ou des extrêmités hérissées (feldspaths fourchus) et d'autre part, que les termes "grenus" et/ou les plus cristallisés (riches en feldspaths xénomorphes) semblent fréquemment associés aux gouttelettes franchement basaltiques.

Les phénocristaux de plagioclases se caractérisent essentiellement par le degré de développement des "dust inclusions" qu'ils contiennent et qui tendent à résorber le coeur ; la même goutte peut montrer des feldspaths sains et d'autres plus ou moins chagrinés.

La quantité de l'orthopyroxène peut parfois l'emporter sur le clinopyroxène; cependant, le cas inverse est le plus fréquent. Les orthopyroxènes automorphes (avec parfois un léger liseré de résorption) sont aussi fréquents que ceux partiellement résorbés en coeur de clinopyroxènes ; un seul cas inverse, d'un coeur d'Opx occupé par un Cpx, a été observé ; dans ce type de relation, le clinopyroxène propage aisément de fins vermicules dans les lignes de faiblesses de l'orthopyroxène.

La résorption, en plages amiboïdes adjacentes, des deux types de pyroxènes, accompagne : 1) les globules à nettes tendances cumulatives ; 2) les laves, associées aux gouttelettes basaltiques dont le fond est microgrenu et 3) les globules à structure en mosaïque ; certains minerais squelettiques s'observent dans ces mêmes faciès.

Le clinopyroxène est affecté par une granulation marginale qui progresse vers le coeur du cristal ; l'oblitération presque complète est acquise dans certaines lames minces .

2) Les coulées d'Auzolles sont assez riches en gouttelettes de laves aphyriques qui peuvent prendre un faciès de flammes. Ces éléments se caractérisent tous par leur absence de phénocristaux ; à chaque élément correspond une mésostase différente et dans la même lame mince tous les types de structure mentionnés plus haut sont observables.

Des traînées de vésicules renfermant des rosettes de tridymite caractérisent les faciès assez vitreux.

Les très rares phénocristaux observés (plagioclases, orthopyroxènes, clinopyroxènes ou même amphiboles), assurent le lien entre ce type aphyrique et celui précédemment décrit.

3) Un type porphyrique subplagioclasique, à clinopyroxènes, péridots et minerais n'est pas rare ; sa mésostase peut être vitreuse plus ou moins dévitrifiée et opacifiée, microlitique, ou largement cristallisée et riche en feldspaths xénomorphes.

L'association de plagioclases parsemés de larges facules de fusion souvent fusiformes, de grands clinopyroxènes pâles et d'olivine partiellement iddingsitisée est le trait saillant de ce faciès.

Les feldspaths à terminaisons fourchues ne sont pas rares dans ce faciès ; la résorption d'un clinopyroxène (un peu à la façon des "dust inclusions" des plagioclases) suivie de sa rupture mécanique, est peu fréquemment rencontrée.

b - Les basaltes (s.l.)

Les termes basaltiques du corps central qui se mêlent aux trachyandésites, fournissent une gamme de faciès non moins étendue que ceux-ci. S'y rencontrent en effet : des basanites ankaramitiques à rares modules de péridotite, de rares limburgites à verre noir, des basaltes doléritiques et microdoléritiques et des leucobasaltes subporphyriques (à structure parfois microdoléritique), passant à des trachyandésites à péridots dans lesquels quelques rares nodules de péridotites peuvent subsister.

Les quelques traits particuliers à ces basaltes sont :

1) l'irrégularité de leur cristallisation qui se manifeste par des bouffées diffuses à larges feldspaths xénomorphes ;

2) la présence à côté de vacuoles sphériques vides, de bulles partiellement occupées par des feldspaths ;

3) la présence en très faible quantité de phénocristaux de plagioclases à large frange alcaline, qui coexistent avec des xénolithes essentiellement représentés par des feldspaths à couronne réactionnelle de granules de clinopyroxènes ;

4) l'égale répartition dans un échantillon (Az20) de nids millimétriques à rassemblements concentriques de granules de clinopyroxènes presque jointifs implantés d'une façon grossièrement radiaire et dont la taille décroît en bordure ; la couleur sombre de ces nids est, en outre, produite par la faible cristallisation de la mésostase et l'abondance des granules de minerais;

5) la rapidité du passage, dans la même goutte, d'un terme basanitique (à pâte plus cristallisée et riche en granules de clinopyroxènes) à un terme doléritique à structure intersertale et dont la concentration en péridot est très inégale;

6) la présence de vésicules à caractères soit pegmatitoïdes, soit cumulatifs.

A2.2 - Structure d'une coulée de lave émulsionnée

a - La coulée de lave

La lave, en dépit de sa texture massive, se présente comme une émulsion de plusieurs liquides, essentiellement trachy-andésitiques, qui préfigure dans la coulée l'hétérogénéité de l'agglomérat. (Pl.14-18-19).

Ces liquides s'individualisent sous formes de gouttes de lave entassées sans ordre. De larges gouttes (de 1 cm à 3 dm), isolées ou groupées, sont séparées par des traînées ou des bouffées de gouttelettes accolées. Ces dernières peuvent montrer, en lame mince, un assemblage de globules sphéroïdes et microscopiques.

Le contour d'une goutte est franc, lisse et onduleux ou festonné. Ces éléments peuvent s'interpénétrer ; le cas limite, où un élément felsitique englobe un autre élément plus cristallisé, est observé ; dans le cas le plus général, ces éléments sont accolés ou séparés par un film formé de fins fragments résultant du tronçonnement des gouttes et de leur contenu (selon les zones, les cristaux seront à peine tronçonnés ou finement pulvérisés) ; dans d'autres cas, seules quelques larges gouttelettes s'isoleront dans un liquide matriciel percé de bulles ovoïdes à remplissage pneumatogène (rosettes de trydimite par exemple) et renfermant une multitude de fragments de laves et de cristaux.

A l'intérieur de la gouttelette, les cristaux sont généralement intacts et automorphes. Toutefois, le long de certaines bandes de glissement ils peuvent localement se briser sur place ; certains cristaux, enchâssés sur la périphérie de la goutte, peuvent également se tronçonner plus ou moins sur place. Les gouttes qui possèdent le plus de cristaux disloqués sont percées de nombreuses bulles infra- et millimétriques, non sphériques, à contours irrégulièrement découpés et parfois organisées en convois de 2 ou 3 individus capables de s'anastomoser. Cet état est très fréquent ; il contribuera à la rupture de la coulée de lave. Les cristaux s'agencent, à l'intérieur d'une gouttelette soit d'une façon quelconque, soit parallèlement au bord de l'élément (qu'il soit allongé ou ovoïde).

b - Indices de fluidalité et de vésiculation

On ne saurait, compte tenu des indices de fluidalité, de la vésiculation et de l'évolution latérale de la lave mentionnés ci-dessous, confondre ces coulées de laves particulières et des brêches à compaction et soudure tardive.

Dans certains échantillons, des gouttelettes de laves accolées ou isolées, s'allongent jusqu'à atteindre un rapport longueur/largeur de 3 à 4 et suivent l'orientation planaire générale ; leurs micro- et phénocristaux s'orientent, pour l'essentiel, parallèlement à cet allongement.

En un point (fig.18 b) a été observée, à moins de 10 m. en arrière du front lavique, une traînée de bulles (subhorizontale et de quelques mètres de long) ; cette bande de moins de 20 cm. d'épaisseur, située au tiers supérieur de la coulée de lave, comporte en son centre un rassemblement de bulles sphériques (de ½ à 1 cm de diamètre), encadré de bulles ovoïdes millimétriques. D'autres lignes de bulles ont été observées à plusieurs reprises, leur organisation n'étant jamais aussi nette que celle précédemment décrite. En d'autres lieux, les bulles alignées paraissent plutôt allongées et parallèles aux autres détails de fluidalité.

La signification de telles bandes de bulles est envisagée au § suivant.

Quelques cavités centimétriques à petites stalactites renforcent cette notion de coulée de lave .

A2.3 - Dislocation de l'émulsion lavique : passage d'une coulée de lave à une strate d'agglomérat

a - Plans de friction de la coulée de lave (Ph.36)

Certaines bandes se révèlent formées d'une purée de fragments de laves et de minéraux à orientation planaire ; leur observation permet d'appréhender les facteurs essentiels de la rupture de la coulée de lave.

Ces bandes subhorizontales, parallèles et situées de préférence le long des épontes de la coulée de lave, se poursuivent sur moins de 2 m en conservant une épaisseur qui varie de 1 à 30 cm.

La répartition de telles bandes dans les coulées laviques est indépendante de la distance au front de la lave.

Leur structure interne peut présenter un empilement de traînées discontinues, onduleuses et le plus souvent inframillimétriques. Ces bandelettes sont caractérisées par leur couleur plus ou moins sombre, par la concentration de granules de minerais organisés en lentilles allongées et par le degré de pulvérisation des éléments (isométriques) qu'elles renferment.

Dans ces bandes alternent (Ph.62) :

1) certaines zones grossières(où la taille des fragments approche 1 mm) possédant des vacuoles millimétriques ; celles-ci se répartissent de façon égale, sur toute la longueur de la traînée ; elles se disposent parfois autour d'un gros élément lavique qu'elles ceinturent sur près d'un demi-périmètre dans quelques cas. Les vacuoles de formes ovoïdes et allongées sont fréquentes ; leurs parois rarement lisses peuvent être irrégulières ; parfois, deux ou trois vacuoles se réunissent et déterminent un large labyrinthe. La présence de tridymite en rosette dans ces vacuoles n'est pas rare.

Entre les vacuoles, la lave possède soit sa structure primitive en gouttelettes adjacentes, soit la structure plus brisée des zones les plus fines ; ces vacuoles repoussent parfois des éclats.

2) d'autres zones à fragments finement pulvérisés ne montrant plus aucune vacuole ; par contre, les interstices déterminés par les contacts entre fragments hérissés, occupent un volume presque égal à ceux-ci ; la fine taille de ces méats et leur allure "osmotique" les distinguent aisément des vacuoles précédemment décrites.

Remarque : la présence, à l'intérieur des fragments de laves, de fines bulles sphériques, s'explique par une cavitation assez tardive, induite dans les gouttelettes non dégazées par la détente produite par l'émission. Il importe de considérer que ces bulles, sphériques, différentes des vacuoles décrites plus haut, ne sont en aucun cas responsables de la rupture de cohésion des gouttelettes laviques et de la pulvérisation poussée des plus fines d'entre elles. Elles interviendront par contre plus tard, dans l'agglomérat, en facilitant l'autolyse des blocs.

En conséquence : si dans les zones grossières décrites ci-dessus, la fragile adhérence des gouttelettes tend à être détruite, la pulvérisation est acquise dans les bandes fines. L'alternance de telles traînées implique une libération

différentielle de la phase fluide. Cette libération est donc amorcée le long des plans de la coulée de lave ; les frictions le long de ces plans contribuent à la pulvérisation différentielle des matériaux. On peut considérer les lignes de bulles décrites au § précédent, comme un stade primitif des bandes qui viennent d'être étudiées.

Dans certaines bandes grossières, épaisses de 2 cm et bordées de minces traînées à matériaux plus finement brisés, s'observe à la lame mince, un net gradient de pulvérisation des grains quand on se dirige vers l'une ou l'autre des passées voisines. L'importance des frictions, responsables de ruptures le long de ces zones d'écoulement, est donc confirmée.

L'observation du contact entre une zone à plus grandes gouttelettes (millimétriques par exemple) et ces traînées pulvérisées, permet de distinguer deux stades dans la dislocation d'ensemble (Ph.61) :

- dans un premier stade, les gouttes de lave se séparent. Ce stade s'accompagne d'une part de l'injection des matériaux les plus pulvérisés et, d'autre part, de la déformation des bandelettes à pulvérisation extrême, repoussées par un obstacle (une goutte de lave).

- dans un second stade, la rupture des gouttes de lave et de leur contenu (plagioclases brisés sur place et dont les tronçons demeurent à peine disjoints) est acquise.

D'après ce mécanisme on conçoit comment intervient la dislocation de la masse; cette rupture ménagée affecte essentiellement les parties de la lave les plus finement divisées en gouttelettes : on explique ainsi d'une part la formation des blocs (gouttes de lave disloquées) et, d'autre part celle de la matrice (préfigurée dès la libération différentielle des gaz le long des plans de friction).

b - Le front de la coulée

Deux types de front se distinguent :

- la coulée prend une forme en fuseau (voir fig.18) ; cette forme ne peut s'expliquer que si la lave continue à s'écouler un peu après l'arrêt de l'écoulement pyroclastique (Hopfinger, communication orale) ;

- dans le cas le plus fréquent, la dislocation de la lave intervient en quelques mètres ; ce type de passage flou s'accompagne de l'acquisition d'une forte pigmentation de la matrice. Cette absence de limite entre la coulée de lave et l'agglomérat, illustre clairement l'instabilité de l'émulsion initiale ; ce passage est déterminé par les modalités décrites ci-dessus.

A2.4 - Evolution de l'agglomérat

La structure interne de la coulée de lave préfigure celle des agglomérats. Le passage de l'un à l'autre n'est pas brutal ; il traduit l'exagération des frictions internes de la lave, capables de pulvériser les parties les plus finement divisées en gouttelettes qui formeront la matrice et juste suffisantes pour disjoindre ces gouttes de lave (5 mm à 50 cm) qui produiront les blocs de l'agglomérat.

a - Les blocs

Dans les strates les plus chaotiques et les moins bien litées, visibles surtout dans la partie sommitale de l'édifice (voir chap.II §A3.2)

la répartition des blocs est plutôt quelconque. Par contre, dans le reste de l'édifice, dès le front de la lave, se reconnaissent quelques alignements ou rassemblements de blocs en paquets discontinus ou en bandes lenticulaires. Sur la verticale, la répartition de ces convois est fréquemment quelconque ; latéralement, leur fréquence diminue. Les plus gros éléments se concentrent au milieu d'une traînée ou se répartissent de façon aléatoire. Ces convois paraissent plus riches en éléments isométriques à arêtes bien émoussées que le reste de la strate.

Les blocs se brisent ou se fendent ; pour certains, l'arrondi initial s'accuse et pour d'autres il s'acquiert en même temps qu'ils se vésiculent ; quelques éléments reposent à plat.La taille des blocs s'étale de moins d'1 mm à près de 50 cm dans les strates chaotiques sommitales ; cette variation est, par contre, beaucoup plus réduite dans le reste de l'édifice : les gros éléments atteignent rarement 30 cm. Il est à noter que d'un paquet de blocs à l'autre, le calibre des éléments varie notablement.

En une cinquantaine de mètres, au sein d'une strate d'épaisseur constante, le nombre et la taille des éléments diminuent au profit du volume de la matrice.

Parmi les blocs se remarque la présence, même loin du front, de rares fragments constitués d'une lave émulsionnée à gouttelettes millimétriques ; en un cas un tel élément avait acquis la légèreté et la structure d'une lave microvésiculée.

Dans les faciès les mieux lités, certains blocs, dont le diamètre excède notablement l'épaisseur d'un lit, intersectent plusieurs lits de la même strate, sans provoquer ni figure d'impact, ni perturbation latérale ; j'appellerai dans la suite du texte : "bloc enchâssé" une figure de ce type. Cette disposition inexplicable par une retombée de projections, paraît être une empreinte du caractère visqueux laminaire de l'écoulement ; elle marque son adaptation au transport.

b - La matrice

La coulée s'amincit par rupture de ses épontes, elle disparaît au profit d'un agglomérat bréchique où apparaît rapidement une matrice dont le volume s'accroît par rupture continue des gouttes visqueuses.

Entre les lentilles de blocs, des horizons pauvres en éléments, de granulométrie infra-centimétrique, présentent une disposition interne plus ou moins régulièrement litée, soulignée par des granoclassements normaux ou inverses, et par des traînées de granules ou de cendres.

b1. - Genèse des joints et du pseudo-litage des strates

Une étroite relation unit l'apparition des joints subhorizontaux et le degré de pulvérisation des matériaux dans lesquels ils se forment ; en effet, même dans les strates grossières ou en bordure des convois de blocs, ces joints apparaissent dans les zones les plus riches en matrice fine (sableuse ou cendreuse) ; réciproquement, on conçoit que les strates chaotiques disposent de peu de joints.

La genèse de ces joints doit donc faire intervenir un bris poussé des éléments (sans explosion). La friction engendrée par l'écoulement de filets de fluide peut expliquer ces discontinuités. Corrélativement, les blocs incapables d'être brisés, sont rejetés hors de la zone de contraintes tangentielles. Latéralement, le nombre de joints augmente progressivement, la strate acquiert un"litage" de plus en plus net.

Ce "litage" peu régulier et discontinu (aucun lit ne se suit sur plusieurs mètres) s'explique compte tenu du mode de formation des joints, de l'hétérogénéité de l'écoulement et de sa viscosité.

b2. - Les vésicules

Les agglomérats riches en matrice sont inégalement criblés de vésicules millimétriques qui peuvent être tapissées de produits secondaires pneumatogènes. En fait, si les vésicules sphériques demeurent peu fréquentes à Auzolles, il n'en est pas de même pour les lacunes intergranulaires tapissées d'un liseré de produits secondaires fortement colorés orange à beige.

Dans la région d'Auzolles, les vésicules sphériques millimétriques les plus nettes se récoltent sur le chemin qui domine Auzolles-Bas, à l'altitude de 1045 m, 5 m au-dessous du lacet du chemin. Toutefois, les dépôts qui les renferment appartiennent probablement à un autre centre situé plus à l'E. (Ph.40)

c - Les tuyaux de dégazage

Dès le stade agglomérats grossiers, apparaissent des tuyaux cylindriques, présentant les caractères suivants (Ph . 37) :

- ils se dispersent très inégalement dans la strate ; ils s'observent isolés ou groupés dès l'abord immédiat du front lavique (à l'W., l'un d'eux est visible à 10 m de la lave) et se rencontrent latéralement sur plusieurs centaines de mètres ; leur fréquence est indépendante de la distance au corps axial ;

- leur orientation est quelconque par rapport à la stratification (les tuyaux verticaux ou horizontaux ne sont pas rares) ; en conséquence, aucune relation ne semble exister entre leur orientation et le sens de l'écoulement. Cette dernière remarque suppose l'individualisation tardive de ces tuyaux ; l'apparition de ces tuyaux n'est toutefois pas posthume ce qui est confirmé par plusieurs observations de tuyaux se bloquant sur une interstrate;

- ces tubes ont une forme généralement rectiligne, parfois curviligne ou plus rarement coudée ; ils peuvent se bifurquer, s'entrecroiser ou se ramifier ; leur section est cylindrique ou parfois irrégulière ; quand la paroi du tube est lisse (ce qui est fréquent), la matrice de la strate est indurée, voire soudée sur une épaisseur n'excédant pas le 1/10 du diamètre du tuyau;

- leur diamètre varie de 1 mm à 50 cm ; une étroite relation existe entre le diamètre des tuyaux et la teneur en gros blocs de la strate ; toutefois, tout le long d'un tuyau de gros diamètre (1 à 2 dm) peuvent s'échapper de longs et fins tubes (1 cm de diamètre au plus). Leur longueur dépasse fréquemment 1 m et il en a été sondé de 2 m de profondeur.

- il est à noter que ces tubes en forme de terriers d'animaux, qu'on ne doit pas confondre avec des moules de troncs d'arbres, ne montrent jamais trace de remplissage charbonneux.

Un peu à la façon d'une chambre à bulles, l'agglomérat paraît capable de figer l'image de l'expansion des gaz prisonniers ; cette détente est capable de déformer le joint de stratification voisin d'un tube horizontal.

A2.5 - Evolution ultime de l'agglomérat - Confusion possible avec les interstrates.

La fragmentation progressive des matériaux aboutit à des dépôts de plus en plus fins au sein desquels les mêmes phénomènes se perpétuent. Au stade ultime, ces horizons ressemblent à des dépôts aqueux ou éoliens, avec lesquels ils peuvent d'ailleurs coexister. Seule la présence de traceurs, comme les vésicules, les tuyaux de dégazage ou les "blocs enchâssés" assurent la filiation de ces dépôts.

Parallèlement à l'évolution des strates, l'épaisseur des interstrates augmente latéralement (2 m au plus à l'E. sous le buron de Labro). Ces interstrates apparaissent exclusivement constituées de sables, cendres et ponces centimétriques dont l'agencement peut être chaotique, lenticulaire ou régulièrement lité. Une alternance rythmée, de type "dépôt de pluie de cendres" peut s'y observer localement ainsi que des horizons paraissant témoigner d'un remaniement éolien ou aqueux avec quelques moulages de débris végétaux.

La présence de telles interstrates montre que l'édification de l'appareil ne s'est pas effectuée en une suite d'émissions ininterrompues.

Il est clair que la seule étude de ces interstrates ne peut en aucun cas élucider la dynamique de ce type d'agglomérats ; en particulier le fait qu'il existe des lits incontestablement remaniés n'entraîne pas qu'on doive regarder toute la formation comme remaniée.

La seule présence de débris végétaux n'est pas, selon de Goër de Herve (communication orale) une preuve de remaniement, fût-il éolien : une émission de ce type doit être aisément capable de souffler toute une végétation.

On peut supposer que la mise en place des agglomérats s'accompagne, à la façon des avalanches ardentes Péléennes, d'un nuage ardent d'autant plus important que l'on s'éloigne du centre d'émission. Par conséquent, le volume des dépôts de pluies de cendres (ash-fall) et/ou des produits du remaniement immédiat par l'eau de ruissellement ou le vent (il est bien connu que les pluies d'eau accompagnent fréquemment les pluies de cendres) sera de plus en plus élevé avec l'éloignement. Par suite, on peut penser que s'il n'y a pas d'émission continue des matériaux, il peut y avoir néanmoins émission rythmique de ceux-ci.

Une partie des produits entre deux écoulements peut également résulter du saupoudrage par des centres d'émissions voisins.

La rapidité de l'évolution latérale des agglomérats, qui varie notablement d'une strate à l'autre, et le volume des interstrates accru en périphérie, expliquent donc clairement l'illusion, sur une coupe verticale, d'une alternance rythmique : agglomérat - graviers - cendres ; illusion responsable des multiples hypothèses expliquant la genèse des dépôts de ce type.

A3. - EVOLUTION DANS LE TEMPS

La plus grande partie de la falaise d'Auzolles est constituée de strates métriques où s'observe, à des vitesses variées, l'évolution latérale qui vient d'être décrite. Dans la moitié W. de l'appareil, au voisinage immédiat du corps central, des différences notables peuvent toutefois s'observer à la base et au sommet de l'empilement. Ph. 34 .

A3.1 - A la base, les deux premières unités d'agglomérat ont déjà atteint un stade beaucoup plus évolué que les écoulements encore laviques qui les surmontent. La deuxième unité, régulièrement litée et stratifiée, détermine un talus vertical contrastant bien avec celui, moins raide et à multiples ruptures de pente, de l'unité inférieure. Ce talus vertical disparaît quelques centaines de mètres plus à l'W. : l'évolution latérale des strates et l'augmentation d'épaisseur des dépôts inter-écoulements, atténuent les contrastes.

Or, à l'E. du corps central lavique et de la lame basaltique, c'est à la même altitude que s'observent les coulées laviques les plus puissantes et les plus longues ; en conséquence, ceci ne paraît manifester rien d'autre qu'un léger déplacement vers l'W. de la cheminée quand on s'élève dans la falaise (évolution dans le temps peut-être le long d'une fissure N100° E subparallèle à la direction du filon basaltique tardif) et une édification en plusieurs grandes étapes de l'appareil.

A3.2 - Par contre, les trois strates sommitales manifestent un net changement dynamique en fin d'activité :

- il s'agit d'abord de deux strates de 2 à 3 m d'épaisseur d'agglomérat grossier, chaotique, à peine zoné, séparé par 50 cm de matériaux fins à litage fruste. De telles strates, qui se suivent plus aisément à l'E., présentent beaucoup de caractères propres aux émissions antérieures (rassemblement de blocs, tuyaux de dégazage par exemple) ; elles se caractérisent par leur faible évolution latérale et leur aspect peu lité. Elles marqueraient la fin de l'activité et résulteraient d'écoulements moins préparés, un peu analogues à ceux de l'appareil du Seycheuse ;

- une masse, d'épaisseur décamétrique, les surmonte ; il s'agit d'une brèche différente par son aspect chaotique, à blocs très hétérométriques, souvent anguleux, pouvant atteindre un mètre cube , et par sa matrice cendro-sableuse, de teinte rosâtre criblée de petites ponces et d'éléments microponcifiés jaunes, centimétriques. La présence à ce niveau, de blocs de plus de 1 m3 (inexistants dans les agglomérats sous-jacents) s'explique par l'emprunt de grands panneaux des coulées massives sous-jacentes ; de plus, nous avons repéré quelques gros blocs à structure d'émulsion visible sur l'affleurement.

Les ponces représenteraient le magma de l'émission. L'extension latérale de cette brèche est apparemment limitée à un chapeau débordant peu le corps axial.

Cette brèche peut représenter le fruit d'un dégazage tardif à l'aplomb de la cheminée. Son émission, qui nécessite une obturation des conduits (blocs) et une préparation du magma (ponces) peut, en toute rigueur, être considérée comme indépendante de l'activité antérieure. En fait, selon l'hypothèse choisie pour expliquer la lame basaltique (ultime venue ou filon posthume), cette brèche sera indépendante ou non de la construction de l'appareil d'Auzolles-Haut.

A4. - DYNAMIQUE DE L'ECOULEMENT

L'agglomérat polygénique stratifié d'Auzolles ne représente ni une accumulation de projections, ni le produit du remaniement boueux ou aqueux de formations volcaniques antérieures, mais la somme directe d'une succession d'écoulements pyroclastiques. La morphologie surbaissée de l'édifice construit est directement déterminée par ce mode de mise en place.

a - L'agglomérat est alimenté par des coulées d'une lave physiquement et chimiquement hétérogène ; cette lave se comporte comme un liquide, mais représente en fait une sorte d'émulsion foisonnante. La cavitation qui se manifeste à l'intérieur de chaque goutte liquide, et entre les gouttes, entretient l'émulsionnement . Ce dernier caractère confère à la coulée une viscosité d'ensemble (probablement assez basse), indépendante de la viscosité propre à chaque gouttelette (certainement plus élevée que celle dela coulée) : en effet toute la variété des structures décrites et l'orientation possible des microlithes de certaines gouttes, suggèrent que chacune d'elles se présentait sous un état physique différent de sa voisine. Toutefois, compte tenu de l'allongement possible en pseudo-flammes des gouttes (essentiellement les plus leucocrates), on ne peut les confondre avec de véritables enclaves allogènes de rigidité nettement supérieure.

Les pressions transmises par ce liquide visqueux, lui permettent de déborder du conduit d'émission ; mais sa propre structure doit l'empêcher de s'écouler très longtemps.

Les indices observés laissent supposer que pendant son cours trajet au sol, l'écoulement lavique a adopté un régime plutôt laminaire. Ce mouvement engendre des rassemblements gazeux le long des plans de glissements : ces gaz et les frictions locales permettront la pulvérisation ménagée de la lave. Ce mode de rupture débutera dans les zones de plus grande rigidité à savoir le mur et le toit de la coulée. Il se propagera vers l'intérieur de la coulée selon le mécanisme décrit précédemment (chap. II § A2.2).

Ces modalités aboutissent à une disjonction des gouttes, et à la formation de la matrice par pulvérisation des gouttelettes les plus fines. L'émoussé apparent de nombreux blocs de l'agglomérat est"pré-acquis" dans la lave ; notamment les éléments arrondis, à allure de galets, existent déjà sous cette forme (principe d'une "vinaigrette"). Cet arrondi n'est donc imputable ni à l'érosion (qui cependant l'accuse) ni au transport aqueux ou gazeux.

b - Le passage à l'agglomérat est donc graduel ; il se produit par augmentation progressive de la matrice des horizons graveleux et bréchiques au détriment du coeur plus massif de la coulée. Cette transition est ménagée ; le passage de l'état liquide au flux gazeux continu ne s'accompagne pas d'un changement de régime de l'écoulement.

Le type d'écoulement dont l'agglomérat est le fruit devra expliquer d'une part la conservation de l'épaisseur(de 1 à 2 m)des strates sur 1 km au moins de long et, d'autre part le litage souvent très fin du dépôt. Ces conditions excluent, contrairement à l'hypothèse que nous avions initialement formulée (de Goër de Herve et Milési, 1976), le modèle classique des mélanges fluidifiés (la "fluidification" supposant des frictions nulles et produisant généralement des écoulements turbulents). Par contre, l'application d'un modèle de courant de gravité laminaire (Benjamin, 1968 - ; Simpson, 1972) est plus satisfaisant. La conservation, en régime laminaire, d'une fluidité élevée, ou plutôt d'une basse viscosité moyenne, nécessite, selon la formule de Jeffreys applicable en écoulement laminaire :

1) une très faible pente (la viscosité "n" est fonction de sin α); or, elle ne dépasse pas 5° dans l'édifice d'Auzolles et elle est même quasiment nulle pour les premières strates ;

2) une coulée de faible épaisseur "e" ("n" est fonction de "e^2"); or les coulées les plus épaisses atteignent 2 m.

Pour toute coulée la viscosité est donnée par l'équation : n = C .d/u, C étant une constante inférieure à 2, d la densité moyenne du mélange à la température de l'émission et u la vitesse de l'écoulement. Le maintien de la fluidité va donc dépendre de la conservation de la température et de la vélocité de ces écoulements.

c - Ecoulement de gravité, visqueux, dense et laminaire

Comme dans les écoulements de gravité, le maintien de la vitesse dépend de la pression qui agit; pour une très faible épaisseur de fluide, le facteur qui intervient le plus sera la différence de densité effective à l'air. Or, dans ce modèle comme dans les coulées pyroclastiques rubanées, les facteurs qui interviendront sont le type de gaz libéré (une libération de CO_2 de densité d = 1,5 favorisant l'écoulement) et la charge qui résulte de la dislocation de l'émulsion (seule les gouttes les plus grosses sont conservées).

Sans chercher à répéter tous les avantages de l'application du modèle de courant de gravité visqueux et laminaire (il suffit de se reporter au chapitre précédent) il convient cependant, compte tenu des observations de terrain, de préciser les modalités suivantes :

- le modèle répond assez bien à l'équation de Bernouilli (Benjamin, 1968) ; il suppose une friction faible au mur (la lame glisse sans incorporer des matériaux) et au toit (le coefficient d'entraînement d'air est faible) ; l'écoulement est déterminé par la distribution des pressions à son front.

- la perte de charge d'un courant laminaire est essentiellement fonction de la vitesse et non pas de son carré (écoulement turbulent) ;

- l'écoulement laminaire facilite l'anisotropie gazeuse qui assure la mobilité de la masse ; ce dernier caractère implique l'individualisation progressive des joints subhorizontaux qui déterminent le litage des dépôts ; ces discontinuités interviennent toujours dans les zones, les plus finement pulvérisées, les plus soumises aux frictions internes.

- les transferts de chaleur en régime laminaire sont très inférieurs à ceux produits par les écoulements turbulents ; la non-permanence du mouvement (le volume augmentant sous l'effet de la vésiculation des gouttes de lave et d'un certain mélange à l'air, la composante verticale de la vitesse varie) contribue, en relation avec la charge solide, à assurer le maintien d'une température suffisante durant le temps de l'émission.

- la compétence est inhérente au modèle ; la charge "solide" transportée et le type de répartition des blocs, excluent également un régime turbulent.

d - Le maintien de l'écoulement et de sa fluidité nécessite une adaptation des matériaux aux paramètres qui régissent le mouvement. L'évolution coulée de lave-brèche-agglomérat lité-tufs qui s'effectue à l'air libre, illustre ces changements de forme. La conservation du litage indique clairement que cette notion n'implique pas une modification de la forme du fluide. Les modifications des matériaux semblent, au contraire, évoluer dans le sens de la conservation du mouvement laminaire et de la fluidité maximale. Ainsi s'interprètent :

- les paquets et les trains de blocs (parfois disposés à plat) qui s'effilochent ;

- l'individualisation des bulles de gaz dans les zones riches en blocs. Ce fait, qui se déduit de la présence des tuyaux décrits § A2.4.c est indépendant de leur forme propre qui est acquise tardivement par dégazage.

- l'autolyse des blocs qui entretient le milieu en gaz, tout en réduisant la charge locale ;

- le dépôt d'éléments isolés ou de trains de blocs en base d'écoulement ; ces blocs trainés sur quelques mètres ou décimètres peuvent graver des "cheneaux de sablage" dans les tufs tendres et lités des interstrates qu'ils intersectent : d'où l'illusion fréquemment observée d'une "stratification entrecroisée". Cette dernière interprétation déduite de figures observées longitudinalement à Auzolles-Haut est discutable ; cependant, elle ne peut pas être exclue,ce qu'attestent quelques indices observés, à 1050 m d'altitude, sur le chemin qui domine Auzolles-Bas.

e - Genèse des tuyaux cylindriques et des vésicules

Un état de boulance (analogue à celui des sables mouvants) des matériaux sableux, sera maintenu à l'arrêt de l'écoulement tant que l'excédent de gaz lourds ne se sera pas échappé. En effet, seul un état métastable peut permettre de figer, dans les zones les plus chaotiques, la détente explosive des gaz ; les tuyaux cylindriques (décrits chap. II § A2.4) capables de déformer des joints de stratification voisins, seront les images de cette détente. L'analogie avec une "chambre à bulles" serait donc possible.

Avant d'aborder la discussion sur la genèse des vésicules, il convient de noter que :

1) la décroissance du diamètre des tuyaux suit celle de la granulométrie des matériaux ;

2) la coexistence des plus fins tuyaux et des vésicules est possible (si elle est rare à Auzolles, elle est particulièrement bien illustrée à Collanges dans la vallée de la Santoire).

L'application du modèle de cavitation proposé par Lorenz (1970) pour les dépôts de maars, n'est pas du tout envisageable dans le modèle d'écoulement proposé. En effet, il faut noter que :

1) les émissions d'Auzolles ne sont pas des déferlantes basales ;

2) la présence d'une grande quantité de vapeur d'eau (densité 0,6) va à l'encontre de la conservation d'écoulements épais de 1 m ; elle serait d'ailleurs discutable dans les déferlantes basales (base surge) ;

3) Si la chute en masse des matériaux est nécessaire, selon Lorenz, dans les dépôts de déferlantes basales pour que des vésicules se forment, dans notre cas d'écoulement visqueux au sol la non perturbation du litage exclut des mécanismes brutaux.

En conséquence, on peut admettre, comme Lorenz, que la formation des vésicules dépend du jeu des pressions ; la pression des matériaux s'opposant aux pressions internes des fluides (P_η et σ). Dans le modèle d'écoulement visqueux proposé, on peut supposer que même à l'arrêt de l'émission (P_δ due à l'écoulement s'annule) et durant un faible laps de temps correspondant au maintien de l'état transitoire de boulance, les autres pressions inhérentes au modèle seront maintenues. Les seules vibrations de la masse qui vient de s'arrêter suffiraient pour permettre la cavitation en tout point où l'importance des pressions sera insuffisante pour la bloquer totalement ; ce dernier point rend compte de l'inégale répartition des vésicules dans les dépôts.

Les vésicules des matériaux sableux paraissent donc l'équivalent des tuyaux cylindriques présents dès que la charge solide est suffisante.

f - Conclusions

La préparation des liquides en profondeur doit expliquer la genèse de tels écoulements, et la répétition des émissions, dont le fruit est la construction d'un édifice surbaissé.

L'étude des relations basaltes-trachyandésites (Chap. II § C.1) permettra d'aborder les modalités de cette préparation.

Le modèle dynamique proposé ne saurait être généralisé à la totalité des agglomérats "trachyandésitiques" cantaliens. Toutefois, on peut souligner que des agglomérats stratifiés présentant plusieurs des caractères d'Auzolles, notamment des lits de tufs vésiculés, des tuyaux de dégazage à aspect de terriers et le type de l'évolution latérale observée, ont été retrouvés dans diverses vallées du massif (Santoire et Chevade). Ils peuvent trouver explication dans des édifices surbaissés locaux comparables à celui d'Auzolles. Les centres éruptifs en resteront, pour la plupart, indéterminables car le rapport de 1/10 du diamètre du corps axial à celui de l'ensemble de l'appareil d'Auzolles, montre la faible probabilité d'observation d'une coupe diamétrale dans un tel édifice.

Néanmoins, la reconnaissance d'un édifice analogue sur le versant S. du Seycheuse, confirme la pluralité possible des appareils de ce type. L'imbrication des dépôts de la falaise d'Auzolles et des agglomérats visibles tant à l'W. qu'à l'E. (où a été retrouvée au-dessus de 1045 m une extraordinaire concentration de tuyaux cylindriques dans les talus du chemin d'Auzolles-Bas), illustre clairement l'édification, par des dépôts analogues, des larges plateaux excentrés que Watelet (1976) et moi-même décrivons dans le Cantal Oriental.

∴

B - SEYCHEUSE-SUD : CENTRE D'EMISSION DE BRECHES STRATIFIEES

INTRODUCTION

L'interprétation des brèches érigeant une grande partie du Cantal et notamment "le complexe des brèches inférieures" a été moins controversée que celle des "conglomérats" : la plupart des auteurs admettant l'origine directement éruptive de ces brèches.

Durant ces dix dernières années ces brèches ont été classées parmi les "brèches volcaniques pyroclastiques" ; celles-ci ont été définies par Brousse (1968) comme étant "produites par une éruption de matériel plus ou moins chaud d'une bouche éruptive (projections de cendres, de scories, tephra aériens, nappe de ponces et ignimbrites...)".

Je présenterai ici un exemple de centre d'émission original, dont les brèches offrent le faciès le plus répandu dans le Cantal.

B1. - DESCRIPTION D'ENSEMBLE

La falaise située à 1500 m d'altitude sur le flanc S. du Puy Seycheuse permet l'étude d'un appareil dont l'intérêt est d'annoncer les caractères des brèches décrites au chapitre III, tout en conservant les particularités du corps central lavique d'Auzolles.

Si la belle symétrie d'Auzolles n'est pas retrouvée, on peut suivre néanmoins, vers l'E., sur plus de 1 km, toute l'évolution depuis un empilement lavique central jusqu'aux écoulements pyroclastiques qui en sont issus. La puissance des dépôts dépasse 60 m.

Le corps central, situé à N.160° E. du signal du Seycheuse, disparaît vers l'W. sous les éboulis et les genêts : ainsi, lorsque l'on suit vers l'E. l'empilement des coulées d'émulsions subhorizontales, celui-ci paraît déjà évolué car quelques strates de brèches, de près de 2 m d'épaisseur, peuvent s'y intercaler. Comme la coupe de ce corps axial apparaît encore moins diamétrale qu'à Auzolles, les quelque 50 m d'empilement reconnus en longueur ne reflètent pas les dimensions du corps lavique ; certaines coulées qui se suivent sur près de 100 m à la base des monolithes de brèches, confirment cette impression. On peut donc, comme pour Auzolles, admettre que le corps lavique central n'excède pas le 1/10 de l'édifice.

Il est possible de découvrir des basaltes à la faveur des petits ravins qui entaillent les deux gros monolithes situés les plus à l'W. de la falaise bréchique. Ces basaltes déterminent un lacis de filons contournés et décimétriques qui s'insinuent dans la masse des émulsions trachyandésitiques dont, localement, on ne peut plus affirmer qu'il s'agit de coulées de lave.

L'existence de véritables coulées de lave est cependant démontrée à l'W. et en arrière du monolithe le plus occidental : leur passage latéral aux strates de brèches qui constituent ce panneau est parfaitement visible. Par ailleurs, les brèches qui peuvent se situer au toit et au mur d'une coulée de lave constituent les horizons de référence qui permettent de suivre ces coulées subhorizontales.

L'étude, plus difficle qu'à Auzolles, de ces coulées de lave a permis toutefois d'y retrouver plusieurs gouttes de basanites à tendance ankaramitique dont l'une de près de 3 dm.

La présence de filonsde basaltes, qu'on peut ici comme à Auzolles considérer comme tardifs (plutôt que posthumes) et de ces gouttes de basanites incluses dans les véritables coulées de lave émulsionnées, complètent l'analogie entre ces deux édifices.

B2. - EVOLUTION LATERALE DES ECOULEMENTS

Elle diffère légèrement de celle d'Auzolles. Les coulées de lave qui sont ici plus épaisses, atteignent parfois 3 m d'épaisseur et engendrent des strates d'agglomérats chaotiques, très peu lités. Cette évolution, qui conserve l'épaisseur initiale, est essentiellement régie par l'abondance des gouttes centimétriques dans les coulées de lave.

B2.1 - Comparaison entre les coulées de lave de Seycheuse et d'Auzolles

Les coulées de lave possèdent la même structure émulsionnée qu'à Auzolles et les tailles des gouttes s'étalent de moins de 1 mm à 4 dm.(Ph.38).

L'examen macro- et microscopique a permis d'y retrouver des bandes soulignées de bulles et traduisant la pulvérisation déjà commençante au sein de la coulée de lave. La présence, dans certains échantillons, d'une orientation générale est soulignée par les alignements de vésicules et de bulles parfois déformées, par l'allure flammée de certains blocs et par la disposition planairedes cristaux subautomorphes (ou les moins brisés) quelquefois alignés. En conséquence, rien ne permet d'exclure l'écoulement laminaire de la coulée de lave. Ph.65-66 .

Le mode de dislocation ne varie pas ; les grosses gouttes arrondies sont déchaussées et les gouttelettes finement divisées sont réduites en matrice par friction. Ph.64 .

Quelques panneaux de l'émulsion originelle peuvent être conservés dans les brèches à quelques mètres du front de la coulée de laves ; l'un d'eux atteint 50 cm.

B2.2 - La brèche

Elle diffère peu des brèches fréquemment rencontrées dans l'Alagnon et également de celles qui constituent les deux strates sous-jacentes à l'ultime chapeau bréchique d'Auzolles (Chap. III, § A3.2, b).

Chaque strate de brèche se caractérise par son hétérométrie et par son absence de classement. La matrice vitroclastique d'une brèche est assez grossière (sableuse ou graveleuse) ; elle englobe des blocs subanguleux à arêtes émoussées, noirs, et vésiculés . Ph67.

Parmi les caractères propres à ces brèches il faut noter la présence de gros blocs enallogènes déci- et métriques ; l'un d'eux, de plus de 10 m3, est subanguleux, il montre sur son pourtour un effet detrempe matérialisé par une prismation radiaire sur 20 cm d'épaisseur et occupe presque toute l'épaisseur d'une strate. Ces tailles soulignent nettement la compétence peu commune de ces minces écoulements ; elles excluent de ce fait une mise en place sous forme de "courants fluidifiés" turbulents. Le bloc réchauffé mentionné ci-dessus laisse supposer la température de l'émission.

Les remarques déjà formulées au chapitre II, §A2.4 b concernant les difficultés qu'ont les agglomérats bréchiques à acquérir un litage, prennent ici plus de valeur. Toutefois, le litage interne n'est jamais inexistant et il suffit de se déplacer sur une centaine de mètres pour observer, au sein d'une strate, quelques traînées sableuses de longueur métrique et d'épaisseur centimétrique. Les agglomérats de cet édifice exagèrent donc les caractères préfigurés dans les strates chaotiques sommitales de l'édifice d'Auzolles.

Les indices de l'altération pneumatolytique et les dépôts pneumatogènes tardifs (traits communs aux brèches de l'Alagnon), sont déjà fort développés ici au niveau des joints de stratification, le long des diaclases et autour des blocs enallogènes.

Par contre, les indices de dégazage tardif comme les tuyaux cylindriques et les vésicules restent encore à confirmer et à découvrir.

Un autre caractère marque également cette falaise : les strates d'agglomérats s'empilent les unes sur les autres, déterminant de beaux panneaux dont le caractère stratifié n'est souligné que par des joints centimétriques. Il faut s'écarter de 200 m au moins du corps central pour découvrir entre deux strates, des lentilles de tufs lités dont l'épaisseur ne dépasse

pas ½ cm et dont la largeur est de l'ordre de 10 m. Cette stratification fruste est un trait fréquemment observé dans les brèches.

Il est probable que ces dépôts évoluent très lentement vers un stade tuffacé qu'ils peuvent ne pas atteindre ; la discontinuité de l'affleurement empêche de vérifier cette hypothèse.

Ainsi peut-on avancer que, sans la présence des coulées de lave du corps central, rien ne nous permettrait de distinguer ces brèches de la plupart des brèches de la vallée de l'Alagnon. Ceci n'est pas du tout contredit d'une part par la pétrographie moins variée qu'à Auzolles et, d'autre part, par la teneur en basaltes francs qui décroît rapidement dès que l'on s'éloigne du corps axial(ce qui constitue une analogie de plus avec l'édifice d'Auzolles).

B3. - QUELQUES PARTICULARITES PETROGRAPHIQUES DES LAVES

La variété des trachyandésites d'Auzolles est conservée, à l'exception peut-être des faciès les plus leucocrates dont la quantité devient négligeable. Cependant, certains caractères tendent à disparaître comme par exemple :

1) la gamme des structures de la mésostase qui est bien moins étendue : les termes particulièrement cristallisés, ceux à tendance cumulative ou même le faciès microgrenu, sont exceptionnels ;

2) les pseudo-flammes aphyriques qui ne persistent qu'en quantité négligeable.

Un caractère propre au Seycheuse est sa grande richesse en termes, dont il est difficile de dire s'il s'agit de trachyandésites sombres à péridots, ou bien de leucobasaltes. L'abondance de ces faciès serait au moins équivalente à celle des trachyandésistes subplagioclasiques à ortho- et clinopyroxènes ; la répartition de ce faciès est très inégale dans les coulées de lave.

Certaines gouttelettes possèdent une paragenèse peu fréquente dans la vallée de l'Alagnon, avec le clinopyroxène à granulation marginale de résorption , l'orthopyroxène automorphe et sain ou résorbé en coeur de clinopyroxène et l'olivine "roulée" et isolée en nids cumulatifs. Les relations entre ces trois constituants sont également particulières. Le clinopyroxène gagne sur l'orthopyroxène qu'il englobe,alors que les petits phénocristaux d'olivine sont plantés sur tout le pourtour du clinopyroxène.

On peut encore noter que dans les faciès mésocrates sans olivine, l'orthopyroxène peut se rassembler en nids cumulatifs ; par ailleurs, le clinopyroxène possède toujours une granulation marginale, plus ou moins développée de façon centripète, analogue à celle décrite dans les laves d'Auzolles.

En conséquence, on peut supposer que les quelques différences existant entre les laves d'Auzolles et de Seycheuse expliquent les modifications structurales constatées dans les coulées de lave émulsionnées et , par suite, les caractères des brèches issues de ces coulées.

B4. - INTERPRETATION DYNAMIQUE

Les particularités pétrochimiques et structurales des coulées de lave engendrent une dynamique d'écoulement proche de celle que préfigurent, à Auzolles, les strates sommitales (excepté le chapeau de brèche qui coiffe l'édifice).

Le modèle d'écoulement proposé à Auzolles est donc conservé pour les brèches qui ont édifié l'appareil du Seycheuse.

L'intérêt de la découverte de cet appareil est double :

- il confirme d'une part la pluralité dès appareils du type d'Auzolles ;
- il préfigure d'autre part le dynamisme des brèches décrites ultérieurement.

Les agglomérats du type Auzolles (certainement fréquents dans le Cantal, même si l'affleurement est exceptionnel), ne représentent donc pas un type dynamique particulier mais un pôle au sein d'une gamme variée d'écoulements pyroclastiques dont tous les termes présentent des caractéristiques dynamiques communes.

°°°

C - PREPARATION DES EMISSIONS DE TYPE

AUZOLLES-SEYCHEUSE

INTRODUCTION

L'examen, sous l'angle structural, des relations basaltes-trachyandésites et trachyandésites clairs-sombres, après l'étude de leur position dans l'édifice, permet d'affiner le modèle dynamique proposé et d'envisager, en tant qu'hypothèse de travail, un modèle génétique fortement inspiré des travaux de Blake et al., (1965)

C1. - LES RELATIONS ENTRE TRACHYANDESITES

Si les relations entre les termes trachyandésitiques les plus contrastés traduisent, à la façon des contacts badaltes-trachyandésites, une immiscibilité relative des deux phases, les modalités en sont différentes. Pl.17.

Les termes fréquemment en présence sont, d'une part des trachyandésites porphyriques subplagioclasiques à amphiboles résorbées et/ou à ortho- et clinopyroxènes et, d'autre part, les termes "sombres" à olivine.

Dans la plupart des cas, il n'est pas facile de savoir quel est le liquide matriciel tant les contacts sont lobés. Toutefois, selon certaines coupes, on observe fréquemment les termes les plus leucocrates englobés dans la variété la plus sombre.

Dans ce cas, le contact paraît, àl'oeil nu, bien tranché et sinueux et la goutte claire possède une enveloppe blanchâtre peu épaisse. En lame mince, le contact est moins net et le liquide clair s'insinue dans la matrice sombre, séparant des gouttelettes fréquemment adjacentes. La structure de la mésostase va notablement varier d'un élément sombre à un autre, et plus rarement au sein d'un même élément, d'un terme vitreux opacifié à un type microlitique fluidal ou non.

La gaine blanchâtre des gouttelettes claires est appauvrie en minerais d'imprégnation ; leur diffusion a gagné le coeur de l'élément où ils se répartissent d'une façon aléatoire.

L'instabilité de certains termes mésocrates est marquée par la granulation poussée du clinopyroxène et par l'obscurcissement des plagioclases ; elle répond à celle de certains termes sombres complètement opacifiés et dont les facules fusiformes à granules de minerais et de clinopyroxènes se développent jusqu'à larder tout le plagioclase, tandis que la granulation du clinopyroxène est presque totale.

Il faut noter que ces faciès instables apparaissent indépendants du type de relation entre les phases claires et sombres puisqu'on les observe également à proximité des interfaces à diffusion notable.

Pour conclure, on peut remarquer que ce type de relation est moins fréquent que le type "mécanique" matérialisé par deux gouttelettes adjacentes ou séparées par une gaine de "matériaux pulvérisés et frittés". La conservation de ces images d'immiscibilité relative va dans le sens d'une dynamique sans brassage brutal que suppose le modèle d'écoulement "tranquille" et laminaire. La conservation fréquente de ces figures dans la zone axiale de l'empilement lavique n'apparaît donc sûrement pas fortuite.

Déjà Roedder (1951) avait supposé, à partir des systèmes expérimentaux SiO_2 - Al_2O_3 - K_2O - FeO, que l'immiscibilité entre liquides congénères était possible dans la même chambre magmatique.

C2. - LES RELATIONS ENTRE BASALTES ET TRACHYANDESITES

L'étude de ces relations permet de distinguer plusieurs cas de figures selon les modifications qui affectent les liquides.

C2.1 - Présence d'une bordure figée :

a - Dans le premier cas (échantillon N114 provenant de la coulée la plus basse du corps axial d' Auzolles - fig. 18 .) , les termes en présence sont deux basaltes et un trachyandésite subplagioclasique. Ph 43.

a1. - L'un des basaltes est une mélabasanite riche en olivines légèrement iddingsitisées en périphérie et de tailles fréquemment millimétriques ; ces péridots prédominent sur les microcristaux de clinopyroxènes violacés. La pâte de cette lave est bien cristallisée ; elle est ponctuée de granules de minerais régulièrement épars. Quelques vacuoles ovoïdes de l'ordre de 1 mm se disséminent dans la lave.

Cette mélabasanite est essentiellement représentée par un élément trapézoïdal d'environ 1 cm de long ; il est intéressant de noter que si cet élément est partiellement flanqué de l'autre basalte, il jouxte partout ailleurs le liquide trachyandésitique ; ce dernier a, d'ailleurs, dissocié une gouttelette de 2 mm de diamètre qui libère à son tour un globule à peine disjoint.

Les contacts sont donc de deux types. Dans le cas le plus fréquent, le contour est subrectiligne ou à peine onduleux, mais non véritablement crénelé ; ce type de contact sépare la mélabasanite des deux autres phases. En un point une diffusion de la pâte du premier basalte et des minerais du second basalte a rompu la linéarité de ce contact. Par ailleurs, le contour de la gouttelette de 2 mm est plus lobé : à une ondulation convexe succède un rentrant parfois très accusé ; ce cas s'accompagne d'une surconcentration de minerais criblant le basalte sur son cortex et, également, d'une diffusion de ces minerais dans le trachyandésite ; l'étroite ressemblance entre cette enveloppe et le second basalte n'est sûrement pas une coïncidence.

a2. - Le second basalte, plus vitreux, se distingue de la mélabasanite précédente :

- par sa pâte peu ou pas cristallisée et presque totalement oblitérée par une imprégnation de poussières de minerais expliquant la couleur noire du basalte;
- par ses olivines toujours particulièrement iddingsitisées et de tailles fréquemment millimétriques ;
- par la présence, toutefois peu significative, à côté des microcristaux violacés, d'autres clinopyroxènes plus grands, plus pâles et bien zonés ;
- par la grande quantité de vacuoles millimétriques à parois particulièrement contournées ; la réunion de plusieurs cavités produit des labyrinthes qui peuvent s'ouvrir du côté des trachyandésites.

Ce basalte vitreux est le plus représenté dans l'échantillon étudié, il détermine fréquemment des gouttelettes milli- et centimétriques d'où se détachent des globules inframillimétriques. L'interface basalte vitreux-trachyandésite est toujours nette; son allure festonnée (série de segments de cercles, convexes du côté du liquide trachyandésitique) ne diffère pas des exemples décrits par Blake et al.(1965) et appelés "scalloped margin" (bordure festonnée à la façon d'une coquille de pétoncle). L'individualisation des gouttelettes dépend essentiellement d'une dislocation mécanique, facilitée par les vacuoles du basalte et accompagnée de l'injection de la phase trachyandésitique.

Une auréole millimétrique, riche en granules de minerais, enveloppe les globules basaltiques et diffuse dans le trachyandésite ; cette auréole sera beaucoup plus développée autour des gouttelettes basaltiques les plus fines.

a3. - Le trachyandésite apparaît comme le liquide matriciel renfermant les basaltes. Il est assez leucocrate et porphyrique ; les plagioclases prédominent très nettement sur les minerais, le clinopyroxène et l'orthopyroxène (une seule amphibole altérée, enchâssée dans une gaine opaque et entourée de minuscules clinopyroxènes réactionnels, a été rencontrée).

L'orientation des cristaux n'est pas quelconque ; ils moulent parfaitement les gouttelettes basaltiques.

La minéralogie du trachyandésite subplagioclasique, où l'orthopyroxène est exprimé et où l'amphibole est presque inexistante, diffère peu de celle des brèches et de certains liquides des agglomérats. Seul le développement anormal des feldspaths alcalins dans la mésostase en serait le trait saillant.

- Dans le cas le plus général, les plagioclases sont automorphes à peine fissurés et plus rarement brisés. Ils possèdent de très belles "empreintes digitales" ("finger print") progressant le long des lignes de faiblesse jusqu'à l'entière résorption du coeur ; il est à noter que ce mécanisme n'affecte jamais un faible liseré externe. Certains cristaux possèdent des facules de fusion implantées au coeur selon les lignes de fragilité ; d'autres, très rares, résorbés à l'intérieur et sur leurs bords, prennent l'allure lobée d'un choux-fleur (ils résulteraient d'une fusion plus poussée que dans le cas précédent). Ces plagioclases s'entourent d'une frange alcaline qui peut pénétrer dans les fissures et atteindre les facules de fusion.

- Le clinopyroxène diffère de ceux des basaltes par sa teinte de polarisation plus élevée et son aspect verdâtre en lumière naturelle. Ce minéral possède parfois des inclusions vitreuses. Dans quelques cas, un cristal hérissé comporte des inclusions de minerais dans une zone externe ; mais, généralement

les granules de minerai et les apatites qu'il englobe, se répartissent dans tout le cristal.

- L'orthopyroxène n'est pas rare mais sa concentration est très irrégulière. Les grains automorphes coexistent avec les figures de réaction entre clino- et orthopyroxènes ; l'orthopyroxène est envahi par de fins vermicules de clinopyroxènes formant un liseré se propageant dans les lignes de faiblesse des cristaux.

- Dans la mésostase bien cristallisée, les granules de clinopyroxènes prédominent sur les minerais mais leur proportion n'est pas comparable à celle des felspaths. La quantité des feldspaths xénomorphes (plagioclases non maclés et surtout feldspaths alcalins) l'emporte nettement sur les microlites et microcristaux de plagioclases. L'hypertrophie des feldspaths alcalins marque certains nids qui seraient associés à des vacuoles plutôt sphériques ; les variations des indices de réfraction permettent d'y distinguer des aiguilles de sanidine enchâssées dans de larges plages xénomorphes (anorthose) ; ces dernières résultent de l'élargissement de la frange alcaline des plagioclases. Ce dernier caractère serait spécifique des liquides en contact avec les basaltes.

Conclusion :

A la suite des travaux désormais classiques (Blake et al. 1965. - Yoder H.S., 1973), sur les relations entre magmas bien contrastés (basalte-rhyolite), on peut facilement admettre que les assemblages observés illustrent bien l'émission simultanée des différentes phases. Le cas décrit permet de considérer le basalte vitreux comme la bordure figée mécaniquement disloquée de la mélabasanite cristallisée.

b - Dans un autre exemple (AZ81) aucune bordure figée n'est observée du côté de la mélabasanite. Par contre, le trachyandésite leucocrate à orthopyroxène et amphibole résorbée voit sa mosaïque de plagioclases adjacents baigner dans un fond d'autant plus vitreux qu'on se rapproche de l'interface festonnée ("scalloped margin") des deux liquides.

En un point s'individualise une veine à anomalie de cristallisation. Les plagioclases creux adoptent une forme allongée et s'effilochent en apophyses rectilignes de longueur variable ; ils sont accompagnés de quelques bâtons de magnétite. Cette veine est branchée sur un rentrant du liquide basaltique voisin. Elle peut être séparée par une ligne discontinue de granules de minerais ou par un brutal changement de structure (un microcristal de plagioclase présente d'un côté des apophyses effilochées et de l'autre un habitus trapu).

On peut observer sur le même échantillon, et à la faveur d'un autre contact, une plus grande concentration de minerais au coeur du trachyandésite ; cette observation rappelle un fait analogue décrit lors de l'étude des relations entre trachyandésites (§ C1) et confirme, par conséquent, l'immiscibilité relative entre ces derniers. Ph.44.

En remarque, il faut préciser que, sur tous les échantillons récoltés, ce type de relation, comme celui décrit au paragraphe précédent, est moins fréquent que les contacts sans bordure figée.

C2.2 - Cas de "bordure festonnée" avec diffusion et sans paroi froide.

a-Dans un échantillon (AZ42) prélevé à l'E. du corps central d'Auzolles, à mi-hauteur de l'édifice, les termes en relation sont un trachyandésite et une basanite à tendance ankaramitique. Le trachyandésite analogue à celui précédemment décrit dans l'échantillon N114, montre le même développement des feldspaths alcalins autour des micro- et phénocristaux de plagioclases. La basanite à olivines saines et millimétriques est bien cristallisée ; elle est percée de vacuoles sphériques ou amiboïdes à remplissage pneumatogène.

Les relations entre ces deux termes paraissent quelque peu différentes de celles décrites précédemment, car aucune "bordure figée" n'est observée. Ph.47.

Une bulle de ½ cm à paroi franche s'individualise dans le basalte, à quelques millimètres du front trachyandésitique. Dans cette cavité cristallisent de grandes aiguilles de feldspaths en gerbe et en traces de balai, tandis que de larges plages d'un verre limpide sont conservées ; les minerais et les biotites adoptent également un habitus aciculaire. Autour de la bulle, la gaine basaltique est ceinturée par une auréole de quelques millimètres d'épaisseur marquée par un net éclaircissement du basalte ; il est produit par la diffusion, depuis le front trachyandésitique voisin, d'un liquide alcalin qui cristallisera sous forme de plages xénomorphes de feldspaths.

Au front du liquide trachyandésitique et contre le contour festonné du basalte, est conservé par place une structure analogue à celle de la bulle ; le liquide alcalin aurait pu pénétrer dans une bulle ce que prouve un mince filet basaltique presque continu d'où diffusent quelques granules de pyroxène et de minerai, conservé comme relique de l'enveloppe de l'ancienne bulle.

En conséquence, on peut admettre :

1) l'étroite relation existant entre les bulles de ce type et le liquide trachyandésitique ;

2) que l'injection de ce dernier dans le basalte s'accompagne d'une certaine diffusion à l'interface des deux liquides contrastés.

b - D'autres échantillons précisent encore plus les modalités d'échanges au contact des liquides contrastés.

Dans la même lame mince, il n'est pas rare de rencontrer des bulles sphériques, amiboïdes ou en labyrinthe criblant les basaltes ; leurs structures montrent tous les stades de développement depuis la simple cristallisation de feldspaths jusqu'à des veines à caractères de pegmatitoïdes (Lacroix, 1928.- de Goër de Hervé, 1968 a), très marqués.

1) Dans certaines sphères, un manchon continu de verre limpide sépare le basalte du contenu de la bulle, la structure précédemment décrite débute ou bien se développe ; de plus, dans certains cas, aux feldspaths dentelés disposés en gerbes s'ajoutent quelques biotites aciculaires et de longues barrières de minuscules apatites parallèles et régulièrement espacées. Tous ces caractères se retrouvent également dans certaines cavités amiboïdes.

2) Les bulles les plus répandues possèdent, à la place du manchon vitreux, des feldspaths et une vacuole qui perce la zone à cristallisation aciculaire du coeur de la bulle ; ces vacuoles peuvent être occupées par un liseré de produits pneumatogènes. Dans certains cas, deux ou trois sphérules, alignées ou non, se réunissent et déterminent des cavités amiboïdes. Ph.49.

3) La structure à caractère de pegmatitoïde est le propre de certaines veinules ou globules. Ces éléments, isolés ou alignés, globulaires ou amiboïdes, présentent un contour assez diffus ou bien net mais toutefois sans discontinuité ; ils se répartissent sans ordre dans le basalte qui paraît ainsi

(Auzolles) criblé de pustules claires de quelques 1/10 de mm à 5 mm de long, voire parcouru d'un filet millimétrique de quelques dixièmes de mm d'épaisseur, contourné et capable de se ramifier (Seycheuse-sud).

Les relations entre les minéraux ainsi que leur habitus aciculaire, nous permettent d'appeler "micropegmatitoïdes" ces éléments, dont certains possèdent des bulles subsphériques. Ph.50.

- l'olivine est rare à Auzolles (un fantôme douteux) ; elle détermine par contre de longues aiguilles dispersées en dents de peigne dans un micropegmatitoïde du Seycheuse ;
- le clinopyroxène violacé en lattes larges et allongées, diffère peu de celui qui domine dans les basaltes ;
- l'amphibole est rare et allongée ;
- la biotite est abondante ; les peignes de longues aiguilles se recoupent et peuvent se disposer perpendiculairement aux bâtons de magnétites ;
- les minerais adoptent des habitus différents :

  a) des oxydes opaques aciculaires précoces n'apparaissent qu'au coeur des "micropegmatitoïdes" et dans les zones les plus vitreuses ; ils s'assemblent pour former des peignes qui peuvent se recouper ; un fantôme aciculaire d'olivines peut constituer l'épine dorsale qui les nourrit ;

  b) des bâtons d'un oxyde opaque parsèment les masses feldspathiques et fréquemment les manchons conservés au pourtour de micropegmatitoïdes ;

  c) des plumes dentelées d'hématite rouge tardive se disposent fréquemment en touffe ou en éventail ;

  d) des pelotes de minerai filiforme opacifient le verre résiduel du micropegmatitoïde .

- les apatites aciculaires déterminent des treillis plutôt au centre des veines ; le feldspath englobe soit des séries d'aiguilles ou des barrières de minuscules individus plantés perpendiculairement à ses faces, soit des gerbes d'aiguilles parallèles à son allongement;
- la masse feldspathique cristallise en larges lattes à fort développement latéral,qui occupent le fond des micropegmatitoïdes dans toutes les zones où celui-ci n'est pas vitreux. Dans ces derniers, le verre baigne des gerbes de feldspaths aciculaires et dentelés ; cet habitus souligne le lien de parenté entre les micropegmatitoïdes et les bulles sphériques précédemment décrites.
  Les plagioclases englobent fréquemment des rangées de granules de clinopyroxènes : ce type d'association est un des traits des pegmatitoïdes (deGoër de Herve, 1968 a).

<u>En conséquence</u>, la présence de ces structures au sein des basaltes résulterait de l'individualisation de liquides dont les pegmatitoïdes sont le fruit, traduisant l'instabilité du "magma" dans le contexte éruptif. L'examen préliminaire des micropegmatitoïdes permet d'envisager comme hypothèse de travail, que leur individualisation dans les gouttes basaltiques d'Auzolles et du Seycheuse, est en relation directe avec la présence des trachyandésites.

Les échanges par diffusion et l'injection du trachyandésite, facilitée par les vacuoles du basalte, seraient les agents permettant des modifications chimiques ponctuelles. Quand ces processus seront poussés, un liquide peu miscible s'individualisera dans le basalte ; cette dernière hypothèse rejoint celle déjà proposée par de Goër de Herve (1968 a et b).

Dans le cas décrit par cet auteur à Bouzentès (Cantal), il faut considérer que la conservation des pegmatitoïdes au sein d'une coulée nécessite une dynamique d'émissions basaltiques <u>sans brassage</u> important ; le modèle d'écoulement laminaire proposé va dans le sens de cette remarque.

C2.3 - <u>Conclusions</u>

Pour résumer cet inventaire trop succint, je préciserai que les types de relations présentés ne sont pas les plus fréquents.

Dans le cas habituel, les phases contrastées s'affrontent avec une très légère diffusion à l'interface.

Il convient de remarquer que la présence d'une paroi froide du côté du basalte est très souvent citée (Blake et al., 1965 ; Yoder H.S., 1973) alors qu'une résorption du liquide rhyolitique est exceptionnelle (Yoder H.S., 1973). Or, ce qui caractérise les échantillons étudiés c'est précisément la rareté de ces deux types de relations.

A l'inverse, les indices de diffusion ne sont pas rares et on peut insister par exemple sur l'accord qui existe entre les expériences de Yoder H.S.(1973) et la richesse en feldspaths alcalins des trachyandésites au contact des basaltes d'Auzolles.

Toutefois, dans certains échantillons, cette diffusion ajoutée à la fine division des gouttelettes à structures variées et à l'instabilité de certains faciès qui se résorbent, produit un effet de flou qui suggère une miscibilité apparente des phases.

Ce dernier point illustre bien les propos de Blake et al. (1965) selon lesquels ce type de relations entre liquides bien contrastés n'est pas une évidence de l'immiscibilité des différentes phases. En effet, rien ne nous permet d'affirmer qu'en dehors des conditions exceptionnelles capables de donner naissance à ce type d'édifice, le mélange des termes basaltiques et trachyandésitiques plus ou moins évolué, est impossible. Selon deGoër de Herve (communication orale) on peut penser que s'il existe des liquides idéalement miscibles ou immiscibles en toutes proportions, ce ne sont que des cas extrêmes entre lesquels existent tous les termes possibles de miscibilité partielle et variable selon de nombreux paramètres.

Selon Yoder H.S(1973)les échanges entre phases contrastées n'interviendraient que sous certaines conditions fonction du temps de contact entre liquides, de leur viscosité et de leur immiscibilité.

La conservation des figures d'immiscibilité va dans le sens du modèle dynamique proposé qui est proche d'une <u>effusion</u> sans brassage. On peut alors expliquer, tant à Auzolles qu'au Seycheuse, la disparition latérale de ces images par les modalités de ruptures du milieu, sous les nouvelles conditions de surface.

Toutefois, la moindre abondance des basaltes au front des coulées <u>ne peut en aucun cas résulter de la dislocation des laves, mais plutôt d'une répartition originelle dans le milieu.</u>

C3. - <u>ESSAI DE RECONSTITUTION DU MODELE DE PREPARATION DES EMISSIONS</u>.

Avant de présenter le modèle il est nécessaire de signaler que les premiers résultats d'analyse chimique permettent d'établir une coupure entre des faciès véritablement alcalins, représentés essentiellement par les basaltes, et d'autres à affinités tholéiitiques qui sont représentés par l'ensemble des trachyandési tes d'Auzolles et de Seycheuse y compris les termes

sombres à olivine et orthopyroxène. Cette remarque est établie d'après l'observation du tétraèdre de Yoder et Tilley transposée en diagramme chimique par H. de la Roche et Leterrier (1973) ; l'examen de la norme CIPW souligne également les teneurs en quartz et hypersthène normatif ; le rapport élevé Fe total/Mg n'est pas non plus à négliger. Toutefois, ces résultats sont trop fragmentaires et le travail en cours se propose de vérifier l'indépendance basalte-trachyandésite.

Le modèle proposé ici suppose, à la suite des travaux de Blake et al. (1965), la présence d'une poche située à faible profondeur. Il est nécessaire, pour obtenir la gamme des produits trachyandésitiques, de considérer son contenu suffisamment chaud et en cours de cristallisation. Fig. 19.

La montée de basalte dans ce système produit la formation de "pillows" sur le plancher de la poche en même temps qu'elle engendre une surchauffe et des surpressions. Pour des valeurs critiques, l'ouverture du conduit sera acquise : la montée simultanée de tous les liquides donnera naissance à un écoulement ; la "coulabilité" de cette émulsion visqueuse serait facilitée par les transferts de chaleur des basaltes aux trachyandésites. L'inégale répartition des basaltes dans les écoulements s'explique par ce système à décompression descendante : ils seront entraînés quand la détente aura atteint une partie assez profonde de la poche. Entre deux émissions, le système est ramené à des conditions inférieures aux valeurs critiques qui déclenchent l'émission.

La montée continue du basalte engendre la répétition des émissions par retour à ces conditions limites .

La fin de l'activité est marquée par la prédominance du basalte dans la poche ; il sera émis sous forme de filons qu'on pourra considérer comme tardifs plutôt que posthumes, sous réserve d'une vérification géochronologique.

La production des basaltes est postérieure au changement de régime dont la brèche qui coiffe l'édifice d'Auzolles est le fruit. Ce dépôt représente l'accumulation des projections de fin d'activité recoupée par le basalte qui se bifurque.

Ce modèle permet d'expliquer la position périphérique des plateaux d'agglomérats du type Auzolles dont l'hétérogénéité intime est la plus grande et dont les caractères portent la marque d'une évolution dynamique très complète. On peut en effet concevoir que les poches de magma stagnant le plus loin des zones d'activité centrale, fourniront les systèmes restant le plus longtemps clos et dont l'évolution sera la plus complète.

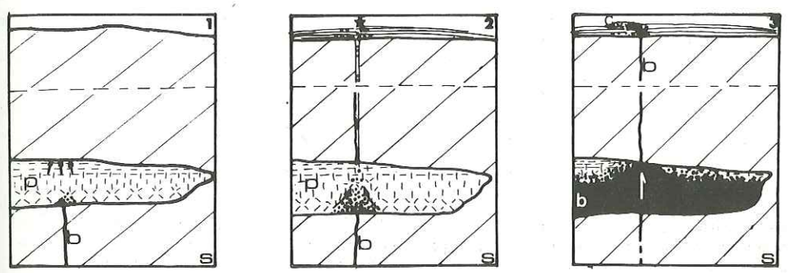
La signature plus primitive des dépôts moins hétérogènes de l'appareil du Seycheuse renforce cette thèse : la stagnation du magma doit être écourtée dans les zones assez centrales supposées les plus actives. Sous réserve d'une généralisation possible de ces modèles, on explique la forte proportion des brèches au coeur du massif et des agglomérats en périphérie.

Les études entreprises devraient pouvoir élucider certains points obscurs, comme la variété des faciès basaltiques. Si l'on veut conserver un modèle simple en ne supposant que la montée d'un seul type de basalte, il est nécessaire de supposer ses modifications structurales et pétrochimiques ce que laissent entrevoir par exemple, la présence des micropegmatitoïdes et le passage des basanites aux dolérites.

°°°

Fig. 19 - Préparation des émissions d'Auzolles-Seycheuse
(modèle emprunté à Blake et al.,1965)

1 - Injection du basalte
2 - Emissions répétées de laves émulsionnées
3 - Activité tardive



Légende :

S : substrat
p : poche en cours de cristallisation (trachyand. dominants).
c : ultime chapeau de brèche
b : basalte
: pillows basaltiques
: centre d'émission

D - LES GARDES : CHEMINEE DE LAVES EMULSIONNEES — FRACTIONNEMENT DE L'AMPHIBOLE

Si l'observation de 50 lames minces dans les faciès d'Auzolles et du Seycheuse a permis de regarder comme nul le rôle du fractionnement de l'amphibole dans ces édifices (elle n'apparaît que dans certains termes leucocrates), il n'en est pas de même partout.

LOCALISATION

Une petite intrusion elliptique, d'allongement NW.SE., se remarque le long de la route qui monte au village des Gardes (x = 630; y=306,84 ; z = 1100 m). Elle détermine un talus vertical de près de 3 m de haut et d'environ 20 m de long.

HISTORIQUE

En dépit de bonnes conditions d'observation peu d'auteurs se sont interessés à ce gisement. Vatin-Pérignon remarque des "segrégations grenues au sein de projections" (document inédit). Demange (1974) interprète l'affleurement comme une "intrusion trachyandésitique riche en enclaves variées"; cet auteur décrit, comme roches du socle, des enclaves acides dont il étudie la destruction, des amphibolites (à hornblende verte) et des pyroxénites à amphiboles.

D1. - DESCRIPTION D'ENSEMBLE Fig. 20.

Cette cheminée recoupe les tufs propylitisés du Super-Lioran. Elle permet de démontrer la coexistence de deux mécanismes :

1 - l'émission simultanée de liquides contrastés (trachyandésites et basalte)

2 - le fractionnement de l'amphibole et du plagioclase à partir du liquide basaltique, qui produit à la fois des termes cumulatifs et des faciès plus différenciés.

D1.1 - Les constituants

Les proportions apparentes des liquides contrastés y sont égales, mais l'affleurement difficile à étudier sur tout son flanc NE. ne permet pas de s'en assurer.

Le basalte affleure en trois masses principales, séparées ou englobées par la phase trachyandésitique. La géométrie de ces bouffées, malgré une interface assez tranchée, est difficile à établir :

- la masse NW. paraît globulaire (ce que soulignent l'allure curviligne du contour du basalte et sa prismation convergeant vers son centre) ;

- la veine centrale, également prismée et qui possède deux épontes subverticales (bien que contournées) se comporterait plutôt comme un filet liquide ;

- dans la zone S.E. s'observent des xénolites et des panneaux déci- et métriques où se mêlent des cumulats d'amphiboles et des basaltes à faciès différent de celui des masses NW. et centrale.

D1.2 - Relations entre ces différents constituants.

a - Première évidence de la simultanéité des phases contrastées. Ph.70.

Si l'interface entre les deux liquides est généralement bien tranchée à l'échelle de l'affleurement, elle se présente, à l'échelle de l'échantillon, sous des formes variées, depuis un tracé curviligne peu onduleux, jusqu'à de multiples replissements.

Dans ce dernier cas, la marge festonnée du basalte ("scalloped margin" typique) sépare toujours les deux liquides par son tracé net. Deux caractères supplémentaires permettent de confirmer la simultanéité de l'émission des liquides contrastés ; ce sont :

- les globules basaltiques (de l'ordre de 1 mm de Ø) inclus dans le trachyandésite ; ces globules, soit isolés, soit en chapelets entraînés dans les filets du liquide trachyandésitique, se situent à une distance de l'interface pouvant dépasser 1 mm ;

- le comportement du trachyandésite, dont la fluidalité suit les contours du basalte ; en effet, l'orientation des phénocristaux de plagioclases et des microlites, les traînées de poussières et granules de minerais et les veinules à remplissage de produits secondaires, épousent aussi bien les fines ondulations que les multiples replis du basalte.

L'amphibole brune du basalte, dont la taille peut atteindre 1,5 mm, a été observée près de la frange festonnée, et dans les globules basaltiques qui s'en détachent ; il est important de noter que, contrairement à celle des trachyandésites voisins, elle est saine, rarement blindée et souvent corrodée en une suite de cupules ou en doigt de gant.

b - Coïncidence des xénolithes, des cumulats d'amphiboles et d'une lave dont le faciès diffère des basaltes francs.

Il m'apparaît essentiel de signaler dès maintenant, la rareté des xénolithes et des cumulats d'amphiboles au sein des masses NW et centrale. Inversement, on ne saurait considérer comme une coïncidence purement fortuite l'association, au sein de la zone SE., des xénolithes, des cumulats d'amphiboles, de liquides plus riches en feldspath et de laves basaltiques. Ces dernières, qui peuvent subsister sous forme d'un basalte plus ou moins enrichi en amphiboles, présentent des faciès doléritiques associés aux xénolithes.

D2. - LES TRACHYANDESITES

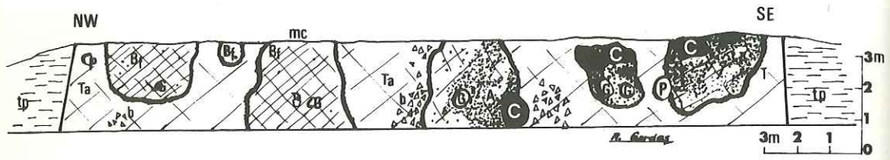
Ce qui paraît le plus clair au niveau de la masse trachyandésitique c'est son inhomogénéité. Elle se reconnaît à la difficulté de distinguer une discontinuité franche entre deux échantillons à faciès contrastés et distants de quelques centimètres.

Les laves sont des trachyandésites subplagioclasiques leucocrates à mésocrates, porphyriques ou subporphyriques, à structure rarement felsitique orientée et souvent maillée, à fort développement de feldspaths alcalins xénomorphes entre les lattes de plagioclases.

La quantité, le type et la taille des plagioclases varient notablement d'un faciès à l'autre ; la résorption de ces cristaux paraît la plus poussée dans les laves mésocrates les mieux cristallisées.

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

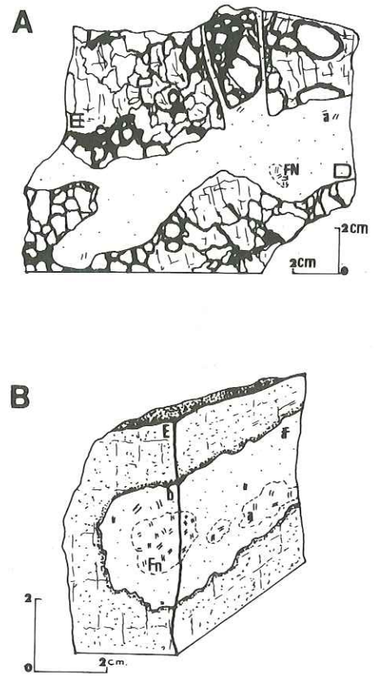
Fig. 20 - Schéma de la cheminée des Gardes



Légende :

m.c. : masse centrale
Bf : basalte franc (prismé)
A : basalte modifié (présence d'amphibole)
C : cumulat noir
Ta : trachyandésite
b : brèche dans le trachyandésite (photo 77)
G : gneiss catazonal
P. : pegmatite
t.p. : tuf propylitisé

Fig. 21 - Relations basalte-xénolithe de gneiss catazonal



A : basalte (microdolérite) injecté au sein d'un gneiss catazonal.

Légende : E : gneiss catazonal ; D : microdolérite à amphiboles (a)
FN: nid d'amphiboles.

B : Faciès noir au coeur d'un filonnet basaltique

Légende : E : gneiss catazonal ; b : basalte ; Fn : faciès noir à amphiboles (a)

Comme autres remarques d'ordre pétrographique on peut citer :

1 - quelques cas de synneusis parmi les plagioclases, souvent sains ou pouvant posséder quelques facules de fusion ;

2 - la proportion non négligeable de tridymite intersticielle ou en rosette ;

3 - la rareté de l'orthopyroxène ;

4 - la présence fréquente de biotites saines en phase tardive, alors que les phénocristaux sont complètement altérés ;

5 - l'habitus en larges grains "fumés", des apatites de certains faciès mésocrates.

Outre l'hétérogénéité, deux autres traits caractérisent la masse trachyandésitique ; ce sont :

- la présence de bouffées bréchiques, décimétriques et situées parfois à proximité de basaltes. Chaque brèche est formée de fragments de moins de 1 mm à 3 cm de large, à peine disjoints et réunis par un film trachyandésitique complètement opacifié ; le cisaillement net des phénocristaux de la lave et de sa mésostase cristallisée en mosaïque, est un trait caractéristique de ces bouffées diffuses qu'on ne saurait considérer comme enallogènes. Ph.77.

- la résorption souvent poussée de tous les cristaux ferromagnésiens dans la plupart des laves, et surtout dans les faciès mésocrates les mieux cristallisés. Malgré cette remarque, on peut reconnaître des termes leucocrates à amphiboles (parfois saines) majoritaires, et d'autres nettement mésocrates à pyroxènes dominant les amphiboles.

D3. - LE BASALTE DES MASSES N.W. ET CENTRALE.

Il s'agit d'une mélabasanite gris-sombre, peu porphyrique (seuls quelques fantômes d'olivines, millimétriques, se distinguent) et sans phénocristaux de plagioclases ; sa pâte, peu cristallisée et opacifiée par les granules de minerais, comporte quelques biotites. L'amphibole brune est rare mais présente, en phénocristaux, isolés ou groupés en trois ou quatre individus, associés avec le clinopyroxène partiellement résorbé en leur sein ; elle est souvent saine, contrairement à l'olivine qui est fréquemment serpentinisée et au pyroxène à coeur obscurci,et comporte rarement une auréole opaque.

Au sein de la lave s'individualisent quelques fines veinules contournées de moins de 2 cm de long, dans lesquelles se manifeste une tendance cumulative des pyroxènes violacés , à coeur vert parfois chagriné ; quelques granules de minerais se logent dans les interstices entre clinopyroxènes, où cristallise également des feldspaths. La teneur en feldspath varie rapidement d'un point à un autre de la veine ; par place, la quantité des plagioclases peut atteindre celle des clinopyroxènes qu'ils tendent alors à encadrer. Dans la même veine peut se rencontrer un nid de plagioclases (en grandes lattes avec "empreintes digitales" - "fingerprint" - assez développées), prolongés latéralement par une large frange alcaline ; de nombreuses hématites automorphes, des granules de minerais et des baguettes à bords violacés ponctuent la masse feldspathique.

Ces veines peuvent comporter de très rares amphiboles brunes, saines mais blindées. Le basalte présente une fine paroi froide autour de rares enclaves de trachyandésites (de moins de 5 cm de long) et de très rares roches cristallines particulièrement modifiées.

Le basalte se fige en une paroi froide de 3 à 5 cm au contact du liquide trachyandésitique qu'il affronte.

D4. - LA MASSE S.E.

Elle diffère des bouffées basaltiques précédentes par :

- la disparition presque totale du liquide basaltique par cristallisation d'amphibole et de feldspath ;

- l'abondance de xénolithes de gneiss granulitique répartis sans ordre ; leur forme est celle de boules, en saillie pour les plus saines, ou en creux pour les plus désagrégées ; les blocs décimétriques ne sont pas rares mais n'excèdent pas 40 cm de diamètre.

D4.1. - Les xénolithes

On peut tout d'abord présenter les enclaves du socle en signalant que deux faciès, inégalement représentés, ont été récoltés.

Le terme dominant est un gneiss catazonal formé de quartz en mosaïque, plagioclase antiperthitique à macles en fuseau, disthène, sillimanite prismatique, cordiérite bleue, biotites, grenat et zircon.

Les enclaves du socle présentent des figures de fusion avec apparition d'un verre intersticiel. Ce verre brun comporte les minéraux néoformés suivants : tridymite, feldspath cristallisé en trémie ou en lattes effilochées, fines sections rectangulaires de cordiérite, orthopyroxène en aiguilles isolées ou associées en gerbes, clinopyroxène en latte, spinelle vert (hercynite), poussières et octaèdres de minerais, sillimanite-mullite en baguettes.

Le second faciès, particulièrement altéré, est une pegmatite à quartz et feldspath alcalin, peu différente de celles décrites par Lacroix (1893) dans le Cantal.

Ces enclaves libèrent dans la lave, qui les englobe ou les pénètre, des cristaux isolés ou groupés en paquets sur une distance de 1 cm au moins. Ces cristaux s'entourent d'un manchon vitreux dans lequel pyroxènes et feldspath sont les cristaux néoformés les plus fréquents ; aucune diffusion notable n'est observable, optiquement, malgré l'absence d'une véritable limite.

D4.2. - Les modifications du basalte au voisinage des xénolithes

La description des basaltes au contact de ces xénolithes permet de discerner, à l'échelle centimétrique, des structures qui guideront l'interprétation à l'échelle métrique.

Quelques veines, parfois tubulaires, d'une lave gris-sombre, compacte ou à peine bulleuse, d'environ 3 cm d'épaisseur et de 1 à 2 dcm de long, s'insinuent dans les fissures d'une enclave et se ramifient. L'examen d'un tube permet de discerner près de son centre quelques nids globulaires ou allongés, de 1,5 cm de diamètre, riches en amphiboles infra- ou millimétriques. Des groupements analogues s'individualisent dans le liquide parfois bulleux (les vésicules de 1 mm se regroupent en nids) qui englobe un xénolithe ; ces rassemblements d'amphiboles millimétriques peuvent atteindre des dimensions de 1 à 5 cm.(Fig. 21).

a - Structure des filonnets basaltiques intrusifs dans les xénolithes

L'examen en lame mince du contact xénolithe-lave permet de distinguer, dans le cas le plus favorable, quatre zones à caractères bien contrastés et à limites parfois bien tranchées (Ph.74) :

- la première est une frange de moins de 1 mm d'épaisseur, essentiellement occupée par le verre beige-brun plus ou moins opacifié, représentant le liquide de fusion du xénolithe ;

- la seconde zone est un manchon basaltique de 4 mm d'épaisseur au plus. Cette lave, peu porphyrique, diffère de celle décrite dans les masses basaltiques du NW. et du centre du gisement, par sa richesse en fines lattes d'amphibole brune saine et stable et par sa mésostase déjà nettement cristallisée ;

Le contact basalte-liquide de fusion du xénolithe est parfois mal défini quand les masses feldspathiques s'interpénètrent, mais il paraît, dans le cas le plus général, assez franc.

L' interface entre le basalte et la zone suivante est matérialisée par une frange bien tranchée, soulignée par une accumulation de granules de minerais. Le contour du basalte se festonne ou prend une allure de "scalloped-margin" ; quelques globules de moins de 3 mm se détachent à son front.

- la troisième zone, dont l'épaisseur n'excède pas 8 mm, se distingue d'un nid central par sa pauvreté en amphiboles. Sa mésostase cristallise en lattes de plagioclases en disposition maillée et/ou en mosaïque de microcristaux presque jointifs ; le verre, les granules de clinopyroxènes et de rares minerais occupent les interstices entre les feldspaths. L'essentiel des phénocristaux de cette zone est formé par le clinopyroxène violacé à coeur vert, auquel se joignent de rares amphiboles, ou une biotite partiellement résorbée en granules de minerais.

On peut noter que, selon la position du nid à amphiboles, cette zone peut se restreindre ou même disparaître.

- le nid central : outre la présence d'amphiboles, il comporte de grands plagioclases ($\leq$ 5 mm) et une génération tardive de clinopyroxènes. La mésostase de ces nids à amphiboles, riches en granules de minerais, peut présenter des caractères de liquide brutalement refroidi, comme la conservation de plages de verre opacifié entre les fils et plumes de feldspaths enchevêtrés et parfois organisés en gerbe ou en éventail.

Ce type de relation peut être modifié autour de l'enclave et dans le filonnet où il peut même différer d'une éponte à l'autre. Les variations les plus notables sont les suivantes :

- le liquide de fusion du xénolithe est beaucoup plus abondant : l'enclave est disloquée en de multiples cristaux épars ou en paquets ;

- la frange basaltique (2e zone) tend à éclater en globules millimétriques qui peuvent rester à peine séparés mais qui, souvent, ségrènent sur 1 ou 2 cm ; chacun d'eux peut évoluer différemment de son voisin selon sa teneur en amphiboles et le degré de cristallisation de sa mésostase.

- dans un filonnet, à la place d'un seul nid central à amphibole, peuvent se disposer plusieurs globules millimétriques à tendances cumulatives ; l'association des grandes amphiboles (dont la taille diffère peu d'un nid à un autre) et des plagioclases poecilitiques, serait spécifique de ces rassemblements. Entre ceux-ci, cristallise une masse feldspathique maillée, riche en feldspaths alcalins et pauvre en amphiboles, en clinopyroxènes et en olivines serpentinisées.

- quand les globules cumulatifs sont rares dans un filonnet, la structure de la lave est fréquemment microdolératique intersertale. Celle-ci s'injecte entre les globules basaltiques moins cristallisés, mais aucune discontinuité franche ne les sépare. L'amphibole (rare) joue un rôle de phénocristal au même titre que les rares olivines serpentinisées,que certains clinopyroxènes à coeur violacé et que quelques rares plagioclases partiellement résorbés ; une autre génération de Cpx semble soit remplir les vides entre plagioclases, soit être incluse dans ceux-ci. La quantité de ces derniers Cpx, des minerais

qui les accompagnent et des olivines, diminuant notablement d'un point à un autre de la même lame mince, on ne peut plus, localement, affirmer que la lave est encore un basalte microdoléritique. La fréquence de ces microdolérites à proximité des xénolithes est un trait caractéristique de l'affleurement.(Ph.76-77).

b - Les phénocristaux des filonnets laviques

L'observation des phénocristaux permet de dégager quelques traits qui sont communs à l'ensemble de cette masse S.E.

L'olivine, inégalement concentrée et totalement serpentinisée, se discerne assez mal quand elle existe ;

Le clinopyroxène, violacé à coeur vert pâle (Cpx 1), est à peine résorbé et entouré d'une chaîne discontinue de granules de magnétite qui le sépare d'un manchon vert foncé (Cpx 2). D'autres cristaux sont partiellement résorbés par l'amphibole qui peut les englober.

L'amphibole brune, qui peut atteindre 5 mm de long, est résorbée et s'entoure d'une barrière de granules de minerais, puis d'une gaine formée d'une nouvelle génération de pyroxènes (Cpx 3) qui s'orientent parallèlement à l'allongement de l'amphibole. Il faut noter que cette dernière n'inclut ni sphène ni apatite aciculaire et que sa taille varie, selon les nids, dans un rapport de 1 à 5.

Le plagioclase, cristallisé en individus millimétriques, isolés ou en nids de 4 à 5 individus. Poecilitique, il englobe : 1) des apatites souvent creuses, aciculaires (longueur/largeur $\simeq$ 20/1) et organisées en séries d'individus parallèles ; 2) des sphènes aciculaires (3 à 4/1) parfois disposés en peignes perpendiculairement aux apatites ; 3) de rares grains de minerais : 4) des amphiboles brunes ($<$ 0,4 mm de long) ; 5) des clinopyroxènes en phénocristaux de moins de 0,1 mm.

Ce plagioclase est particulièrement instable dans le milieu, comme l'atteste son allure en empreinte digitale ("finger-print") produite par une résorption centripète presque totale.

D4.3. - Conclusions

On peut dire que les basaltes, pénétrant ou englobant les enclaves catazonales, ont été conservés en un manchon discontinu plaqué contre elles. Le liquide basaltique initial s'est modifié pour permettre, soit la cristallisation de microdolérites, soit la genèse de nids riches en amphiboles et en plagioclases.

Interprétation :

Les xénolithes décimétriques ont agi comme catalyseurs de ces modifications :

- en constituant des discontinuités mécaniques à surface froide non négligeables et, par suite :

- en permettant une migration des gaz (dont l'origine est supposée multiple : basalte, trachyandésites, xénolithes et terrains encaissants) et des substances dissoutes dans le bain basaltique, vers le coeur des filonnets où s'acquièrent, par place, les pressions (d'eau et de gaz) suffisantes (supérieures à 1,5 KBar selon H.S. Yoder Jr. , 1973) pour permettre la cristallisation des

nids d'amphiboles, apatites, sphènes et plagioclases.

D5. - LA MASSE S.E. - LES CUMULATS : GENERALISATION DU FRACTIONNEMENT DE L'AMPHIBOLE ET DU PLAGIOCLASE.

Outre les blocs de xénolithes cristallins, s'observent plusieurs (< 10) boules sombres partiellement désagrégées et éparses dans une masse grise, plus claire et ponctuée d'amphiboles (1 à 4 mm). Les éléments noirs décimétriques, possèdent un coeur cumulatif à amphiboles de 4 ou 5 mm, qui englobe des noyaux elliptiques de 10 cm de long à cristaux de 8 à 9 mm. Ces boules noires s'entourent d'un cortex (parfois dégagé par l'érosion) plus gris qui peut être un basalte parfois capable de s'injecter en coins (de 10 cm de long) et d'inclure des noyaux cumulatifs de 10 cm (Ph. 69) ; ailleurs, tous les passages d'observent en moins de 10 cm, du basalte au cumulat central

Le basalte est encore, quand l'affleurement permet de le voir, en contact d'immiscibilité avec les trachyandésites.

D5.1. - Cas du passage d'un basalte à un faciès à amphiboles isolées Ph. 72.

a - Le basalte subporphyrique, à grands fantômes de péridots serpentinisés, est inégalement cristallisé. Il comporte des microcristaux de clinopyroxènes (Cpx 1) violacés à coeur vert (les plus gros adoptent une couleur vert intense (Cpx 2) en périphérie), et des lattes et microcristaux d'amphiboles stables et saines ; entre ces deux phases, les réactions d'"ouralitisation" ne sont pas rares.

b - Succède à ce basalte une zone de l'ordre de 1 cm d'épaisseur qui présente à la fois une certaine cataclase des cristaux et une orientation générale soulignée par :

- de rares lentilles allongées (de 1 à 2 mm) constituées de péridots serpentinisés, entourés d'une gaine d'amphiboles en granules légèrement arrondis et jointifs, ou en microcristaux brisés ;

- plusieurs amandes cumulatives (de 2 à 4 mm de long), à clinopyroxènes(Cpx2) "roulés" d'un vert intense, au sein desquelles subsistent quelques grands individus violacés (Cpx 1) adoptant une granulation marginale et une teinte vert foncé ;

- des veines de matériel leucocrate, très contournées et généralement bordées d'une ligne de minerais ; l'instabilité des constituants leucocrates est telle qu'il est difficile d'affirmer la présence de phénocristaux de plagioclases au sein d'une mésostase feldspathique. On y distingue, par contre, aisément les apatites aciculaires, les aiguilles des sphène, les "bâtons" de magnétite, quelques aiguilles de biotite, beaucoup d'hématites automorphes et des zéolites , carbonates ou imprégnations de minerais.

Les amphiboles sont repoussées par ces veines leucocrates. Leur taille est plus élevée que celle des amphiboles du basalte (rapport de 2 à 3) ; une variation de la concentration est difficile à détecter compte tenu de la quantité des germes dans le basalte. L'amphibole tend à s'entourer de son manchon de minerais, voire de pyroxènes (Cpx 3).

c - Cette orientation disparaît quand on s'éloigne du basalte en même temps que la taille des amphiboles augmente ; elles atteignent 1 mm à moins de 1,5 cm du basalte.

d - En remarque on peut encore préciser qu'une comparaison entre coupes distantes de quelques millimètres, permet de voir que ce passage,toujours rapide, débute plus ou moins profondément dans le basalte. Celui-ci prend alors un contour flou et onduleux, quelquefois souligné par une plus forte imprégnation de minerais.

On peut expliquer le cas d'un contour franc (visible aussi bien dans un filonnet injecté dans un xénolithe que dans un cumulat noir), par un écoulement différentiel entre le basalte et les liquides à amphiboles. Ainsi, la zone(b) à veines allongées (ce qui constitue aussi un indice d'écoulement) est-elle un peu la réplique de la zone appauvrie en amphiboles dans le filonnet (zone 3 décrite au § D4.2.).

On peut conclure en signalant que ce passage produira soit des termes noirs (cumulats d'amphiboles) soit des termes plus clairs dans lesquels cristallise en plus le plagioclase (qui parfois peut s'accumuler).

D5.2. - Les cumulats noirs PL. 25-26.

La minéralogie des termes à caractères cumulatifs va peu différer de celle des nids centraux inclus dans la lave injectée dans les xénolithes ; les modifications les plus importantes vont concerner la taille et, par suite, l'assemblage des cristaux. Au sein de la même boule s'observe le passage des faciès sombres riches en amphiboles de l'ordre de 1 mm, jusqu'aux cumulats noirs à nids d'individus adjacents de près de 1 cm.

Les principales variations d'ordre minéralogique vont concerner l'habitus des cristaux :

- les olivines faiblement serpentinisées abondent et leur quantité peut parfois dépasser celle des individus complètement transformés. Ces cristaux se disposent pour la plupart, en inclusions, avec les clinopyroxènes, dans les grandes amphiboles ;

- la résorption des phénocristaux de clinopyroxènes (1) non violacés, est inégale ; elle peut être assez souvent poussée jusqu'à une dislocation des cristaux en plages amiboïdes de même angle d'extinction ;

- les amphiboles creuses et automorphes cèdent progressivement la place à des cristaux qui se repoussent ; l'absence, autour de ces dernières, d'une gaine réactionnelle (qui est, par contre, présente autour de tout cristal isolé dans la mésostase) est un trait caractéristique des faciès les plus engrenés ;

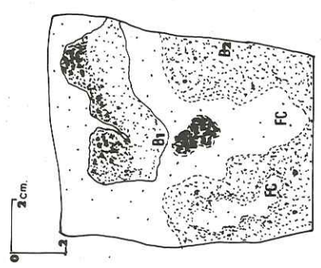
- le clinopyroxène (Cpx 3) qui entoure les amphiboles isolées peut se développer seul dans la mésostase où il se dispose en une série d'aiguilles (L/e = 10 à 20/1) adjacentes qui peuvent nourrir (cas fréquent) des granules subautomorphes de magnétites disposées en files ; ces groupements peuvent quelquefois s'appuyer sur les aiguilles d'apatites.

Comme autres particularités minéralogiques on peut citer : la rareté des phénocristaux de plagioclases (quelques lattes fourchues), la conservation d'un verre brun homogène, pauvre en zéolites ou produits secondaires et la présence de biotite (1 mm) fraîche, sans trace d'altération ou de résorption. Cette dernière et l'amphibole peuvent s'interpénétrer ; la biotite cristalliserait avant le plagioclase car elle ne comporte pas (ou peu) de cristaux aciculaires.

D5.3. - Les termes à plagioclases Fig. 23-PL 27.

Un échantillon (G10) décimétrique à grain fin (≏ 1 mm) précise les relations entre ces termes clairs et l'ensemble basalte-faciès noirs. Il com-

Fig. 22 - Relations basalte-faciès clair à plagioclase-faciès noir à amphibole



Légende :

B_1 : basalte à amphibole (a) passant à un faciès noir

B_2 : basalte bulleux à amphiboles également réparties

FC : faciès clair à plagioclase

Fn : faciès noir à amphibole

Fig. 23

Chronologie de la cristallisation	Temps 1				Temps 2 réduit - Phases ultimes	
Microdolérites (4) injectées dans les enclaves calcagonales.	Ol. ; Cpx. 1 ↑ 2	; alt. serpent. de l'Ol. ; résorption Cpx. ; amph. brune (rare)	; résorption amph.	; plagioclase (rare)	; résorption du plagioclase ; Cpx. 4 ; plagio 2 ; minerais en granules	autopneumatolyse réduite Bi. 2 + He. + Felds.
Basanites (1)- masses NW et centrale. (2) franges bordant les enclaves calcagonales. (3) lave passant ou s'injectant dans les faciès à amph. (5).	Ol. ; Cpx. 1-2	alt. serpent. de l'Ol. ; résorption Cpx.1-2 ; amph. brune (rare)	résorp. amph. avec double gaine: minerai (dans (1)) ; Cpx.3 (très rare dans (2))			autopneumatolyse id sauf (2) opacification (1) dévitrification
	individualisation de veines cumulatives dans (1)	; amph. brune (rares)	; résorp. amph.	; plagioclase rare	; plagio. 2 ?	autopneumatolyse
Faciès à amphiboles (masse SE) (5)- boules noires cumulatives. (6)- nids centraux des laves injectées dans les xénolithes calcagonaux. (7)- termes à plagioclases.	Ap. ; Ol. ; Cpx. 1-2	alt. serpent. de l'Ol. (incomplète dans (5).) ; résorp. Cpx.1-2 ; amph. brune ; Bi. 1	Ap. aciculaires (rutile probable) ; Sph. —"— ; résorp. amph. ; minerai (gaine de l'amph.) ; Cpx.3 (baguettes implantées parallement à l'allongement de l'amph.)	; plagioclase (dans (6) et (7) mais absent de (5).)	résorp. du Plagio.	autopneumatolyse Bi.2 + He. + felds. + Analc. + + verre brun (5). dévitrification : gerbes de felds. + pyroxènes zéolites; carbonates
	Intervention des enclaves calcagonales dans la masse SE.					

NB: La flèche verticale indique les minéraux dont la cristallisation est presque simultanée.

porte :

- quelques gouttelettes polyédriques de 1 à 2 mm de diamètre, présentant en quelques millimètres, le passage d'un basalte à un terme sombre riche en amphiboles de moins de 1 mm ;
- un faciès riche en amphiboles isolées ;
- un terme clair à plagioclases presque jointifs, longs de 2 mm et à "empreinte digitale" ("finger print") peu développée ; cette passée, pauvre en amphiboles, peut localement inclure un globule basaltique ou un petit nid d'amphiboles (1 à 3 mm).

Ce dernier faciès peut s'insinuer en doigts de gant (longs de 3 à 4 mm) dans le premier faciès qu'il englobe, et en golfes profonds de 1 à 2 cm dans le second. L'observation microscopique ne signale toutefois aucune limite bien tranchée entre les différents faciès.

Cet échantillon illustre, à l'échelle centimétrique, le comportement de liquides riches en plagioclases qui sont situés en passées décimétriques entre les faciès noirs décrits plus haut.

Toutefois, dans ces zones, les faciès ne comportent jamais la richesse en plagioclases de l'échantillon précédent. La résorption de ces cristaux rend difficile l'évaluation de leur quantité qui est, cependant, très supérieure à celle des faciès noirs. Le plagioclase englobe l'amphibole millimétrique, assez abondante, qui se dissémine entre les nombreux clinopyroxènes (1-2) dont la quantité paraît sensiblement dépasser celle des cumulats noirs.

D5.4. - Interprétation

Les relations existant entre basalte+faciès noir et faciès à plagioclases, sont la réplique de celles observées à l'échelle centimétrique entre basalte+nids à amphiboles et termes pauvres en amphiboles.

Les différences essentielles vont traduire une séparation plus nette des phases dissoutes et des corps volatils permettant la cristallisation des termes cumulatifs (faciès noirs), ou tendant à l'être (nids à plagioclases de l'échantillon G10).

En conséquence, la généralisation de l'interprétation proposée (§ D4.3.) peut s'envisager. Elle trouverait une vérification dans l'absence au sein des bouffées basaltiques de la cheminée, des xénolithes décimétriques et des faciès riches en amphiboles analogues à ceux de la masse S.E. ; la présence, dans ces basaltes, de quelques amphiboles éparses signifie clairement que si le bain basaltique n'a pas été modifié, il lui a manqué un agent favorisant sa cristallisation en masse.

D6. - CONCLUSIONS

A l'issue de cette étude structurale, on peut résumer l'enseignement de cette cheminée des Gardes de la façon suivante :

a - Le rôle des xénolithes dans la cristallisation de l'amphibole est essentiellement mécanique :

- les xénolithes constituent des discontinuités ;
- ils permettent une migration des fluides et des substances dissoutes selon un mécanisme de réaction de paroi (Green D.H., 1969) à petite échelle ; par suite, la cristallisation en masse des amphiboles peut intervenir à partir d'un liquide basaltique riche en fluide et potentiellement capable de produire quelques amphiboles (masse N.W. et centrale) ;
- malgré la quantité des xénolithes au sein de la zone S.E. aucune véritable contamination des liquides basaltiques n'est observée ;
- seule, l'acquisition d'une structure doléritique par la lave basaltique résulterait de l'influence directe des xénolithes ; l'influence de cette contamination est donc subordonnée au fractionnement de l'amphibole.

b - La cristallisation en masse de l'amphibole à partir d'un liquide basaltique est un fait d'observation. Rien ne permet d'exclure la production de liquide trachyandésitique par ce type de cristallisation fractionnée (Mervoyer et al., 1973) ; le verre brun baignant les cristaux des cumulats noirs, représenterait ici ce liquide.

c - L'indépendance des basaltes et des trachyandésites décrits (§ D2) est démontrée par les figures d'immiscibilité des liquides contrastés et par la résorption poussée des liquides trachyandésitiques. Rien ne permet donc d'exclure un modèle de préparation analogue à celui d'Auzolles/Seycheuse.

d - La coexistence des deux mécanismes mentionnés ci-dessus, est possible. L'observation (Fontaine-Vive et de Goër de Herve : communication orale), dans la vallée du Brezons d'un point d'émission dont les particularités s'apparentent à la cheminée des Gardes, démontre la possibilité de l'écoulement jusqu'en surface d'un tel système.

°.°
°

E - CONCLUSIONS

Le moteur de l'émission est l'intervention d'un système indépendant dans une poche magmatique (également composée d'une juxtaposition de systèmes). Dans les exemples étudiés ici, le basalte est toujours présent ; cette observation est vérifiée dans la vallée du Brezons (Fontaine-Vive et de Goër de Herve : communication orale).

Toutefois, d'autres agents peuvent déclencher une telle émission et, notamment la répétition des secousses sismiques dans une région volcanique et/ou la richesse en volatils des poches magmatiques (si l'amphibole est rare, on ne saurait oublier la présence de l'Opx et de ses relations avec Cpx et Ol.; voir Seycheuse § B3.). D'autres exemples, non étudiés ici et ne comportant pas de basalte, étayeraient cette hypothèse ; ils seront détaillés dans une étude ultérieure.

Le cas de la cheminée des Gardes illustre la possibilité d'une modification de l'une des phases et, par extension, n'interdit pas l'obtention d'une juxtaposition de plusieurs trachyandésites de souches différentes:

Juxtaposition { Basalte trachyand. sous-saturé trachyand. saturé
(Mervoyer et al.1973)
poche à trachyand. sous-saturés + trachyand. saturés + latites à amph. (rares)

Il ne sera pas discuté ici l'origine des trachyandésites de la poche magmatique. Je préciserai seulement que rien ne permet d'exclure :

1 - une suite continue des trachyandésites sombres (Opx + Ol. + Cpx) aux rares latites à amphiboles ;

2 - l'immiscibilité des termes extrêmes (qui est un fait d'observation); les travaux expérimentaux de Roedder (1951, 1956) n'interdisent pas cette possibilité.

Je résumerai ci-dessous la production d'une "effusion pyroclastique" sans revenir sur les modalités de l'écoulement pyroclastique (chap. II § A4. et B4.).

Juxtaposition de plusieurs systèmes indépendants (Tane, 1976) : n phases trachyandésitiques + basalte (s)

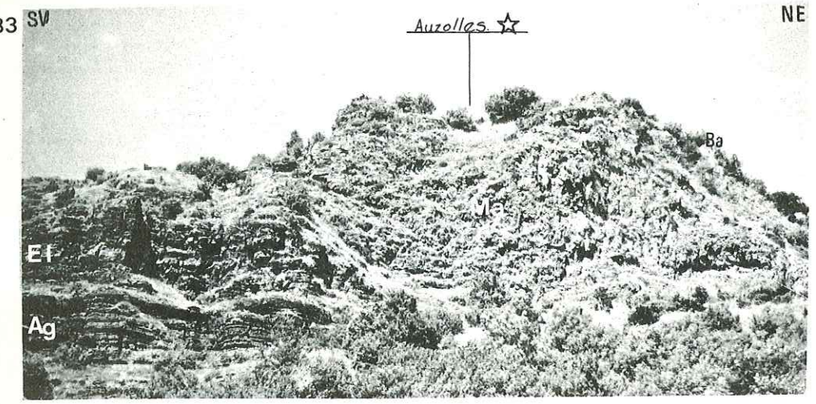
Instabilité de l'émulsion initiale : "émulsionnement mécanique"	Dislocation de la lave émulsionnée selon un mécanisme ménagé, non explosif et sans brassage : écoulement pyroclastique	Ecoulements pyroclastiques évolués + déferlantes pyroclastique + "nuage ardent" + saupoudrage et remaniement

La production d'une brèche ou d'un agglomérat (conglomérat) dépend de la structure de l'émulsion initiale.

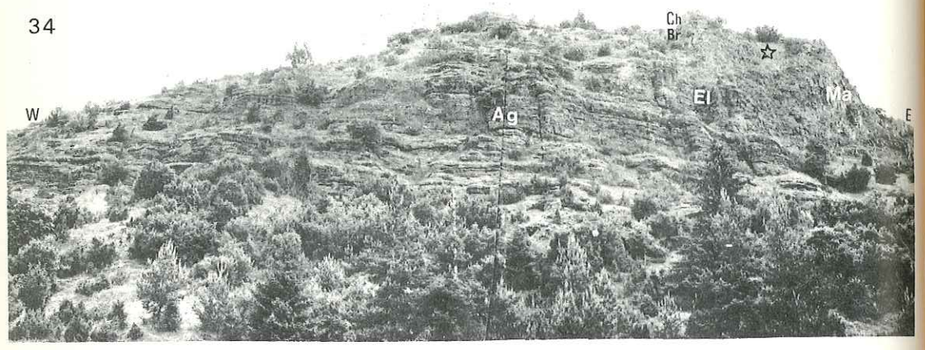
°°°

Planches

33



34



35

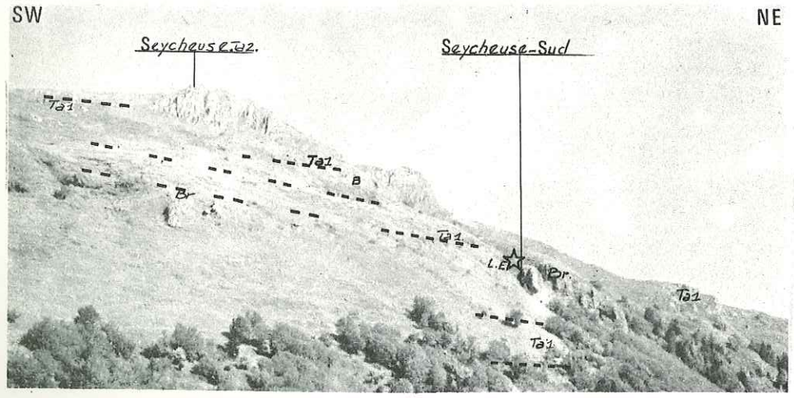


PLANCHE 12

Les centres d'émissions de "conglomérats" (agglomérats) et de brèches

Photo 33 : Auzolles - Corps axial du centre d'émission d'agglomérats.

Photo 34 : Moitié W. de l'appareil.

Ma : masse axiale lavique à dominante basaltique : superposition d'éléments laviques séparés par des discontinuités mal définies (frange d'autobréchification, joints et parois froides). La structure de la lave est celle d'une émulsion (juxtaposition de plusieurs liquides basaltiques et trachyandésitiques).

El : corps lavique latéral : les éléments laviques sont moins nombreux et mieux individualisés. L'instabilité de la lave émulsionnée est marquée par une dislocation débutante (émulsion mécanique).

Ag : agglomérat stratifié : la moitié inférieure des agglomérats dépend de coulées observables à la même altitude sur le flanc E. du corps axial (non visible sur les photos 33 et 34).

La moitié supérieure des agglomérats résulte de l'évolution latérale de l'empilement lavique latéral (El).

Br : strates bréchiques sommitales s'apparentant aux brèches de Seycheuse.

Ch : chapeau bréchique terminal.

Ba : filon basaltique (N100°E) tardif.

Photo 35 : Seycheuse-Sud : centre d'émission de brèches.

L.E. : laves émulsionnées

Br : brèches

Les coulées de laves émulsionnées (L.E.) figurent sur le flanc W des monolithes de brèches (Br) et dans les ravins qui entaillent les monolithes les plus à l'W. L'appareil s'intercale entre plusieurs coulées de trachyandésites sombres à olivine (Ta1).

B : basalte

PLANCHE 13

La coulée de lave émulsionnée -
Tuyau de dégazage au sein d'une brèche

Photo 36 : Auzolles - dislocation d'une lave émulsionnée.

Dislocation (d) débutante d'une coulée de lave émulsionnée ; l'érosion qui affecte préférentiellement le liquide riche en éclats, souligne les gouttes de laves.

Au toit de la coulée s'observent quelques plans de friction.

Photo 37 : Auzolles - tuyau de dégazage (Td).

On note la déformation des interstrates tuffacées (In) recouvertes par une brèche d'aspect peu différent des dépôts de Seycheuse.

Ex. : moitié E. de l'appareil, strates bréchiques sommitales.

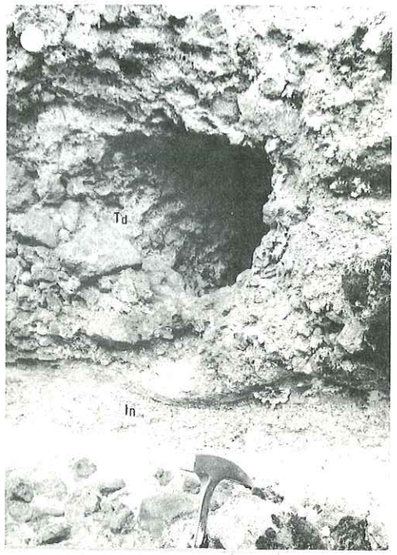
Photo 38 : Seycheuse - structure d'une lave émulsionnée (L.E.).

Quelques gouttes s'isolent au sein d'une lave émulsionnée macroscopiquement homogène.
A gauche de la photo, l'érosion souligne l'hétérogénéité intime de cette lave.

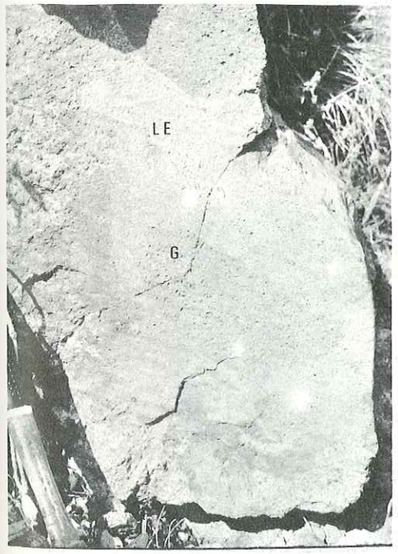
Photo 39 : Seycheuse - bréchification (B) de la partie basale d'une coulée de lave émulsionnée (L.E.)

36

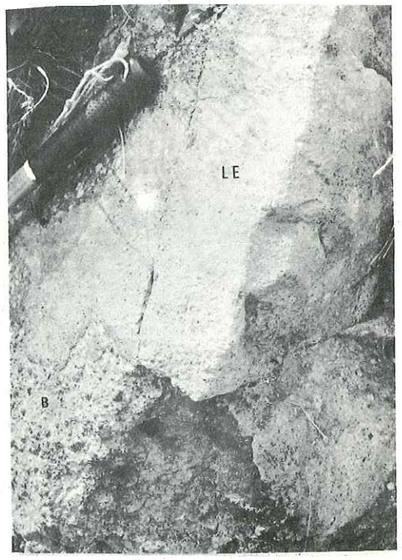
37



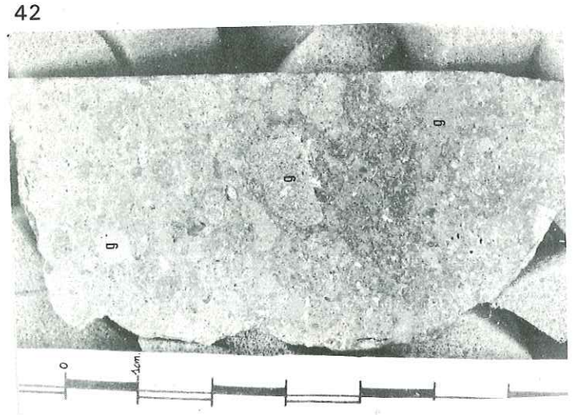
38



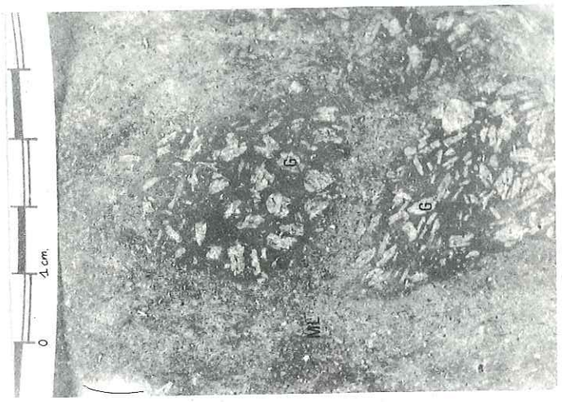
39



42



41



40

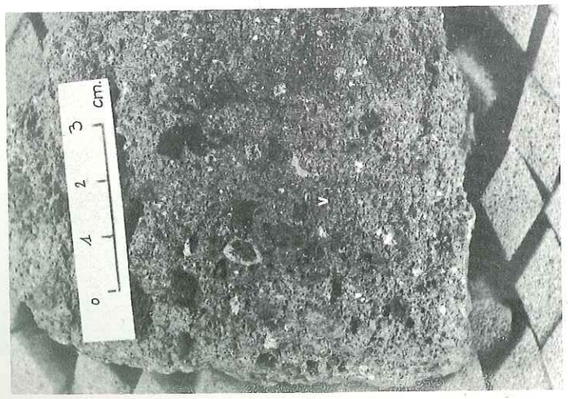


PLANCHE 14

Auzolles - Echantillons de lave émulsionnée
et de tufs vésiculés.

Photo 40 : Tuf vésiculé d'Auzolles-Bas.

Matrice vésiculée d'une strate d'agglomérat.
Ex. : 1045 m d'altitude, chemin qui domine
Auzolles-Bas.

Photo 41 : Lave émulsionnée à gouttes (G) porphyriques
de trachyandésites à olivine.

La matrice lavique (ML) est particulièrement
riche en éclats (voir photo 58).

Ech. N.11.10.

Photo 42 : Lave émulsionnée : gouttelettes (g) entas -
sées (voir photo 54).

Ech. AZ.11

PLANCHE 15

Relations basaltes - trachyandésites
(Auzolles)

Photo 43 : Bordure festonnée ; relations trachyandésites (Ta2) - basalte cristallisé (B1) - basaltes vitreux et bulleux (B2).

Le basalte vitreux B2 représente la paroi froide du basalte B1 ; cette paroi est mécaniquement disloquée par le trachyandésite ; celui ci a également séparé une gouttelette de la goutte prismatique (B1).

Ech. N.11.4.

Photo 44 : Appauvrissement en phénocristaux et en minerais sur la bordure (if) d'un trachyandésite (Ta2) en relation avec un basalte bulleux et vitreux (B1).

Une gouttelette basaltique,en fer de lance,est incluse dans le trachyandésite.

Le trachyandésite pénètre dans le basalte (golfe à gauche de la photo) à la faveur d'une vacuole de ce dernier.

Ech. AZ.81 - LM 40.502

Photo 45 : Relation trachyandésite - dolérite - basalte.

B : basalte vitreux et bulleux

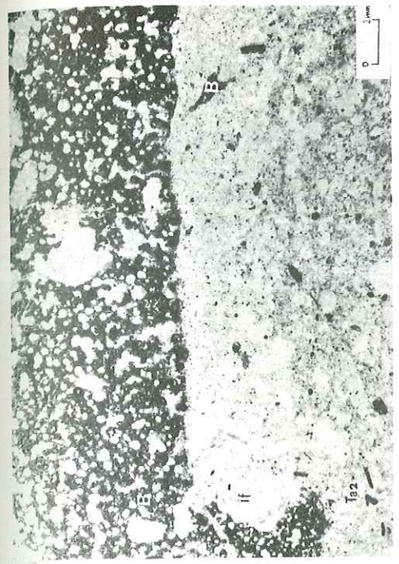
D : microdolérite dont l'interface avec le trachyandésite est moins tranchée.

Ech. AZ.62 - LM 40.490

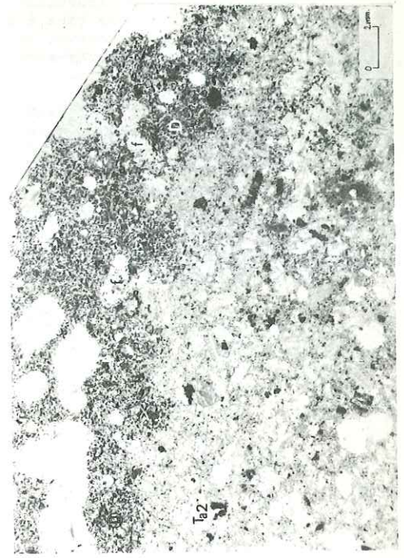
Photo 46 : Bordure festonnée d'une dolérite (D) au contact d'un trachyandésite (Ta).

Les vacuoles de la dolérite sont envahies par la masse feldspathique (f) du trachyandésite.

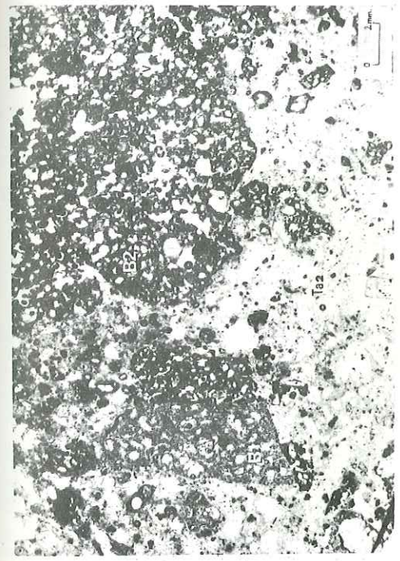
44



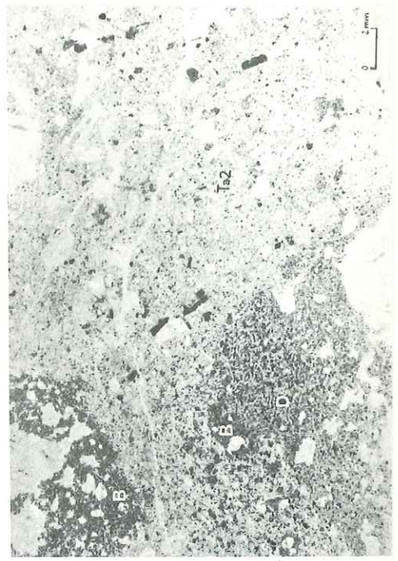
46



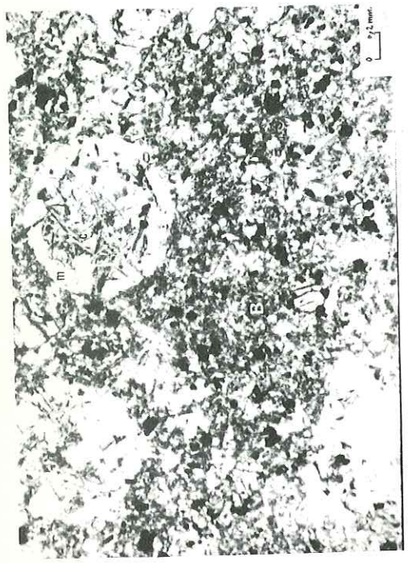
43



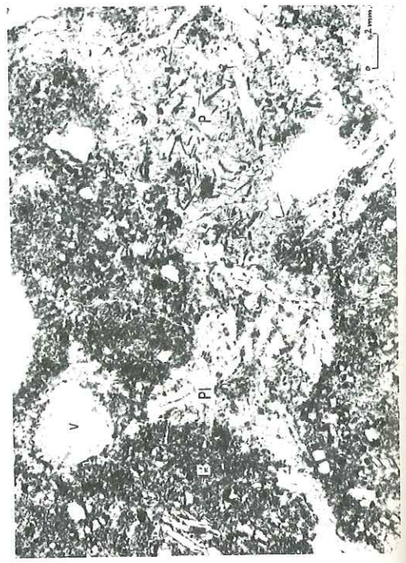
45



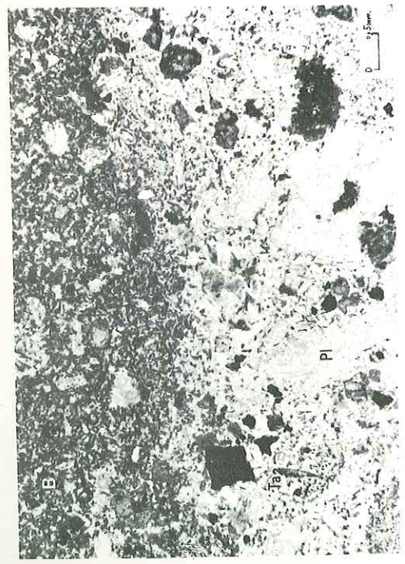
49



50



48



47

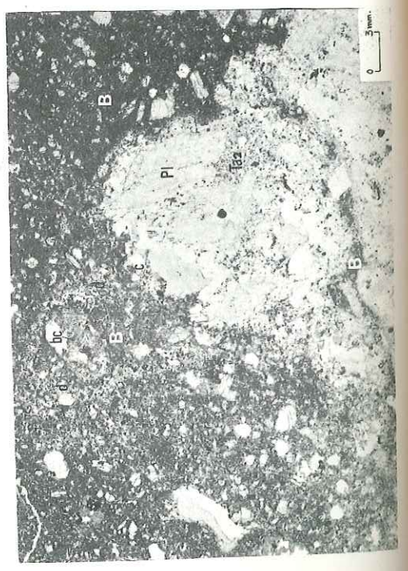


PLANCHE 16

Auzolles - Modifications au sein des basaltes
en relations avec les trachyandésites

Photo 47 : Bulles et diffusion au front d'un trachyandésite.

B : basalte
Ta2: trachyandésite (Pl : plagioclase à large frange alcaline).
d : zone de diffusion de la masse feldspathique du trachyandésite.
bc : bulle à cristaux aciculaires en gerbes ou en traces de balais et à larges plages de verre limpide (indices d'une cristallisation rapide).
c : même structure que celle de la bulle (bc), conservée au front du trachyandésite.

Ech. : Az.42.

Photo 48 : Relations basaltes-trachyandésites.

B : basalte
Ta : trachyandésite à plagioclases (Pl) bordés d'une large frange alcaline.

Ech. : AZ.75 - LM 40.497

Photo 49 : Bulles à structures micropegmatitoïdes dans le basalte de la photo 48.

m : manchon feldspathique
c : structure aciculaire des cristaux de la bulle
B : basalte

Ech. : AZ.75 - LM 40.497

Photo 50 : Micropegmatitoïde.

v : vésicule bordé d'une zone feldspathique en relation avec celle qui comporte le plagioclase (Pl) ; cette dernière, qui prolonge le micropegmatitoïde, serait l'équivalent du manchon feldspathique de la bulle de la Ph.49.

Ech. : AZ.74 - LM 40.496.

PLANCHE 17

Auzolles - Relations entre trachyandésites

Photo 51 : Gouttes leucocrates (Ta3) au sein d'un faciès sombre (Ta1).

Le trachyandésite clair possède fréquemment une auréole (if) appauvrie en phénocristaux et en minerais. Ce cas s'apparente à celui de la photo 44.

Ech. : AZ.61 - LM. 40.489

Photo 52 : Relations entre trachyandésites clairs (Ta3) et sombres (Ta1).

La dislocation du trachyandésite sombre (Ta1) débute le long de certains plans de glissements.

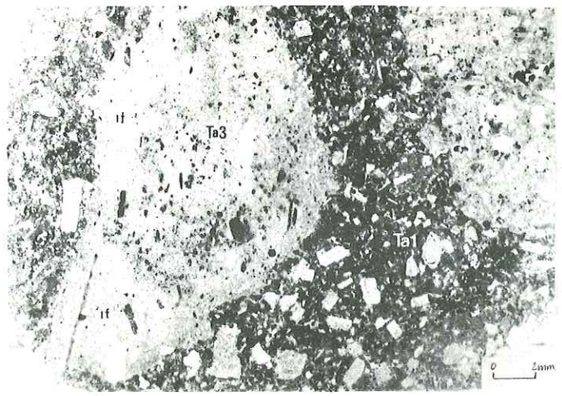
L'interface entre les deux phases est sinueuse mais n'est pas véritablement festonnée, à la façon des contacts basaltes-trachyandésites.

Photo 53 : Conservation, au sein d'une lave mécaniquement émulsionnée", des relations entre deux trachyandésites.

Ta3 : trachyandésite à amphibole
A : lave aphyrique
L.E. : lave émulsionnée : gouttelettes entassées et adjacentes ou bordées par une gaine de fragments (cristaux et globules laviques)

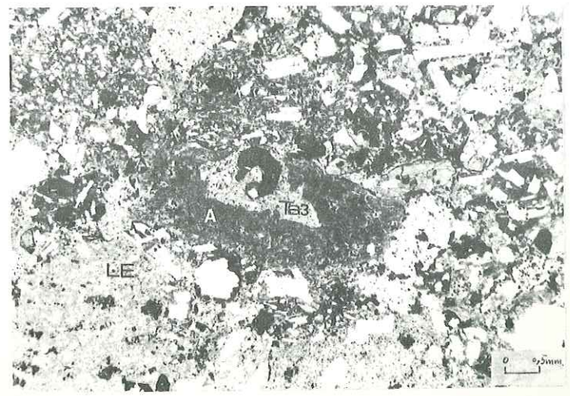
Ech. : AZ 11.

51



52

53



55

54

PLANCHE 18

Auzolles - Lave émulsionnée

Photo 54 : Faciès à gouttelettes adjacentes et parfois allongées.

f : faciès aphyrique allongé.

Photo 55 : Faciès ubiquiste de lave finement émulsionnée.

La dislocation des gouttelettes est assez poussée ce qu'atteste l'abondance des fragments (cristaux et globules) séparant ces gouttelettes.

Remarque : Tous les trachyandésites de la vallée de l'Alagnon figurent dans ces deux échantillons.

PLANCHE 19

Auzolles - Lave émulsionnée

Photo 56 : Faciès de lave macroscopiquement homogène :

Stade évolué de la dislocation des gouttelettes de lave.

Ce faciès est situé à 10 m du front de la coulée de lave.

Photo 57 : Faciès riche en gouttelettes aphyriques (A).

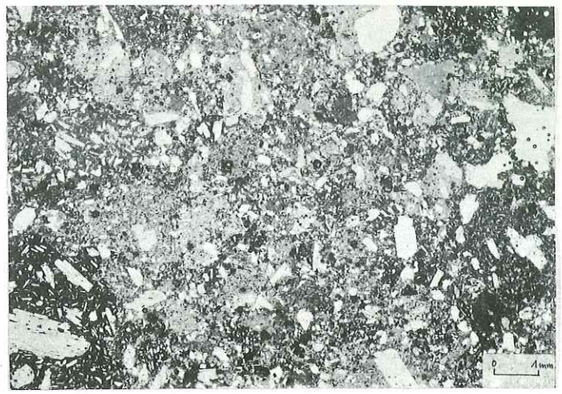
La lave matricielle qui les renferme est riche en cristaux subautomorphes et en éclats de taille assez élevée.(Et).

Photo 58 : Dislocation d'une goutte.

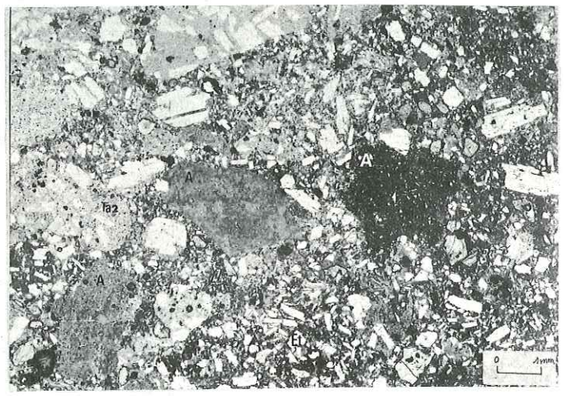
Le tronçonnement (t) des cristaux intervient à l'intérieur de la goutte de trachyandésite à olivine (Ta1).

La richesse en éclats du liquide matriciel préfigure celle de l'agglomérat.

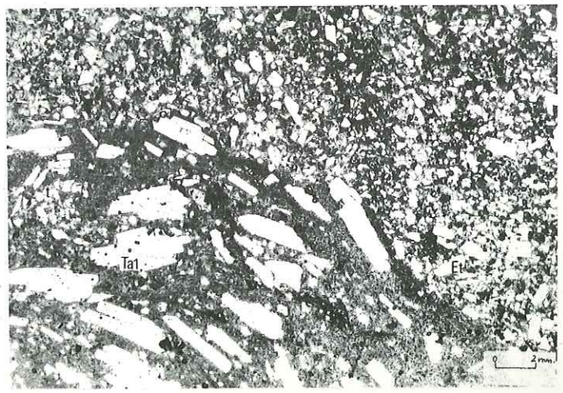
56



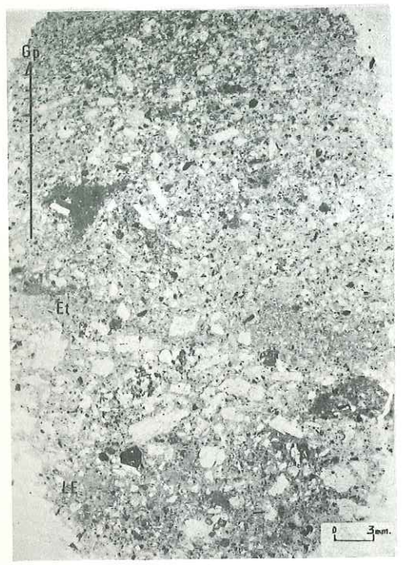
57



58

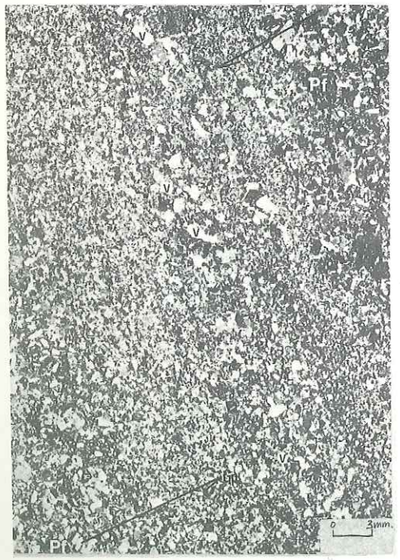


60



61

62



63

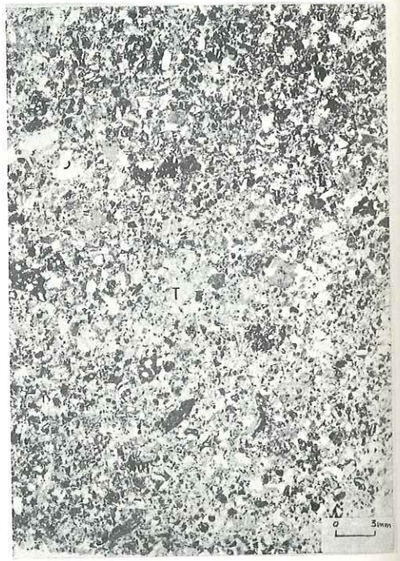


PLANCHE 20

Auzolles - Passage de la lave émulsionnée à l'agglomérat :
Augmentation des frictions

Photo 60 : Zone de frictions.

Gp : gradient de "pulvérisation" des éclats au sein d'une bande.
LE : lave émulsionnée : gouttelettes entassées ou séparées par les produits de leur dislocation (émulsion mécanique).
Et : bande lavique riche en tronçons (plan de cisaillement).

Ech.: N.11.09.2.

Photo 61 : ibid.

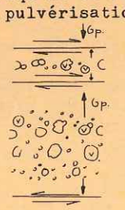
Pf : "bandes de friction"
o : obstacle (gouttelette déchaussée) impliquant une déformation de la bandelette (b)
LE : lave émulsionnée (analogue à la photo 60); sa dislocation débute avec le tronçonnement sur place des cristaux (t). Les gouttelettes les plus grosses (o) constituent des noyaux résistants; le tronçonnement est plus poussé autour de ces noyaux qui se trouvent déchaussés.

Ech.: N.11.09.1.(même échantillon que photo 60).

Photo 62 : Structure de la lave à moins de 1 m du front lavique. (Exagération des structures de la photo 61).

On distingue plusieurs "bandes de friction" (Pf.).La bande centrale et celles situées en haut (à droite) et en bas (à gauche) comportent des vésicules millimétriques(v) au sein d'une lave matricielle encore riche en gros tronçons. La fragmentation augmente lorsqu'on se rapproche de la zone centrale (les gradients de pulvérisation sont "normaux" ou "inverses").

Ce mécanisme préfigure les "granoclassements" normaux et inverse des agglomérats



Ech.: N.11.16. La couleur noire de cet échantillon est due à la structure vitreuse de la lave.

Photo 63 : Matrice tuffacée de l'agglomérat.

Cet échantillon comporte de nombreux espaces intergranulaires à remplissage pneumatogènes. L'aspect de cette matrice diffère peu de celui de la lave de la photo 62.

Ech.: N.11.18. Les fragments de lave sont, pour la plupart, vitreux.

PLANCHE 21

Seycheuse - Dislocation de la lave émulsionnée

Photo 64 : Fragmentation d'une goutte au sein d'une coulée de lave.

- Ta1 : goutte de trachyandésite à olivine
- a : plagioclase automorphe
- t : plagioclases lézardés ou tronçonnés sur place
- Et : lave émulsionnée riche en éclats feldspathiques
- D : sens de la fragmentation de la lave.

Photo 65 : Allongement d'une goutte (Ta1) et structure planaire d'une lave riche en éclats.

La fragmentation des tronçons est inégale de part et d'autre de la goutte.

Photo 66 : Plans de friction et vésiculation tardive.

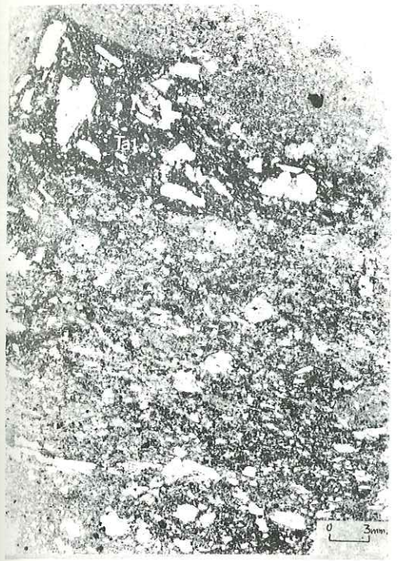
La fragmentation des éclats est inégale au sein d'une lave percée de bulles (parfois polylobées) comportant souvent des rosettes de tridymite.

Ech. : E.8.4.

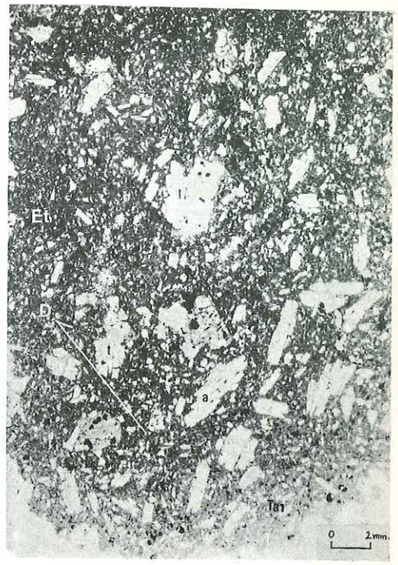
Photo 67 : Matrice de la brèche.

Faciès ubiquiste des brèches stratifiées de l'Alagnon : blocs vitreux mais inégalement vésiculés.

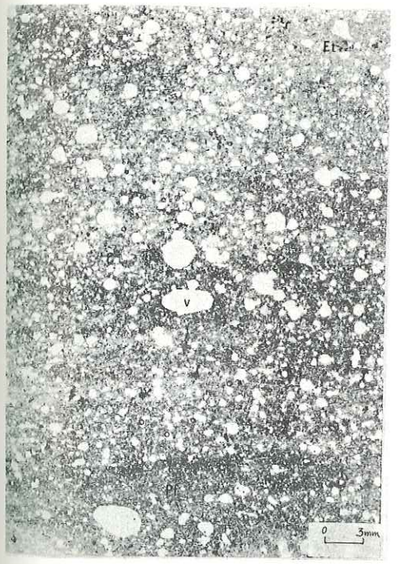
65



64



66



67

68

69

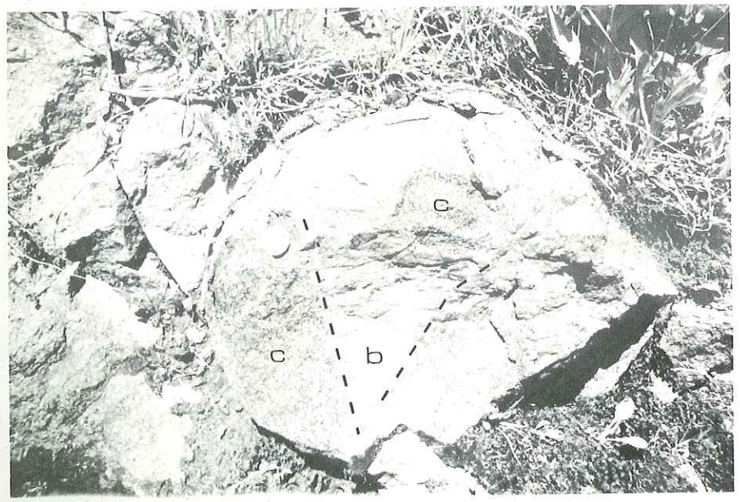


PLANCHE 22

Les Gardes - cheminée de laves émulsionnées.

Photo 68 : Les constituants.

Cumulat noir (c) et trachyandésite (Ta)

Ic : faciès situé entre les boules noires (c), riche en cpx et appauvri en amph.

Photo 69 : Les constituants.

Basalte (b) s'injectant dans un cumulat noir (c)

PLANCHE 23

Les Gardes - relations entre les divers constituants

Photo 70 : Relations Basalte-Trachyandésite (masse centrale)

Les deux zones basaltiques figurant sur la photo appartiennent au même filet basaltique.

La partie inférieure de la photo illustre la dislocation en gouttelettes du basalte pouvant être prolongé par plusieurs apophyses.

Photo 71 : ibid - Détail des gouttelettes détachées du basalte.

La bordure festonnée du basalte est particulièrement nette dans cette zone.

Sur les photos 70 et 71 les cristaux du trachyandésite (Ta2) s'orientent parallèlement au contact.

Photo 72 : Passage d'un basalte à un faciès riche en amphibole (zone S.E.).

B : basalte à très fines amphiboles toujours saines.

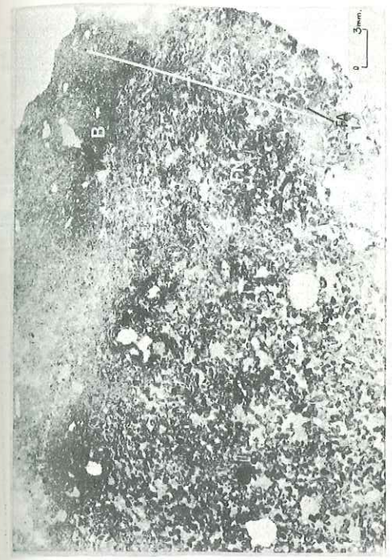
T : zone de transition riche en amph. déjà résorbées, roulées ou tronçonnées. L'orientation générale de cette zone est soulignée par les "lentilles osmotiques" à matériel leucocrate (feldspaths).

FN : faciès noir riche en amphibole. Il peut être localement bulleux.

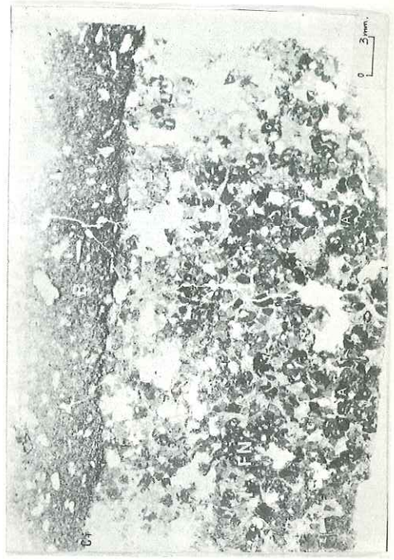
Photo 73 : Interface basalte-faciès à amphibole (Zone S.E.).

Ce type d'interface tranché intervient lorsque le basalte s'est injecté dans le faciès noir à amphibole (voir photo 69).

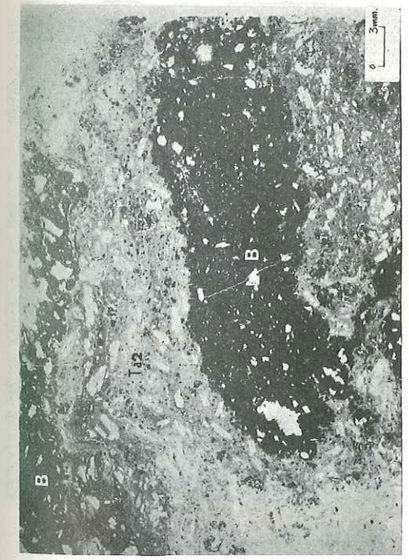
72



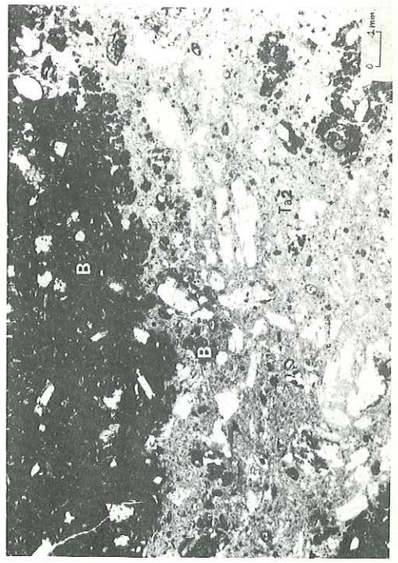
73



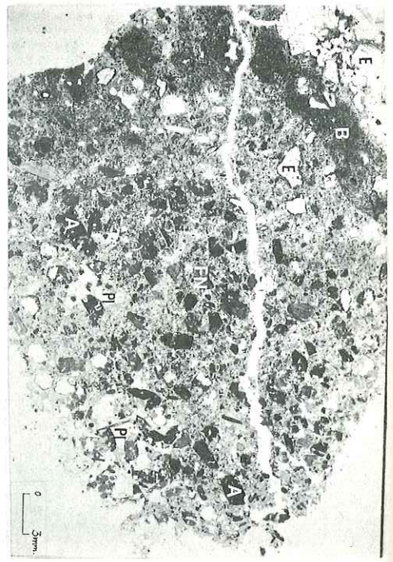
70



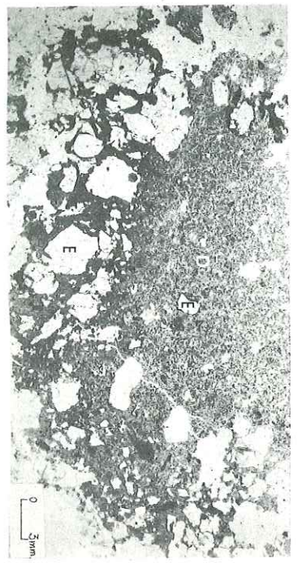
71



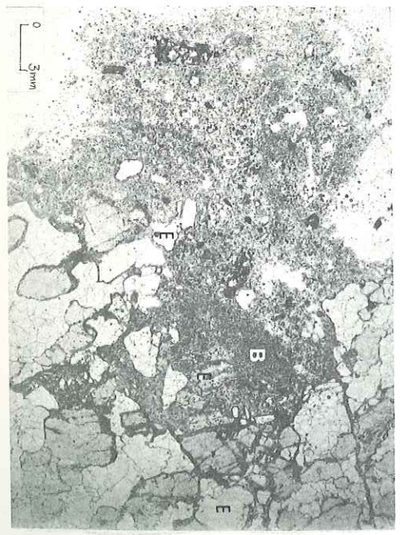
74



75



76



77

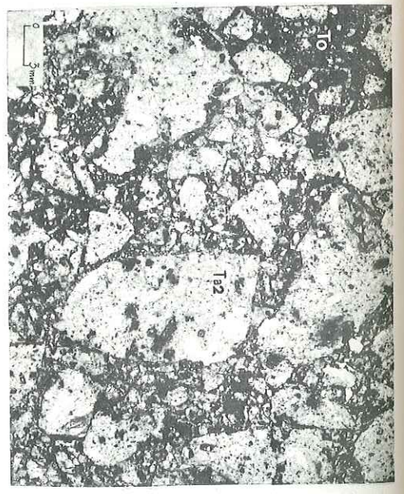


PLANCHE 24

Les Gardes (Zone S.E.) - Relations entre un xénolithe (gneiss catazonal) et des laves basaltiques modifiées

Photo 74 : Relation xénolithe-basalte-faciès à amphibole.

E : gneiss catazonal

B : basalte partiellement disloqué (en bas à gauche).

FN : faciès noir à amphibole brune (A) et rares plagioclases (Pl) poecilitiques.

Ech. : G.142

Photo 75 : Relation xénolithe (E) - microdolérite (D)

Ce type de contact est assez fréquent. On ne note pas d'interface nette entre le liquide de fusion du xénolithe et la microdolérite.

Ech. : G.19'

Photo 76 : Relation xénolithe (E) - basalte (B) - microdolérite.

La microdolérite peut localement s'injecter entre des globules basaltiques moins cristallisés dont l'un est conservé au front du basalte.

Photo 77 : Brèche au sein du liquide trachyandésitique.

To : trachyandésite opacifié
Ta2 : trachyandésite dont les minéraux ferromagnésiens sont fortement résorbés.

Ech. : G4.

PLANCHE 25

Zone S.E. : Les cumulats noirs et les faciès riches en amphibole brune

Photo 78 : Faciès noir à grain fin.

Les amphiboles brunes automorphes sont isolées et sont réparties également dans tout l'échantillon.

Ech. : G8'

Photo 79 : Cumulat noir.

A : amphibole brune ; larges plages adjacentes.

ol : olivine peu serpentinisée

Ech. :Ce 22 (Vatin-Pérignon, 1966).

Photo 80 : Relations amphibole-clinopyroxène 1 et 3.

A : amphibole brune

Cpx 1 : englobé par l'amphibole et en cours de résorption.

o : oxydes opaques accompagnant le cpx 3

Ech. : Ce 22

Photo 81 : Plagioclase au sein d'un cumulat noir.

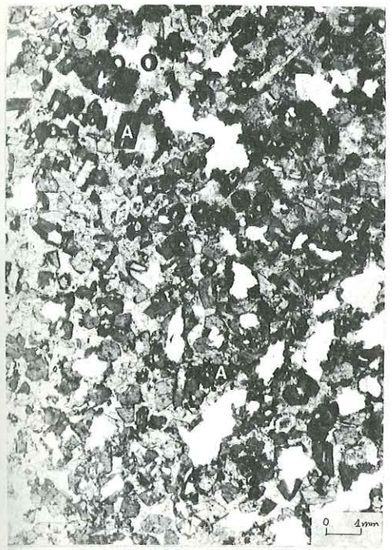
Pl : plagioclase

A : amphibole brune

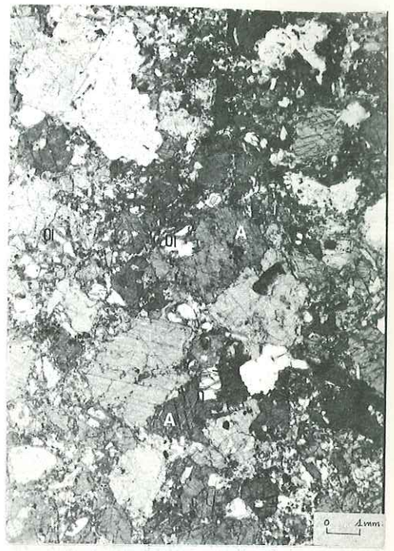
V : verre brun

Ech. : Ce 22

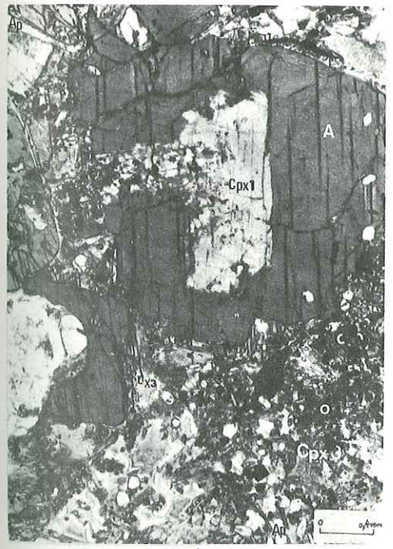
78



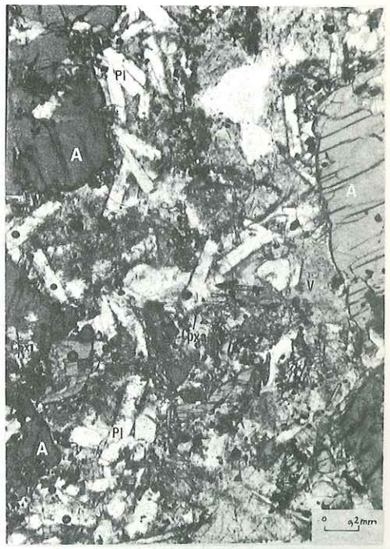
79



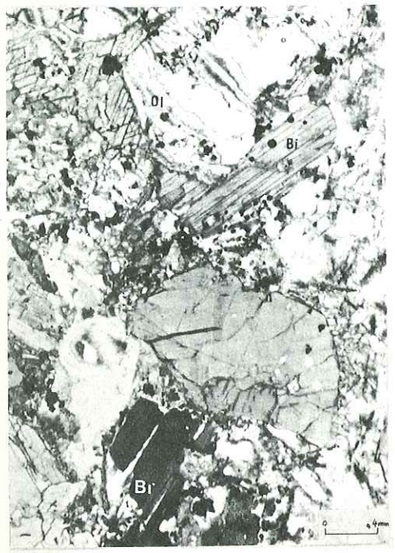
80



81

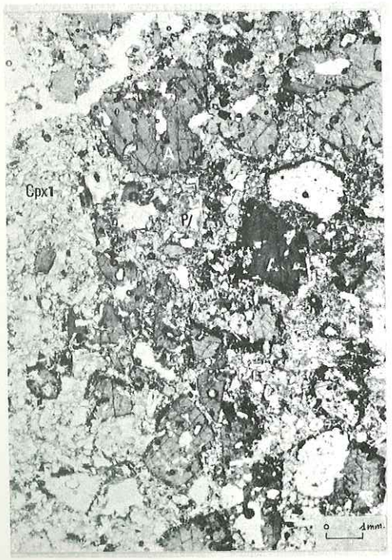


82



83

84



85

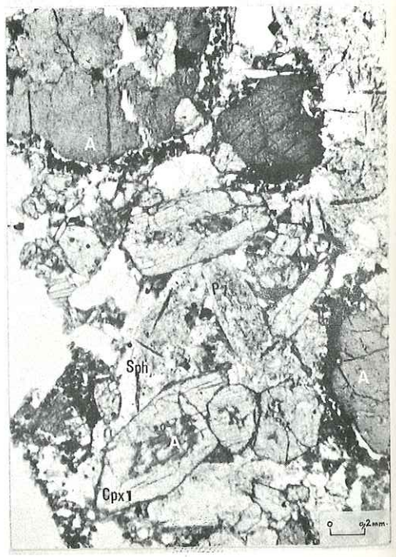


PLANCHE 26

Quelques particularités des faciès à amphibole

Photo 82 : Biotites au sein du cumulat noir.

Bi 1 : biotites

A : amphibole

Ol : olivine (altérée)

Ech. : Ce 22.

Photo 83 : Le clinopyroxène 3 en relation avec l'amphibole brune.

Le Cpx 1 est englobé par l'amphibole brune(A) celle-ci est encadrée par le Cpx 3 et les oxydes opaques (o).

Ech. : G8' (photo 78)

Photo 84 : Faciès séparant les boules noires de la photo 79.

La quantité de clinopyroxène (Cpx 1 et 2) et de plagioclase (Pl) est égale à celle de l'amphibole.

Ech. : G9.

Photo 85 : Ibid - Détail.

Pl : plagioclase chagriné

Sph : sphène

A : amphibole brune bordée d'oxydes opaques (o) et de cpx 3

Cpx1: à coeur parfois résorbé par l'amphibole (A).

PLANCHE 27

Les faciès à plagioclase de la zone S.E.

Photo 86 : Relations Basalte (B) - faciès à plagioclase (FC) - faciès noir à amphibole (FN).

Aucune interface nette ne sépare le faciès noir du faciès à plagioclase.

Le basalte est conservé en globule au sein du faciès clair (voir fig.22)

Ech. : G.10.

Photo 87 : Détail du faciès à plagioclase.

On peut résumer les particularités de ce faciès :

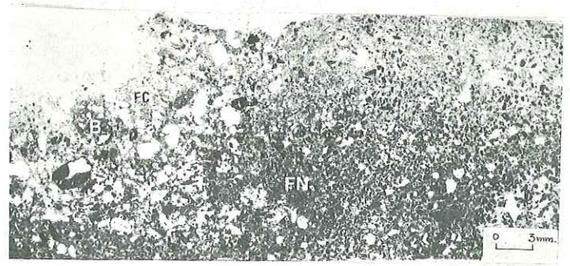
- pauvreté en amphibole,
- richesse en plagioclases à faible développement d'empreintes digitales ("finger print")
- rareté des plagioclases poecilitiques.

Photo 88 : Plagioclase poecilitique (Pl).

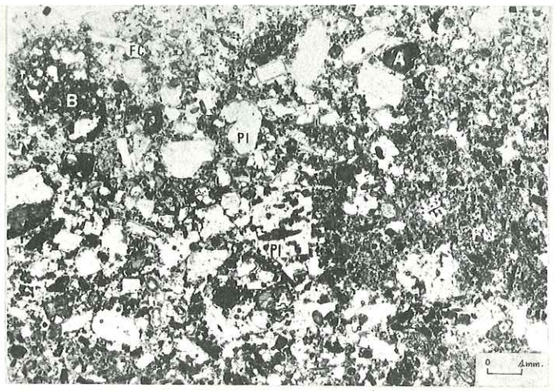
Ce cristal englobe notamment l'amphibole et l'apatite aciculaire.

Il est flanqué de deux plagioclases à empreintes digitales inégalement développées.

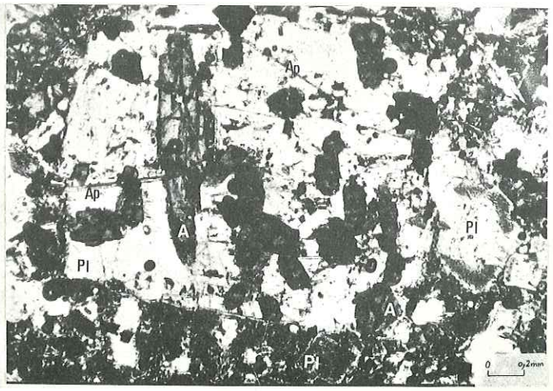
86



87



88



CHAPITRE III

L'EMPREINTE DANS QUELQUES BRECHES DE MECANISMES D'ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES DIFFERANT DE L'EXEMPLE DE SEYCHEUSE OU LE COMPLETANT

L'EMPREINTE, DANS QUELQUES BRECHES DE MECANISMES D'ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES DIFFERANT DE L'EXEMPLE DE SEYCHEUSE OU LE COMPLETANT

Bien que la plupart des faciès de brèches convergent, l'étude détaillée des falaises bréchiques démontre que chacune d'elle possède des particularités signant la dynamique de mise en place de ses matériaux.

Dans les pages qui suivent, j'ai évité de proposer un modèle général et théorique qui serait plus ou moins applicable à l'ensemble des dépôts bréchiques des écoulements pyroclastiques. L'état actuel des travaux dans le Cantal n'en est qu'au stade de la collecte des données. Je chercherai à compléter les observations sur le centre d'émission de Seycheuse par quelques exemples. Mon but est de démontrer que d'autres modèles de préparation et d'écoulement complètent ou diffèrent de ceux présentés dans le chapitre précédent.

Je présenterai successivement :

A - Quelques exemples de falaises de brèches stratifiées pour illustrer notamment :

a/ l'influence de la morphologie du substrat sur la dynamique des écoulements pyroclastiques ;

b/ l'existence de types de centres d'émissions différents de celui de Seycheuse.

B - Quelques exemples de falaises bréchiques "zonées" (mal stratifiées) dont les particularités dépendent soit du mode de bréchification (brèche blanche) soit de modifications des matériaux au cours ou à l'arrêt d'un écoulement pyroclastique (fluage des brèches de Laveissière ; semelle des langues bréchiques).

C - Quelques exemples (en annexe) de dépôts d'avalanches ardentes dont les caractères permettent de mesurer les différences entre les "nuées ardentes" (s.l.) et les types d'écoulements pyroclastiques décrits.

°°°

A - LES BRECHES STRATIFIEES

INTRODUCTION

Il m'apparaît utile de présenter plusieurs exemples différant par leur structure :

- les brèches de Chambeuil et d'Anterroches présentent des caractères d'agglomérats ; la première s'incline de plus de 10° et sa base contournée est parfaitement visible ; la seconde est subhorizontale ou pentée de 20° selon le lieu.
- Je comparerai les brèches subhorizontales et bien stratifiées du Rocher du Bec de l'Aigle aux brèches chaotiques du Rocher Redon ; leur centre d'émission diffère de celui de Seycheuse.

- Le centre d'émission d'Anterroches/Les Gouttes s'apparente au précédent ; il présente en plus une zone centrale affaissée ("subsidente").
- Les brèches de la Forêt des Belles Aigues se disposent d'une façon radiaire autour d'un point de sortie.

A1. - LES BRECHES DE LA REGION DE CHAMBEUIL

La gorge de Chambeuil est entaillée, 300 m au S. du village, dans une falaise de brèches observables sur les deux rives sur plus de 250 m de long et 20 m de haut. Son toit irrégulier est comblé par une coulée de trachyandésite porphyrique à olivine.

L'affleurement en rive droite est continu, son contact inférieur se suit de 1035 m à 960 m d'altitude ; il est jalonné de panneaux tuffacés de dépôts antérieurs, en place de façon discontinue au fond de ravin.

Le pendage d'ensemble de la brèche peut être évalué à 15° environ (18 à 20° pour la partie amont, et 12 à 13° en-dessous de 1000 m d'altitude).

A1.1. Etude de la rive droite du ruisseau de Chambeuil *Fig. 24*.

L'étude de la rive droite permet de préciser les modalités de la mise en place des brèches, par comparaison entre la partie amont de la falaise (où une brèche chaotique cascade au-dessus d'un ancien dépôt d'avalanche ardente) et l'aval de l'affleurement, à stratification et litage net.

a - Dans la partie amont quelques strates métriques ressortent mal de la falaise indurée, à matrice brun-beige soudant bien des blocs vitreux noirs, pour l'essentiel centi- et décimétriques, mais dont la granulométrie est étalée de 1 mm à 50 cm.

La brèche de semelle ravine et laboure des tufs lités, friables et les dépôts gris clair de l'avalanche ardente. Cette brèche se distingue :

- par une matrice friable, colorée en rose, beige ou brun, riche en panneaux et fragments des dépôts sous-jacents et souvent de granulométrie assez grossière (sableuse à graveleuse) ;
- par ses éléments néogènes, vésiculés, milli- à centimétriques et sombres qui se modifient en prenant un ton plus gris-clair en périphérie (les couleurs jaunâtres à miel observées en lame mince laissent supposer une hydratation du verre) ;
- par la présence de paquets déci- et métriques de laves bulleuses bréchifiées.

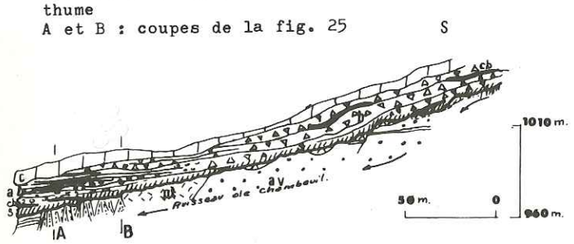
Une observation faite en rive gauche, à 1010 m d'altitude (quelques mètres à l'amont du dépôt d'avalanche ardente gris-clair déjà mentionné), permet d'apprécier l'origine de ces paquets bréchifiés. En effet, des panneaux analogues se détachent d'un lambeau de lave bulleuse, subhorizontal, long de 10 m environ et épais de l'ordre de 2 m. Il est important de noter :

1) que ce lambeau est ce qui reste d'une coulée de lave, à base et toit scoriacés et à débit en plaquettes horizontales ;
2) que celle-ci disparaît vers l'amont, par rupture en panneaux, au profit d'une brèche dont l'allure est celle de la semelle décrite précédemment ;
3) qu'elle est recouverte par une strate de brèche, localement horizontale, capable de lui arracher quelques fragments et de la raviner sur son côté aval quand elle disparaît brutalement ;

Fig. 24 - Coupe longitudinale de la brèche du ruisseau de Chambeuil rive droite.

b : brèche; a : brèche stratifiée (évolution de type agglomérat); s : semelle chaotique; cb : lambeau de coulée de lave (trachyandésite à olivine); av : avalanche ardente; pt : panneaux de tufs (dont les dépôts de la coulée de ponces à enclaves de la région de Chambeuil); c : coulée de trachyandésite à olivine, tardive ou posthume

A et B : coupes de la fig. 25



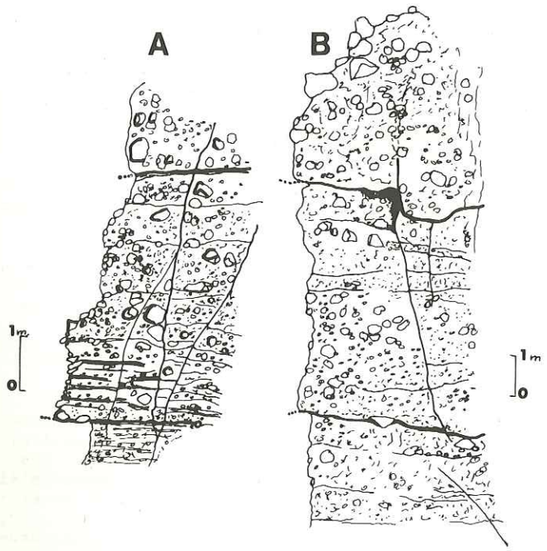


Fig. 25 - Brèche de Chambeuil : détail de la partie aval.

A - Acquisition du "litage" dans la partie inférieure d'une strate.

B - Début de formation des joints au sein de trois strates massives.

La position des coupes est située sur la fig. 24.

4) que la lave, gris-clair, est homogène et diffère en cela des coulées d'Auzolles-Seycheuse.

Cette observation n'est pas unique et a pu être renouvelée :

1) en rive droite à la base de la partie aval de la falaise, où deux lambeaux au moins de coulées se superposent ; l'un d'eux, épais de 1,5 m, rubéfie des strates alternantes de cendres et ponces et peut disparaître vers l'amont au profit d'une brèche à panneaux et réapparaître quelques mètres plus loin ;

2) au pied de la falaise (altitude 1000 m) qui alimente l'écroulement de Bouriges 600 m au S.E. du village de Chambeuil où une coulée à toit et mur scoriacés est localement démantelée par une brèche riche en panneaux allogènes de cendres et de ponces.

Je conclurai en faisant remarquer que les caractères de cette semelle l'apparentent beaucoup plus à un lahar qu'à un dépôt de courant fluidifié turbulent ; je reviendrai sur ce point ultérieurement (chap.III §B2.2).

a - Avant de présenter la partie aval de la gorge de Chambeuil, il convient d'insister sur les faits suivants :

1) l'altitude 990-1000 m marque la base des falaises de brèches sur près de 1,2 km de long, depuis le replat de Combrelles jusqu'à la falaise alimentant l'écroulement de Bouriges ;

2) un thalweg situé entre cette dernière falaise et les gorges de Chambeuil n'offre qu'une coupe dans les terrains plus anciens ;

3) dans les gorges de Chambeuil, l'altitude de 1000 m marque une zone de ressauts où disparaît le lambeau de coulée de la rive gauche, précédant une zone caractérisée par un changement assez brutal de l'aspect des strates qui deviennent de plus en plus litées.

c - La partie aval : Fig. 25 .

Au-dessus de la brèche de base à lambeaux de lave, déjà décrite, affleurent au moins trois strates métriques (dont la puissance maximale ne dépasse pas 5 m), qui se superposent en déterminant de petits surplombs. 60 m à l'amont d'un moulin en ruines (rive droite à 960 m d'altitude environ) la strate la plus chaotique domine les deux autres, où des joints produisent un litage, fruste dans l'unité médiane et plus régulier dans la strate inférieure. A 20 m du moulin, les strates sont moins repérables, mais le litage est marqué et tend à devenir centimétrique à la base de la masse inférieure. Celle-ci est également la plus riche en matrice, englobant des blocs centimétriques, subarrondis et parfois groupés en convois.

Dans la partie aval de la falaise, les strates subhorizontales peuvent donc acquérir un litage fin et régulier, alors que la pente du substrat est localement la plus faible et ne dépasse pas 13° ; inversement, dans la partie amont où cette paléopente atteint presque 20° (en moyenne), les strates sont particulièrement chaotiques et capables de raviner.

A1.2. Interprétation

Chaque strate de brèche, considérée comme un dépôt d'écoulement pyroclastique, tend, vers son front, à acquérir l'aspect d'agglomérats lités.

L'acquisition du litage et d'une plus grande quantité de matrice dépend :

1) de la variation du mouvement (accélération) au niveau des ressauts que détermine le substrat (dépôts des avalanches ardentes grises) ;

2) de l'acquisition d'un régime d'écoulement laminaire dès que la pente s'atténue (paléopente plus faible et régularisation par les dépôts de nuées chaotiques à lambeaux de lave). On peut considérer que les frictions au sein des fluides assez visqueux engendrent, par cisaillements, les joints qui délimitent les filets d'écoulement.

S'il est possible d'appliquer le modèle d'Auzolles à cette dynamique d'écoulement, on peut conclure que si les strates de la partie aval portent l'empreinte d'un écoulement laminaire, rien ne permet d'exclure son application aux écoulements de l'amont, malgré leur aspect chaotique. L'hypothèse d'un écoulement, turbulent à l'amont et laminaire à l'aval, paraît difficile à soutenir ; par contre, le rétablissement d'un régime plus calme après une zone d'accélération serait possible.

Le franchissement des ressauts du substrat a pu déterminer la rupture de la mince coulée de lave conservée en base de falaise, au-dessus de 1000 m d'altitude et retrouvée soit en place à 970 m d'altitude, soit sous forme de paquets entre ces altitudes. On peut envisager le passage d'une coulée de lave à une strate de brèche dont le désordre des panneaux allogènes et la richesse en matrice laissent supposer une mise en place sous forme d'écoulements pyroclastiques, capables de raviner et de cascader.

La cartographie du secteur de Chambeuil permet d'envisager :

1) une canalisation des brèches de la gorge de Chambeuil, expliquant ainsi leur altitude à leur front ; le thalweg actuel se serait déplacé sur le flanc W. de ce remplissage ;

2) le contournement d'une butte, culminant à 1010 m d'altitude, et formée de tufs anciens actuellement entaillés par le premier thalweg à l'E. du ravin de Chambeuil ; ce paléorelief a donc détourné sur son flanc E. les brèches qui dominent la voie ferrée au-dessus de Bouriges et, à l'W. les dépôts des gorges de Chambeuil.

A2. LES BRECHES DE LA REGION D'ANTERROCHES

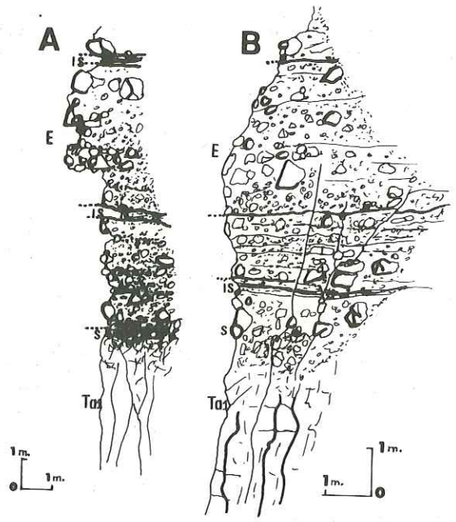
A2.1. Brèche du Bois d'Anterroches

Le détail de cette brèche permet de suivre en continuité, sur 50 m environ de long, l'évolution de strates chaotiques vers de véritables agglomérats lités.

a - A 970 m d'altitude, au N. du château d'Anterroches, cette brèche détermine un monolithe de près de 20 m de haut, qui se subdivise en strates chaotiques, subhorizontales et épaisses de 5 m, séparées par des interstrates décimétriques, formées de cendres sableuses, grises ou beiges, litées ou non, et souvent indurées.

A l'intérieur d'une strate, les matériaux, répartis et disposés sans ordre, ne sont pas classés (mode centi- ou décimétrique et granulométrie étalée de 1mm à 3 m); la matrice, brune ou beige, résulte de la destruction de ces blocs anguleux et compacts, ou subarrondis et vésiculés (les plus nombreux). Quelques blocs, considérés comme enallogènes, possèdent les images d'éclatement des blocs réchauffés.

Fig. 26 - Brèche du Bois d'Anterroches.



A : brèche chaotique (E)

B : début de litage des strates de brèche

Légende :

E : dépôt d'écoulement pyroclastique
Is: interstrate tuffacée ("ash-fall")
s : brèche chaotique de semelle
Ta1 coulée de lave (trachyandésite à ol.)

La coupe A est observable 250 m à l'E du château d'Anterroches, (980 m d'altitude).

La coupe B est située 30 m au S.SE. de A.

La variation des quantités de matrice et de blocs vésiculés aide à distinguer les différentes strates.

La brèche recouvre et emballe les éléments de la surface scoriacée d'une coulée, épaisse de 4 m, de trachyandésite à olivine.

b - A 980 m d'altitude, 250 m à l'E. du château, la brèche à strates métriques recouvre la même coulée de lave dont le toit peut être boursouflé. L'affleurement se suit, sans discontinuité, sur près de 50 m de long ; la brèche évolue, vers le S., à un dépôt lité, par rassemblement de blocs de plus en plus arrondis et par acquisition progressive de matrice et de joints subhorizontaux, qui découpent en lits les passées fines situées entre les convois de blocs. Fig. 26.

A l'extrémité de l'affleurement, les strates comportent des lits de tufs d'épaisseur centi- et décimétrique, et des lentilles de blocs de puissance décimétrique. Les tufs peuvent comporter quelques nids de vésicules.

c - Interprétation

Ces observations ne peuvent s'expliquer que par un modèle, excluant tout brassage ou départ de matériaux par saccade, et favorisant l'acquisition d'un litage subhorizontal. Chaque lit peut s'interpréter comme un filet d'écoulement et les convois de blocs comme une réponse à la conservation de la fluidité d'un écoulement pyroclastique visqueux et laminaire, peu différent des modèles déjà proposés.

L'observation d'une dépression au centre de certains écoulements de brèches de la région de Velzic (vallée de la Jordanne) laisse supposer à P.M.Vincent (comm. orale) le départ de parties plus mobiles qui pourraient ressembler aux produits qui viennent d'être décrits. Toutefois, la qualité de l'affleurement du Bois d'Anterroches ne permet pas de vérifier cette hypothèse.

A2.2. Brèche du Bois d'Empourine (400 m au N.E. du château d'Anterroches)

Il s'agit de la même unité de brèche que celle du Bois d'Anterroches, affleurant sous un faciès peu évolué (strates chaotiques métriques et interstrates cendreuses, litées, décimétriques et localement riches en ponces).

Les strates pendent de l'ordre de 20° vers le N.E. ; l'unité inférieure recouvre et peut incorporer une telle quantité de tufs peu indurés sous-jacents qu'elle prend parfois l'aspect d'un lahar. Cette observation sera discutée plus loin (chap. III § B2.2.)

A3. LE ROCHER DU BEC DE L'AIGLE (1 km au N. de Font d'Alagnon)

L'arête S.S.W. de cette falaise de brèche permet d'étudier, sur près de 100 m de haut, une masse stratifiée qui s'étend vers l'E. sur au moins 1 km de long et se retrouve à l'W. sous le Rocher Redon, à l'altitude de 1590 m. La pente de cette dernière masse est nulle ; le pendage n'atteint pas 10° pour celle de l'E. du Bec de l'Aigle. Cette dernière repose, à 1550 m d'altitude au niveau de l'arête S.S.W., sur une coulée latite à biotite dont elle emballe les fragments.

A3.1. La brèche stratifiée

Les strates métriques sont riches en blocs compacts à scoriacés ou subanguleux, voire ovoïdes, noirs ou brun-rouge, et dont les tailles s'étalent de 1 cm à 1 m. Les éléments décimétriques sont les mieux cristallisés. Se mêlent à ces fragments :

1) quelques éléments allogènes (latites à bi.) pouvant posséder un cortex prismé sur près de 3 cm de long ;

2) de rares panneaux friables de 30 cm de long, formés de l'alternance de cendres, sables ou graviers en bandes bien classées. La matrice rouge, brun, beige ou jaunâtre, est bien indurée et détermine des talus verticaux.

Les strates se distinguent par leur teneur en blocs décimétriques et en matrice, et par la teinte de celle-ci. Elles peuvent parfois être séparées :

- par des lambeaux de coulées de lave homogène, assez bulleuse (à vésicules parfois aplatis), minces (2 m de puissance maximale) et dont la longueur ne dépasse pas 10 m dans beaucoup de cas ;
- par quelques interstrates interprétables comme "ash-fall" et formées : 1) de graviers, sables, cendres et ponces en passées alternantes bien classées ; 2) de ponces à amphibole et biotite, allongées, à contours déformés, et souvent adjacentes ou séparées par un film de cendres brunes ; 3) de cendres brunes ou grises, indurées et à rares ponces jaunes, éparses et centi- ou millimétriques. Ces interstrates ont permis de discerner quelques failles à rejet de moins de 2 m ; l'une d'elles est observable à 1640 m d'altitude, le long du chemin qui descend de la crête.

A3.2. Le centre d'émission

Aucun empilement lavique central n'est observé ; seule, une zone marquée par une intense fumerollisation occupe une position paraissant centrale et affleurant sur un rayon de 200 m au moins, autour d'une borne située à 1690 m d'altitude sur un replat. La brèche qui occupe cette zone est jaunâtre à rose, facilement altérable ; ses blocs se distinguent mal de leur matrice tant leurs contours sont diffus et effacés par les actions fumerolliennes. Sur l'arête S.E. du Bec de l'Aigle, cette zone comporte :

- des projections (blocs scoriacés, décimétriques, disposés à plat et à surface ridée), éparses ou accumulées à proximité du signal du Rocher du Bec de l'Aigle ;
- à l'altitude de 1660 m environ, des éléments laviques de longueur métrique, de 1 m d'épaisseur et à pente nulle ou faible ($\ll$ 10° W.). Ils sont séparés par quelques mètres de brèches paraissant assez chaotiques et qui seraient la partie altérée des brèches stratifiées décrites vers le S.

Cette brèche altérée indique l'emplacement du centre d'émission des brèches stratifiées ; un tel centre diffère peu d'un appareil comme celui situé au S. de l'Aiguillon qui est responsable de l'émission des coulées de lave du Puy du Rocher (chaîne du Plomb du Catanl).

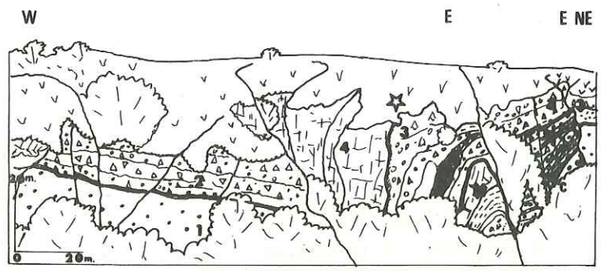
La zone du Rocher Redon/Rocher du Bec de l'Aigle a dû fonctionner à plusieurs reprises et serait responsable de l'émission des brèches puissantes et non litées situées à l'W. du Rocher Redon.

A3.3. Interprétation

Ce type de point d'émission est une réplique, à la même échelle, de l'édifice de Seycheuse à deux restrictions près :

- la présence de coulées de lave homogène s'intercalant entre les strates ;
- l'absence d'un empilement lavique axial analogue à celui de Seycheuse.

Fig. 27 : Panorama du corps central de l'appareil d'Anterroches-Les Gouttes.



Légende : 1 - avalanche ardente (substrat des brèches) 2 - brèches stratifiées (1e période d'émission) basculées de quelques degrés sur le flanc W et de près de 45° à l'E. une coulée (c) mince s'intercale près de la base des brèches du flanc E. 3 - 2e émission de brèches discordantes sur 1et2 (flanc E). 4 émission tardive de lave à structure en bloc. M : monolithe en avant-plan.

En conséquence, il est tentant de rejeter le modèle de genèse proposé pour Auzolles-Seycheuse ; toutefois, comme la masse des brèches possède l'essentiel des caractères de Seycheuse, on ne peut pas conclure.

En ce qui concerne la mise en place des brèches, le modèle de Seycheuse peut encore s'appliquer, mais on ne peut pas exclure une hypothèse d'écoulement turbulent, l'évolution latérale des brèches ne paraissant pas évidente.

A3.4. La brèche du Rocher Redon

a - La brèche

Je présente ici cette brèche,mal stratifiée, pour ses relations avec la brèche du Rocher du Bec de l'Aigle.

Cette unité s'étend vers l'W. sur près de 700 m de long, en direction de la Montagne des Costes. L'épaisseur apparente de l'affleurement atteint 100 m, mais exagère la puissance réelle de cette formation non stratifiée qui paraît fortement pentée sur le versant. Ses relations avec la brèche stratifiée du Bec de l'Aigle ne sont pas parfaitement claires ; la première semble s'emboîter dans la seconde mais un ravin encombré de blocs et de panneaux éboulés les sépare. Comme la brèche subhorizontale du Bec de l'Aigle recouvre une coulée de lave peu pentée (1580 m d'altitude) qui disparaît également vers l'W., on peut penser à un fort "cascadage" de la masse non stratifiée du Rocher Redon au-dessus de ces ensembles.

Absence de classement et hétérométrie caractérisent cette masse ainsi que l'aspect scoriacé de la plupart des éléments néogènes, vitreux, et noirs ou rouges. La matrice, assez grossière et rouge ou brune, englobe une forte proportion de blocs décimétriques qui, par place, paraissent aussi nombreux que ceux de tailles inférieures.

b - Interprétation

Par comparaison avec les langues riches en blocs scoriacés de la vallée de la Jordanne, comme l'arête au S.W. des vacheries de Ramet, cette brèche s'interprète comme un écoulement pyroclastique. On peut supposer une mise en place en une seule venue, selon des processus dynamiques étroitement dépendants de la viscosité, de la vésiculation et du chimisme de la lave riche en olivine. Ces facteurs doivent être déterminants pour expliquer les différences entre ce type de brèches et les falaises stratifiées du Rocher du Bec de l'Aigle, dont la lave pauvre en olivine, contient comme minéraux ferromagnésiens dominants : le clino- et l'orthopyroxène.

A4. CENTRE D'EMISSION D'ANTERROCHES-LES GOUTTES

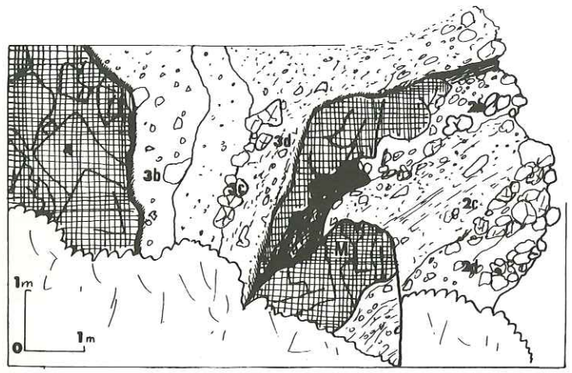
A4.1. Présentation d'ensemble Fig. 27.

Un petit monolithe situé 450 m au N.W. du château d'Anterroches (x = 640,31 ; y = 312,25 ; z = 985 m), permet de repérer la zone axiale de l'appareil. Cette zone comporte (Fig. 28):

1) une masse lavique bréchifiée tardive, à contact subvertical, souligné par une faible rubéfaction des brèches qu'elle recoupe et dans lesquelles elle envoie ses apophyses ; cette lave détermine un replat à 1010 m d'altitude et paraît recouvrir le flanc W. de l'appareil ;

2) à l'E. de cette lave, les brèches recoupées présentent une zonation subverticale, soulignée par des variations de teintes et des alignements de blocs scoriacés; la partie supérieure de ces brèches s'incurve vers l'E.

Fig - 28 : Détail de la zone d'émission de l'appareil d'Anterroches/ Les Gouttes.



4 - lave tardive (ou bréchifiée). Son contact est subvertical ; la brèche acquiert une pigmentation rouge le long de ce contact - 3b: brèche rouge à blocs ocre poncifiés - 3c : trains de blocs dont certains ont l'aspect de bombes scoriacées - 3d : brèche tuffacée riche en fragments allogènes (cendres, ponces, scories basaltiques argilisées).2b : strate riche en bombes scoriacées - 2c : brèche riche en matrice sableuse - 2d : brèche zonée, grise, assez chaotique - M : monolithe.

Fig. 29 : Flanc E de l'appareil d'Anterroches/Les Gouttes - Brèche discordante sur les unités antérieures affaissées.

1 - dépôt de pluie de cendres (c) et de ponces (p) surmontant le dépôt d'avalanche ardente - 2: dépôt des premiers écoulements pyroclastiques de l'appareil d'Anterroches/ Les Gouttes - 3: brèche discordante dont la semelle (s) incorpore des fragments des dépôts précédents.

Le flanc E. permet d'observer, 50 m à l'E. du monolithe, une discordance angulaire entre une masse stratifiée subhorizontale ou faiblement pentée vers l'E., et plusieurs unités appartenant à l'ensemble clair infrabréchique dont le pendage de 45° indique le basculement vers l'W. Fig. 29.

Entre ce point d'observation et le monolithe, le détail de l'affleurement permet de démontrer que les brèches les plus tardives sont également discordantes sur les produits d'émission les plus anciens, dont le pendage est conforme aux matériaux infrabréchiques.

Le flanc W. n'est affaissé que de quelques degrés vers l'E. et comporte un empilement de brèches en strates déci- et métriques.

A4.2. Les brèches

Comme particularités on peut noter :

- à la base des brèches pentées à 45° du flanc E.,s'intercale une coulée de 1,5 m d'épaisseur, à fluidité démontrée par l'aplatissement des bulles ; elle se suit sur quelques mètres et se démantèle en fragments anguleux, alignés et entraînés à la base des brèches ;

- scories et bombes se rencontrent fréquemment, soit en fragments dans les strates de brèches, soit entre celles-ci, en paquetsde longueur métrique ou en éléments disposés à plat et isolés au sein de strates d'épaisseur décimétrique.

Pour préciser les modalités de la mise en place des strates de brèche, il convient de tenir compte de leur aspect et de leur comportement en dehors de la zone d'affaissement. Sur le flanc E., les brèches discordantes sur les dépôts de l'ensemble infrabréchique permettent cette étude.

La strate basale offre un contact inférieur tranché et onduleux, et une structure planaire (zonage) soulignée par des traînées colorées rouges et par des rassemblements et alignements de fragments ; l'érosion différentielle dégage des zones d'épaisseur décimétrique mais aucun joint ne les sépare, ne permettant même pas une ébauche de litage.

Mêlés aux fragments néogènes scoriacés, subanguleux et à arêtes émoussées, on peut distinguer :

1) des blocs anguleux parfois fluidaux, épars ou alignés, et de taille inframétrique ; ces éléments paraissent arrachés à la coulée située plus à l'W.

2) des panneaux de cendres et de ponces.

Parmi les blocs, il faut encore souligner la présence d'éléments décimétriques, ovoïdes, à coeur vitreux et gris et à cortex ocre-jaune, rappelant les "bombes en chou-fleur" des dépôts de maar.

De telles strates se retrouvent plusieurs fois sur une coupe verticale ; entre celles-ci s'intercalent d'autres niveaux, déci- à métriques, plus riches en matrice cendro-sableuse et claire (gris, ocre, ou rose) qu'en blocs épars, scoriacés,de moins de 3 dcm et de tons ocres.

Latéralement, les strates les plus chaotiques affleurent d'une façon discontinue ; on les retrouve sans grand changement de faciès, notamment 200 m au N.N E. du château d'Anterroches, où elles s'intercalent à l'altitude 950/960 m entre la coulée à enclaves d'Empourine et la brèche du bois d'Anterroches décrite précédemment.

Il faut noter que du côté E. de l'appareil, sur une distance de 600 m, tous les affleurements de brèche possèdent un pendage de moins de 10°; la pente générale ne peut être précisée, la continuité de l'affleurement étant interrompue par la présence d'un appareil basaltique et d'une zone faillée à l'W. de celui-ci. Sur le côté W. de l'édifice on retrouve, 150 m à l'E. des Gouttes et à 960 m d'altitude, cette brèche dominant les basaltes anciens.

L'ensemble des caractères énoncés ci-dessus permet d'interpréter les brèches comme dépôts d'écoulements pyroclastiques mais ne suffit pas pour préciser si leur dynamique de mise en place s'apparentait aux écoulements à régime laminaire ou turbulent.

A4.3. Interprétation

Cet appareil, recouvert par des agglomérats stratifiés tardifs, diffère peu des modèles déjà décrits de centres surbaissés d'émission de brèches ; le rapport de la zone affaissée (d'environ 170 m de long) avec la longueur de l'affleurement de brèches (au moins 1,3 km) est de même ordre que celui d'Auzolles.

La comparaison entre la zone "subsidente" de cet appareil et les diatrèmes de Bredons ou du Moulin de Champeix, qui seront décrits dans une publication ultérieure, laisse supposer que le centre d'émission d'Anterroches/Les Gouttes représente la partie superficielle de tels diatrèmes.

A5. - BRECHE DE LA FORET DE BELLES-AIGUES

Cette formation détermine les arêtes situées au N., au NW. et à l'W. du signal de la Peyre Ourse (chaîne du Plomb du Cantal). Elle forme des falaises que l'on peut suivre en continu en-dessous de 1500 m d'altitude, sur 250 m de dénivelé et sur une longueur n'excédant guère 500 m. Ces brèches se relient à l'amont à un centre d'émission partiellement recouvert par les coulées de la Peyre Ourse.

A5.1. Le centre d'émission

Sur l'arête W. de la Peyre Ourse et au versant droit du ravin des Belles-Aigues, s'intercalent entre 1460 m et 1520 m d'altitude, quatre ou cinq coulées de lave homogène, d'épaisseur faible (métrique) et dont la continuité est difficile à vérifier.

Ces coulées constituent des marches d'escalier au sein d'une masse de téphra formés pour l'essentiel :

1) d'une accumulation de blocs et de scories, souvent soudées, de dimensions infradécimétriques, où se mêlent, çà et là, quelques paquets de 1 à 2 m de long et formés d'une lave homogène, bulleuse et fluidale ;

2) de rares brèches à blocs subanguleux et compacts ou bulleux ;

3) de retombées cendro-sableuses analogues à celles qui affleurent au point coté 1516.

A5.2. Les brèches

En rive gauche du Passadou, trois coulées de lave subhorizontales et de puissance inférieure à 3 m, s'intercalent entre les strates de brèches aux altitudes de 1435, 1450 et 1460 m. Par leur présence, elles attestent la proximité du centre d'émission. Toutefois, leur disparition paraît rapide et elles ne figurent plus qu'en paquets de blocs à l'W. du ravin du Passadou.

Dans le fond de ce ravin, les brèches surmontent, à 1250 m d'altitude, des tufs qu'elles rubéfient. L'affleurement continu jusqu'à 1475 m d'altitude permet d'observer le fort pendage aval (≤ 30°) des strates métriques de brèche.

La falaise qui descend en rive gauche du Passadou comporte une évolution en grand des matériaux qui peut être résumée par deux observations:

- à 1250 m d'altitude une falaise de 10 m d'épaisseur possède deux strates métriques superposées :

  1) la strate inférieure est riche en matrice sableuse grise, soudant bien des fragments néogènes centimétriques, vitreux, noirs et à peine vésiculés auxquels se mêlent de très rares blocs décimétriques compacts. Les fragments les plus fins s'entourent souvent d'un fin liseré d'altération blanc ;

  2) la strate qui la recouvre contraste bien par sa richesse en blocs décimétriques, scoriacés, noirs ou rouges, et riches en produits pneumatogènes bleus, et par sa base pauvre en blocs finement vésiculés qui, parfois, s'allongent et libèrent une queue de fragments.

- à 1350 m d'altitude une caverne permet de distinguer un panneau métrique de lave assez compacte, qui représente un fragment d'une coulée mince, comme en témoignent les blocs scoriacés rouges qui l'accompagnent et les bulles aplaties de la lave ; ces paquets fissurés se bréchifient sur leur pourtour et libèrent un chaos de blocs anguleux et presque jointifs qui s'amenuisent en se dispersant. Selon la proportion de ces paquets de lave, la brèche prend l'allure d'un chaos de blocs.

Entre ces deux coupes, la proportion des paquets de lave bréchifiée diminue et la quantité de matrice augmente. Le faciès moyen étant une brèche à matrice sableuse gris-beige ou ocre-brique, soudant bien des fragments néogènes subarrondis, vitreux, à vésicules tapissées de minéraux pneumatogènes bleus, et de taille inframétrique. Par place, les plus fins éléments vitreux noirs tendent à s'altérer en ocre-rouge ou violacé et à acquérir un liseré blanchâtre plus clair, capable de se disperser dans la matrice. Cette observation préfigure le fluage des brèches de Laveissière décrite (§B2.1,b).

L'arête à l'W. de la Peyre Ourse et au N. du ravin des Belles-Aigues, est la réplique de la falaise décrite ci-dessus. Elle comporte, à 1400 m d'altitude et à la base du flanc S. de la falaise, une zone où la fumerollisation, propagée par les fissures, a particulièrement coloré la matrice en rouge, brique ou orangé.

On retrouve l'évolution décrite ci-dessus dans la partie haute du ravin des Belles-Aigues, à l'amont de son affluent à 1330 m d'altitude. Certains faciès à éléments flués affleurent à l'embranchement des ravins et comportent une semelle chaotique riche en matrice et blocs pyriteux.

A 1425 m d'altitude, la brèche comporte un panneau décimétrique d'eutaxite à flammes noires analogues à celles des gisements d'Houade (vallée de la Jordanne) de Lassalle (vallée de la Cère) et de Vendogre (interfluve Doire-Authre).

A5.3. Interprétation

A partir d'un centre d'émission situé vers 1500/1550 m d'altitude, une succession de venues dévalent une pente de plus de 20° et donnent nais-

sance à des langues de brèches stratifiées. Entre les venues s'intercalent, à proximité du centre d'émission, de minces coulées rapidement bréchifiées et dont les fragments sont entraînés par les venues suivantes. A l'aval d'une langue, la granulométrie des matériaux peut s'enrichir du côté des fractions fines : toutefois, le stade d'évolution de la brèche des Gorges de Chambeuil, ou de celle du Bois d'Anterroches, n'est pas atteint.

D'un point de vue pétrographique, tous les faciès du Seycheuse, excepté les termes leucocrates, ont été observés :

- le faciès-type des brèches est un trachyandésite vitreux, subplagioclasique, à deux pyroxènes (Cpx > Opx) dominant les autres minéraux ferromagnésiens, parmi lesquels l'amphibole n'est pas abondante ;

- dans certains faciès pauvres en Opx, la quantité d'olivine peut ne pas être négligeable ;

- dans d'autres faciès mésocrates, l'olivine est accompagnée d'Opx.

L'ensemble des coulées intercalées dans les brèches possède la même variété mais chacune d'elle paraît homogène.

En conséquence, on ne peut pas exclure l'application du modèle Seycheuse, mais il doit être complété et nuancé en tenant compte :

1) de la pente qui favorise le brassage des matériaux et, par conséquent, un écoulement turbulent, ce que laissent supposer le désordre des phases et l'absence de litage au front ;

2) de l'absence d'un empilement axial des coulées de lave hétérogène ;

3) de la présence de coulées de laves homogènes.

Ce dernier point paraît essentiel car il indique l'alternance d'une activité éruptive "normale" (coulée de lave homogène) et "préparée" (écoulement de brèches). Cependant, dans notre cas, on ne saurait conclure à la seule influence des facteurs physiques compte tenu de l'étroite ressemblance entre ces brèches de la forêt des Belles-Aigues et le centre d'émission du Seycheuse.

°°°

B - LES BRECHES ZONEES

INTRODUCTION

Je décrirai ici deux exemples de brèches mal stratifiées :

- la brèche blanche se singularise par la fréquence de lambeaux de coulées de lave et par sa richesse en zéolit es ;
- les brèches de la région de Laveissière se caractérisent par le "fluage" de leurs matériaux ; elles permettent également d'étudier les semelles des dépôts d'écoulements pyroclastiques.

B1. - LA BRECHE BLANCHE

Cette formation, dont la valeur stratigraphique sera discutée ultérieurement, affleure d'une façon discontinue dans l'Alagnon, sur près de 7 km : au Lioran, sous le replat du buron de Belles-Aigues, où elle constitue une partie des gorges de l'Alagnon, sur le versant gauche de la vallée (depuis le ravin de Pierre-Taillade jusqu'à Fraisse-Bas) et sur le versant droit (le long de la voie ferrée au S.SE. de Laveissière et à l'altitude 930 m sur le chemin qui joint Combrelles à Fraisse-Bas). On la retrouve dans le lit du Benet, dans les vallées de la Chevade (où elle constitue une partie des gorges de Muraille-Haute) et dans la Santoire (Watelet, 1976).

La discontinuité de l'affleurement paraît dépendre d'un ancien réseau hydrographique assez entaillé (la région de Fraisse-Haut en fournit un exemple assez net). La pente longitudinale de la formation varie de moins de 3° (Fraisse-Bas) à plus de 10° (Fraisse-Haut).

L'aspect de la formation semble à la fois zoné ou stratifié et chaotique, ce qui résulte de la présence de lave en lambeaux interstratifiés dans les faciès de brèches parfois contrastés.

Les coulées de lave gris-clair ne dépassent pas, pour la plupart des affleurements de l'Alagnon, 20 à 30 m de long et 3 m d'épaisseur ; toutefois, quelques masses laviques plus continues et plus épaisses (20 m environ) sont connues (front de Muraille-Haute dans la vallée de la Chevade, et gorges de l'Alagnon sous le replat du buron de Belles-Aigues).

B1.1. Particularités de la lave

La lave, assez compacte, est bulleuse, parfois fluidale (ce qu'attestent des cristaux orientés et parfois un débit en plaquettes, ou des bulles aplaties), toujours gris-clair et riche en zéolites ; le pourcentage ne peut être évalué tant il diffère d'un point à un autre de la même coulée ou de la même brèche. L'abondance des zéolites détermine la couleur gris-blanc qui permet de distinguer aisément cette brèche sur le terrain.

Il s'agit d'un trachyandésite subplagioclasique mésocrate où le clinopyroxène vert est le phénocristal ferromagnésien dominant (l'amphibole souvent résorbée n'apparaît qu'en quantité infime et l'Opx n'a jamais été rencontré). Ce faciès semble assez constant tant au sein des lambeaux de coulées que dans les blocs de brèches.

La présence des zéolites est commune aux coulées et aux brèches ; elles envahissent la matrice des brèches, la mésostase, les cristaux et les vésicules des laves et s'injectent dans les fissures des coulées (où elles peuvent tapisser des géodes millimétriques)et des dépôts antérieurs (brèches sous-jacentes et même substrat).

Plusieurs types de zéolites s'observent en lame mince (phillipsite et chabasie selon Lacroix, 1893) ; les indices de réfraction confirment ces déterminations. Les teneurs en K_2O ($\bar{x}$ = 4,17, σ = 0,47 pour 9 échantillons des coulées de lave ; dans les brèches les teneurs sont encore plus élevées mais n'excèdent pas 6,70 %) étayent la détermination de Phillipsite. Les teneurs en Ca O variant de 5,3 à 7,3 % et les quantités de Na_2O variant de 3,5 à 4,40 % confirment la détermination de chabasie. Cette dernière zéolite cristallise après la phillipsite.
La forte teneur en H_2O et la richesse en alcalins de l'analyse chimique de la Brèche de Muraille-Haute (Maurizot-Blanc, 1974), s'expliquent par l'abon-

dance (> 10 %) des zéolites omises sur l'analyse modale fournie par cet auteur.

B1.2. les brèches

Parmi les brèches se distinguent trois faciès-types :

- le premier est formé d'éléments jointifs, anguleux, à arêtes vives et dont la taille s'étale de 1 mm à quelques décimètres ou mètres (lorsque ce faciès est associé aux coulées de lave les plus épaisses). S'il se rencontre souvent aux extrêmités des coulées de lave, on l'observe fréquemment quand celles-ci ont disparu (block-lava) ;

- le second type est une brèche grise ou blanche, assèz tenace et riche en matrice, dont l'allure peut être celle d'une lave reconstituée, englobant des fragments de lave grise ou rouge à vésicules remplies de zéolites. La taille de ces fragments est souvent centimétrique mais varie de 1 mm à plusieurs décimètres ; ces éléments anguleux ne font pas saillie et ressortent mal de la matrice quand ils sont clairs ; une gaine de menus fragments, tendant à s'éparpiller, reste souvent accrochée autour des gros éléments. D'un point à l'autre de la même unité, la dureté, la quantité de matrice, la couleur, la taille des blocs et leur degré de vésiculation, varient rapidement. Ce terme est à la fois le plus représenté dans la formation et celui qui ressemble le plus aux brèches déjà décrites;

- le troisième type, tenace mais assez tendre, est une brèche toujours riche en zéolites mais plus colorée et dont la matrice brune, grise ou rose comporte :

  1) des éclats de minéraux souvent altérés,
  2) de rares éléments allogènes : ponces blanchâtres de moins de 2 cm et blocs durs, anguleux, compacts et à faces lisses ou lustrées dont les tailles varient de 1 mm à ½ m ;
  3) le magma néogène sous forme d'éléments gris, bruns ou violacés, vésiculés ou scoriacés, riches en zéolites. Ces éléments s'altèrent souvent en ocre ou orange vif en bordure, et s'entourent d'une gaine de fragments de mêmes teintes, parfois allongés et à contours flous. Ce faciès qui rappelle le type flué des brèches de la région de Laveissière (chap. III §B2.1) a été surtout observé au S.E. de ce village le long de la voie ferrée (x = 637,16 ; y = 312,60 ; z = 1015 m).

Ces faciès s'empilent en unités métriques ; la formation paraît zonée, quand se succèdent des faciès peu contrastés, ou stratifiée, dès que s'intercale un faciès coloré ou une coulée de lave. De la même façon qu'à Chambeuil ces laves sont conservées en lambeaux d'où sont libérés des panneaux bréchifiés (premier faciès des brèches décrites) qui disparaissent latéralement assez vite, ou sont incorporés par une unité tardive.

A l'échelle métrique ou décimétrique, une strate de brèche tend à évoluer par usure de ses matériaux ; il paraît difficile de généraliser cette observation tant on suit difficilement les strates.

Cette absence de continuité des strates, la présence constante des zéolites et des coulées de laves, sont les caractères propres à tous les affleurements situés sur les deux versants de l'Alagnon et compris entre les ravins de Pierre-Taillade et de Fraisse-Bas. Aucune évolution latérale en grand ne s'observe tout au long des 5 km de cette zone où tous les affleurements se ressemblent.

B1.3. Essai d'interprétation dynamique

Le modèle de P.M. Vincent (1974 b) peut expliquer la production de la brèche blanche : une lave homogène se vésicule en se bréchifiant et donne naissance à un écoulement pyroclastique lorsque la quantité et la vélocité des gaz libérés sont suffisantes.

L'extension de la formation suppose plusieurs bouches éruptives d'où se sont échappés :

1) soit de puissantes coulées, riches en gaz, dont l'évolution sera bloquée avant d'atteindre un stade d'écoulement pyroclastique ;
2) soit des trains de coulées minces et fluides, homogènes mais possédant des zones plus vésiculées que d'autres plus visqueuses mais riches en gaz (versant gauche de l'Alagnon).

La rupture de la lave sera favorisée :

- par la forte augmentation de viscosité (surtout fonction de la perte en volatils, de la vitesse de refroidissement et de l'épaisseur des coulées) ;

- par l'irrégularité de concentration des gaz qui se traduit par une vésiculation inégale de la masse ;

- par la morphologie du substrat (accélération du mouvement, du dégazage et de la rupture au niveau de ressauts et d'étranglements contrôlés par l'ancien réseau hydrographique).

Cette rupture sera à la fois explosive, pour disloquer les parties laviques, visqueuses et peu douées d'expansion, et ménagée puisque certaines zones resteront intactes. Ce type d'explosion ménagée joint à la vésiculation continue du magma néogène, permettra l'écoulement des matériaux.

La conservation des lambeaux de coulées métriques ou décimétriques, dans tous les gisements (y compris ceux de Laveissière-Fraisse Bas où la paléopente n'a pas dû excéder 3°), laisse supposer la possibilité d'une dislocation tardive se produisant loin des points d'émission. Selon P.M. Vincent (comm. orale), la rupture des laves peut intervenir ponctuellement et par saccade dès que l'écoulement a atteint un stade critique de viscosité et de vésiculation.

L'extension totale d'une unité peut ne pas être très élevée (≪ 5 km) ; elle représente la somme des trajets parcourus par la lave et par l'écoulement pyroclastique.

Comme conséquence, il paraît satisfaisant de supposer la production d'un écoulement d'un type proche d'une avalanche ardente ou d'un courant dense et visqueux : la dislocation de la lave (explosion ménagée), sa perte en gaz et son augmentation de viscosité paraissent être des conditions suffisantes pour interdire la production d'un courant fluidifié.

Par suite, on peut supposer, comme pour les coulées pyroclastiques rubanées, que si un courant fluidifié a pu être engendré par la lave sous l'effet d'une accélération des mécanismes mentionnés plus haut, il n'expliquerait qu'une faible part de l'extension totale.

Seul un hypomagma peut expliquer une telle dynamique ; l'abondance des zéolites est un témoin de l'influence des gaz sur la conservation de sa fluidité.

La succession de coulées minces et fluides et leur rupture très variable selon le lieu, permettent la zonation des dépôts de la rive droite de l'Alagnon. La production d'écoulements pyroclastiques non raccordés à leur lave parentale explique l'impossibilité de suivre la stratification.

B2. - LES BRECHES DE LA REGION DE LAVEISSIERE-FRAISSE BAS

B2.1. Falaise du Four à Chaux

Elle se suit sur près de 300 m de long ; sa base, située 600 m environ au N.W. de l'église de Laveissière et 200 m au N. de la N126, affleure à 980 m d'altitude ; elle recouvre un lambeau de brèche blanche (à l'E.) des dépôts de tufs lités, subhorizontaux, formés de cendres et de ponces (au N. du point coté 969 m) et des calcaires marneux et argiles vertes oligocènes (à l'W. des tufs précédents).

a - La Brèche

La semelle bréchique de la falaise est chaotique, non classée, hétérométrique (la dimension des blocs varie de 1 mm à ½ m) et riche en panneaux allogènes ; la matrice de cette semelle est assez friable et riche en granules. Cette brèche peut s'indurer sur quelques centimètres au contact du substrat, pouvant déterminer un plan lisse et cannelé.

Le réseau de diaclases qu'accompagnent quelques failles à faible rejet (< 3 m), et le zonage subhorizontal de la masse, permettent l'écroulement périodique de panneaux métriques.

Les zones d'épaisseur métrique (< à 4 m) s'observent mal sur les pans verticaux et lisses, dégagés par l'écroulement, mais se discernent mieux quand l'érosion a émoussé les monolithes.
Les panneaux écroulés permettent de bien étudier le détail des zones les plus contrastées :

- les unes sombres, gris-noir, pauvres en matrice indurée et riches en blocs noirs, vitreux, vésiculés et centi- ou décimétriques, comportent quelques éléments laviques horizontaux dont la longueur peut dépasser 2 m ; ces laves bulleuses peuvent être bréchifiées sur place ou bien se disloquer en fragments anguleux disposés bout à bout ;

- les autres, moins riches en blocs qu'en matrice claire, grise, beige-ocre ou rose, comportent souvent des bandes plus foncées, lenticulaires, de longueur métrique et d'épaisseur centi- ou décimétrique. Ces traînées diffuses paraissent assez riches en blocs vitreux, vésiculés, noirs ou rouges, centimétriques, non classés et séparés par une enveloppe de leurs propres tronçons.

Dans le cas le plus général un joint paraît séparer deux zones, qu'on peut donc considérer comme de véritables strates ; toutefois, la difficulté de discerner les joints (excepté dans les quelques cas où ils sont soulignés par une rubéfaction et /ou mis en évidence par érosion différentielle), et l'induration de la base de certaines strates, ne permettent pas de vérifier leur continuité.

Parfois, une interstrate (ash-fall) de moins de 30 cm d'épaisseur, formée de cendres sableuses, grises et fumerollisées, sépare deux unités métriques et horizontales. Ce cas est bien observable à 1060 m d'altitude dans la brèche de l'Abillier (suite de celle du Four à Chaux) située à 500 m au N. de l'église de Laveissière.

Au N. de Laveissière, 150 m à l'W. du buron du Suc de Guogne, une brèche présente, à 1000 m d'altitude, au moins une strate chaotique dont les 20 ou 30 cm inférieurs paraissent beaucoup plus fragmentés (pauvres en éléments centimétriques) et assez bien classés (riches en éléments accolés de moins de 1 cm). Un tel faciès est toutefois rare et lenticulaire.

b - Le fluage des éléments

Dans ces deux gisements, comme dans la falaise du Four à Chaux et, plus généralement, dans la plupart des brèches de ce type rencontrées à Laveissière et à Fraisse-Bas, certaines strates comportent un rubanement produit par la modification d'éléments du magma néogène. En effet, celui-ci se présente :

1) sous son aspect le plus habituel d'éléments subarrondis, centi- et décimétriques, vitreux, vésiculés, à bulles sphériques ou ellipsoïdes, infra- et millimétriques, occupées par un remplissage pneumatogène de teinte bleue. Ces éléments montrent des tons noirs à gris-pâle ou brun-rouge à ocre-clair. Certains d'entre eux peuvent se tronçonner sur place ou libérer des globules millimétriques, tandis que d'autres acquièrent progressivement en périphérie une teinte pâle qui s'estompe dans la matrice.

2) sous forme d'éléments altérés, à contours très lobés, voire amiboïdes, pouvant s'allonger, s'étirer (de 1 à 20 cm) et plus rarement se diviser; un tel élément peut se déformer au contact d'un débris plus dur (allogène ou néogène du type précédent) qui peut être partiellement englobé quand sa plus grande dimension est millimétrique.

Le cas le plus rare est celui d'un fragment long de 4 cm, vitreux, brun, à coeur vésiculé, dont la graine brune de moins de 7 mm adopte l'aspect contourné et diffus qui vient d'être décrit et tend même à se dissocier de l'élément en émettant des pseudopodes de près de 1,5 cm de long. Ph. 90.

Ce type de fluage (définition : Letourneur et Michel, 1971) n'est pas spécifique des brèches de la région de Laveissière ; d'autres gisements permettent de compléter ce modèle.

C'est le cas d'une brèche située le long de la piste qui longe le ravin de Gouyère à l'E. de Super-Lioran (x = 633,62 ; y = 310,13 ; z = 1190 m) et présente localement le fluage à la fois de fragments du magma juvénile et de panneaux friables allogènes. La matrice gris-brun de cette brèche est peu abondante, mais riche en éclats de cristaux et d'éléments allogènes répartis sans ordre. Outre une gamme étendue de laves étrangères, en fragments anguleux et durs, cette brèche est riche en panneaux friables, arrachés aux terrains sous-jacents, parmi lesquels on note des tufs rubanés ou lités, souvent riches en ponces.

Très localement le magma néogène se présente sous le double aspect qui a été décrit plus haut et ses éléments se dispersent dans un ciment blanc provenant d'une enclave allogène. Les matériaux de ce ciment, riche en éclats de cristaux (biotites et amphiboles saines), paraissent dévitrifiés, argilisés et homogénéisés (seuls se distinguent quelques vestiges de ponces) ; ces caractères confirment l'allogénie de ces matériaux qui diffèrent notablement du magma néogène pauvre en amphiboles résorbées. Les images les plus fréquentes des relations ciment-magma néogène montrent :

- des blocs gris, vésiculés, polyédriques à arêtes arrondies, enchâssés dans le ciment dont les éclats de cristaux s'orientent et épousent le contour de ces éléments dont le comportement est celui d'enclaves ;

- des blocs dont l'aspect est analogue aux précédents, moulés par une gaine

de fragments néogènes contournés, lenticulaires, amiboïdes et pouvant soit s'accoler, soit être moulés par le ciment blanc ; Ph. 91

- ces derniers tendent à s'isoler, se grouper en amas ou s'organiser en convois d'individus allongés ; dans beaucoup de fragments, les phénocristaux se disposent parallèlement à l'allongement des blocs et à l'orientation des cristaux du ciment ; dans d'autres, l'alignement des cristaux oblique par rapport à l'orientation locale, leur confère une allure d'enclave.

En conséquence, on peut supposer que certains éléments néogènes (à cortex probablement hydraté) sont capables de fluer. Cet effet concerne de préférence les fragments néogènes les plus fins et le bord de certains blocs centimétriques. L'image de certains blocs plus durs et moulés, tels des xénolithes, par des éléments flués également néogènes peut indiquer que le fluage intervient avant l'arrêt définitif de l'écoulement. On peut supposer que le fluage sera accentué , en même temps que l'orientation planaire de certaines zones, par les phénomènes tardifs de soudure, de compaction, d'altération pneumatolytique, voire de dévitrification qui ne sont jamais inexistants.

c - Interprétation

On peut supposer que ce type de masse bréchique, zonée, mal classée, tenace et indurée, représente une somme de dépôts d'écoulements pyroclastiques. A l'intérieur de chaque zone, l'absence de litage conduit à adopter un modèle d'écoulement proche de celui appliqué à la brèche blanche et proposé par P.M. Vincent (1974 b). § B1.3.

B2.2. Semelles et bordures des masses bréchiques

a - Type chaotique (ou laharique)

a1. La brèche de la route du Meynial

La R.D.139 qui joint le Meynial à Laveissière, recoupe plusieurs venues de brèches, dont l'une affleure au point coté 985 sur près de 50 m de long ; sa puissance dépasse 20 m, dont 5 m bien étudiables en talus de route.

En son coeur, se débitent des panneaux à arêtes vives, de brèche à matrice gris-clair riche en éléments néogènes, vitreux, noirs, vésiculés et souvent centimétriques mais variant en fait de 1 mm à 30 cm. A ce faciès succède à l'amont, un assemblage de blocs centi- et décimétriques, à bords vifs, tronçonnés ou à peine disjoints et enchâssés dans une matrice beige assez grossière (sableuse).

A l'amont et à l'aval ces faciès sont flanqués d'une brèche plus riche en matrice beige très clair, cendro-sableuse, qu'en blocs non classés centimétriques ou parfois décimétriques et anguleux ou subarrondis. Sur le côté amont, le contact entre cette brèche et la masse centrale est subvertical et assez rapide. La longueur de chacun des faciès de bordure n'excède pas 10 m.

Sur son flanc W. la brèche englobe les fragments d'une coulée de lave située en retrait dans un creux de la route ; toutefois, l'affleurement ne permet pas de trancher entre les hypothèses d'un ravinement de la lave par la brèche ou du passage de la première à la seconde.

a2. Autres exemples de semelles tuffacées

L'observation de brèches de bordure, claires, riches en matrice et souvent en panneaux allogènes, n'est pas unique ; selon P.M. Vincent (comm. orale) elles accompagnent dans le cas le plus général les langues de brèches qui dévalent vers l'axe des vallées de la Doire et de la Jordanne.

De beaux exemples en sont visibles dans la vallée de la Cère le long de la RN.126, à l'aval du ruisseau de Lasmolineries.

La rive gauche de la Cère, face au confluent du ruisseau de Lasmolineries, permet de démontrer la présence d'un faciès analogue en semelle de la brèche chaotique, qui atteint 780 m d'altitude. Cette brèche de base comble un creux déterminé par le flanc NE. d'un dôme de trachyte moulé par des tufs lités particulièrement altérés, rouges et flués. Le lien génétique entre cette semelle, dont l'aspect tend vers celui d'un lahar, et la brèche qui la recouvre, est attesté par l'inclusion d'un panneau métrique de cette dernière près de la base de la première.

Une brèche analogue à celle des fours à chaux de Laveissière, située à 1010 m d'altitude, 450 m au NE. de l'église de Laveissière, comporte une semelle de puissance métrique dont l'aspect s'apparente à celui qui vient d'être mentionné.
Elle prend l'aspect d'une boue rosâtre à beige, emballant de nombreux fragments allogènes milli- à décimétriques, dont :

1) des tufs friables, cendreux, ponceux, lités et pouvant comporter des fragments de lignite ;
2) des lambeaux d'argiles lie-de-vin, fluées d'origine basaltique probable;
3) d'éléments centi-/décimétriques et anguleux à arête à peine émoussée, du socle cristallin et de divers faciès de trachyandésites clairs.

Le magma néogène de la brèche sus-jacente est rare et épars dans la brèche de semelle.

b - Type de semelle à structure planaire

Si, dans la plupart des cas, les unités de brèche blanche reposant sur le substrat, n'acquièrent qu'une plus grande hétérogénéité, l'une d'elles offre un faciès particulier. L'ancienne exploitation d'une grèze litée, située à l'E. du village de Laveissière et dans le talus de la route du Meynial (150 m avant son intersection avec la RN.126) laisse entrevoir, dans sa partie haute, le contact des brèches blanches et de tufs anciens particulièrement altérés. La formation de brèche blanche comporte de haut en bas :

1) une coulée de près de 2 m d'épaisseur disparaissant rapidement vers l'E. ;
2) moins de 1 m de brèche à matrice grise riche en blocs rose-violacé et ocre-orangé ;
3) 1 m environ de brèche très riche en matrice gris-sombre et pauvre en magma néogène.

La particularité de cette dernière est d'inclure de nombreux éléments centimétriques, bien épars, gris-blanc ou vert-sombre, à contours lobés et effilochés, dont la forme peut être celle de pseudo-flammes allongées ($L/e \simeq 3$ à 5) capables de se déformer au contact d'éléments plus durs ;

ces fragments sont allogènes comme l'indiquent leurs proportions élevées d'amphiboles et de biotites et leurs microbulles envahies par des zéolites. Ph. 92.

Richesse en matrice, allongement d'éléments allogènes "mous", orientation de leurs cristaux et de ceux de la matrice, et faible teneur en éléments durs et anguleux caractérisent cet autre type de semelles.

Les matériaux observés sur la RD.46 (vallée de la Jordanne : route d'Houade à St-Julien de Jordanne) à l'E. du hameau de Drillé (talus de la route en rive gauche du ravin passant au point coté 942 m), s'apparentent à ce type.

c - Interprétation

L'aspect de lahar du premier type de semelle chaotique peut s'expliquer par entraînement des matériaux imbibés d'eau et par vaporisation de l'eau du sol. Le remblaiement par ces brèches d'un réseau hydrographique, souvent creusé dans des tufs poreux, soutient cette hypothèse.

Comme cette semelle ne représente très souvent qu'une faible partie du volume d'une langue de brèche, on doit admettre que cet entraînement et cette vaporisation ne perturbent pas l'écoulement pyroclastique. La présence d'une telle semelle serait une bonne signature d'un écoulement visqueux: on conçoit assez mal la coexistence d'un courant fluidifié (sans friction interne) et d'une telle semelle. Au fur et à mesure de sa formation, la semelle agirait comme un lubrifiant diminuant les frottements et améliorant le glissement de l'écoulement pyroclastique sur un sol à surface régularisée par arasage et comblement des aspérités. A la limite, ce rôle de lubrifiant peut être indépendant de la température : à haute rempérature, l'eau s'étant vaporisée, la semelle agit comme un "coussin d'air", et à basse température ($\lesssim$ 100°) elle devient un film boueux.

Dans le second type de semelle, à un désordre moins élevé s'ajoute le fluage des éléments. Ce fluage accompagnant la mise en place on peut supposer l'écoulement visqueux et laminaire de cette semelle lubrifiante ; cette hypothèse peut être liée à la teneur plus faible en éléments durs et anguleux qui caractérisent ce type de semelle. Comme conséquence, il semble interdit de supposer la mise en place de la strate de brèche par un mélange fluidifié turbulent.

En conséquence, on ne saurait interpréter la dynamique des écoulements pyroclastiques sans tenir compte de leurs semelles dont la présence doit être décisive pour expliquer l'extension des dépôts.

On peut se demander si l'entraînement continu des matériaux, modifiant l'écoulement pyroclastique tout au long de son parcours, n'aboutirait pas à la formation de certains "lahars" de la périphérie du massif.

On pourrait alors avoir la succession progressive d'amont en aval : écoulement pyroclastique ⟶ lahar chaud (90° C) puis froid. La masse en mouvement s'enrichissant de plus en plus en matériaux allogènes ramassés au passage, le dépôt aval pourrait ainsi avoir un aspect et une composition totalement différents du matériau initial. Seule une continuité suffisante d'affleurement sur une distance kilométrique permettrait de vérifier une telle hypothèse.

Il est à noter que cette hypothèse soulève peu d'incompatibilité thermodynamique si l'on suppose le passage d'un écoulement pyroclastique

visqueux, dense et laminaire à un lahar (ou à une coulée de débris) d'un type également visqueux, dense, voire laminaire (Fisher, 1971 ; Johnson, 1970).

°°°

C - CONCLUSIONS

Les quelques exemples proposés sont destinés à démontrer qu'au sein des tephra du secteur étudié, existe une gamme étendue de brèches dont les caractères sont ceux d'écoulements pyroclastiques. Plusieurs modèles, à signification dynamique différente, peuvent expliquer des dépôts dont les faciès tendent à se ressembler. On peut notamment opposer les brèches de type Seycheuse, la brèche blanche et la falaise du Rocher Redon.

C1. - INFLUENCE DU LIQUIDE PARENTAL

Ces écoulements pyroclastiques diffèrent par les facteurs qui gouvernent la préparation de leur lave parentale :

1 - dans un premier type, l'instabilité à l'air libre d'une émulsion lavique, intervient plus que la vésiculation des liquides ; le passage de la lave à l'écoulement pyroclastique n'est pas conditionné par des modalités explosives. Ce modèle, illustré par le centre de Seycheuse, diffère peu du type Auzolles qui en est l'exagération.

2 - dans un second type, l'écoulement pyroclastique est produit à partir d'une lave homogène, par l'action conjuguée d'une vésiculation inégale de la masse et d'une rupture explosive de celle-ci.
Selon le chimisme initial, duquel dépend la viscosité, la vésiculation sera plus ou moins poussée ; la lave des écoulements pyroclastiques sera alors scoriacée (Rocher Redon) ou vésiculée.

La brèche blanche de l'Alagnon peut illustrer ce modèle, ainsi que le centre d'émission de la brèche de Rolland (Watelet, 1976).

Remarques

a - Lorsque la rupture de la lave intervient dans les conduits, rien ne permet d'exclure l'un ou l'autre des modèles énoncés ci-dessus.

Comme le suggère l'apparente monogénie de la brèche de Seycheuse, la faible hétérogénéité, souvent soulignée dans les brèches du Cantal, n'est pas un argument suffisant pour exclure l'origine de certains écoulements pyroclastiques à partir de coulées du type Auzolles-Seycheuse.

Inversement, quant se reconnaît, au sein d'une brèche, une certaine hétérogénéité, on ne peut jamais affirmer qu'elle n'est pas due à l'entraînement des matériaux du substrat (unité de brèche antérieure, coulée intercalée entre deux venues, ...).

Seule l'observation de laves émulsionnées au point de sortie ou en panneaux dans les brèches est l'empreinte d'une préparation de type Seycheuse. Ce critère est cependant difficile à appliquer ; en effet :

- dans la brèche de Seycheuse elle-même, les panneaux de laves émulsionnées sont très rares ;

- non seulement la probabilité de retrouver des centres d'émissions du type Seycheuse est infime, mais encore les quelques appareils décrits dans ce chapitre ne comportent pas de coulées de laves émulsionnées.

En conséquence, quel que soit le modèle adopté, on peut admettre comme cas général l'absence au point d'émission des coulées de laves homogènes ou émulsionnées génératrices des écoulements pyroclastiques. Il convient cependant de remarquer que le conduit (point de sortie s.s.) n'est presque jamais visible.

La genèse des écoulements pyroclastiques peut alors dépendre de plusieurs modes de préparation selon qu'ils se relient en profondeur :

1 - à un diatrème (possibilité déduite de l'étude de l'appareil d'Anterroches-Les Gouttes) et de diatrème trachyandésitiques, ou

2 - à des dykes (selon P.M. Vincent, 1974).

b - La signification des vestiges de coulées de lave conduit à des modèles divergents :

- la coulée produit un écoulement pyroclastique et ses parties les moins vésiculées peuvent être conservées en place loin du point de sortie ;

- les coulées retrouvées à proximité d'un point d'émission signifient qu'une activité effusive s'intercale, à plusieurs reprises, entre les phases de préparation des écoulements pyroclastiques. Elles témoignent du caractère renouvelé des conditions critiques à l'origine des écoulements pyroclastiques et correspondent au maintien d'une activité persistante entre les phases de production de ces écoulements.

Selon de Goër de Herve (comm. orale), cette activité effusive pourrait ne traduire qu'un retard à la préparation des écoulements pyroclastiques. Il conviendrait cependant de démontrer la possibilité du passage de la lave à un écoulement pyroclastique ; or, ce que l'on observe le plus fréquemment sur le terrain (§ A1.1, A5., B1. et B2.2.) c'est plutôt l'entraînement de panneaux d'une coulée de lave partiellement fragmentés par un écoulement pyroclastique ultérieur.

c - La morphologie antérieure conditionne la dynamique des écoulements pyroclastiques et, par suite, la structure des appareils et la forme des dépôts. Les résultats, fréquemment rencontrés, qui illustrent l'influence de ce facteur sont :

1 - la construction d'édifices surbaissés par l'empilement d'écoulements subhorizontaux (pente de 0 à 5°) ; le régime laminaire paraît être le plus favorable pour conserver l'énergie nécessaire à l'extension des dépôts (< 5 km).

2 - l'écoulement des langues canalisées et en forte pente, qui se disposent d'une façon radiaire autour du point de sortie (brèche de la forêt des Belles-Aigues), ou en parallèle (Jordanne) selon le réseau hydrographique préexistant.

L'extension des dépôts est étroitement dépendante :

1 - des différences de densité entre les gaz de l'écoulement et les matériaux ;

2 - des pertes de charges, et

3 - des coefficients d'entraînement d'air (au front et au toit) et de matériaux (au sol) qui ne doivent pas être négligeables ; l'installation d'un régime turbulent étant très probable pour une pente élevée ;

4 - de la viscosité de l'écoulement.

La création d'une semelle boueuse diminuant les frictions au sol, contribue au maintien de l'écoulement qui glisse. Ces semelles n'interviennent qu'à la base d'épaisses strates isolées ou de la première venue d'un empilement de strates ; dans ce dernier cas, l'unité suivante glisse sur une surface qui peut être régularisée par le dépôt d'interstrates tuffacées.

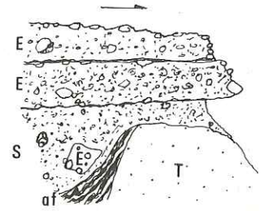


Fig. 30 - Remblaiement d'un creux par une semelle boueuse. Ex:brèche de la rive gauche de la Cère, face au ravin de Lasmolineries(§B.22 a2)

S : semelle boueuse - af : tuf lité rougi et flué - T : dôme de rhyotrachyte - E: écoulement pyroclastique.

D - AVALANCHES ARDENTES

Afin de mesurer les différences entre les écoulements pyroclastiques décrits ci-dessus et les avalanches ardentes, je résumerai la description de quelques avalanches choisies pour le contraste qu'elles offrent avec les dépôts qui les entourent.

D1. LE DEPOT DES GORGES DE CHAMBEUIL

L'intérêt de ce dépôt est de permettre une comparaison avec la brèche décrite chapitre III, § A1, qui le recouvre à 1000-1010 m d'altitude et sur la rive droite du ravin où il affleure d'une façon discontinue depuis la cote 980 m.

Ce dépôt, gris clair et non lité, n'est pas très induré comme l'indique son talus raide mais arrondi, pouvant atteindre 10 m de haut. Vers le sommet de l'affleurement une strate gris-sombre, subhorizontale et de 30 cm de puissance, recouvre une masse puissante de 8 m et diaclasée ; cette strate sombre permet de discerner une faille à rejet de près de 4 m.

Cette accumulation de matériaux répartis et disposés de façon incohérente, est hétérométrique (la taille des éléments s'étalant de la poussière à des blocs non vésiculés de plus de 60 cm), mais riche en fractions graveleuses et fines. Les éléments décimétriques, très anguleux et à arêtes vives, ressortent mieux, par leur dureté et leur couleur légèrement plus foncée, que les fins éléments qui se distinguent mal de la poussière impalpable qui les enrobe. La pâte des éléments est vitreuse et parfois dévitri-

fiée ou felsitique ; les phénocristaux de la lave sont toujours sains et non résorbés.

Le niveau gris supérieur est formé de matériaux non classés, plus foncés, analogues à la matrice de la brèche sous-jacente, mais dont la granulométrie ne dépasse pas 3 cm.

Interprétation :

L'ensemble de ces caractères suppose une mise en place de ces matériaux par une avalanche ardente évoluée et loin de son point de départ, si l'on admet une diminution de la granulométrie des matériaux avec la distance comme dans le cas des avalanches ardentes de la Montagne Pelée (Lacroix, 1906). On peut interpréter le niveau supérieur comme déposé par la partie aérienne (nuée s.s.) accompagnant l'avalanche descendante.

Remarque :

Ce type de dépôt est fréquent dans les unités les plus anciennes visibles dans la vallée de l'Alagnon ; on peut en citer deux gisements :

- 400 m au NW. du château d'Anterroches une strate de brèche chaotique d'un ton uniforme gris-clair et d'une puissance de 5 m, peut s'interpréter comme un dépôt d'avalanche ardente à peine plus riche en blocs décimétriques qu'à Chambeuil ;

- sous la Remise affleure, dans le lit de l'Alagnon et sur 30 m de long, un dépôt d'avalanche chaotique, non classé, non lité et particulièrement hétérométrique (les blocs pouvant atteindre 2 m). Cette brèche de couleur uniforme gris-foncé, à blocs anguleux à arêtes vives, s'arrête contre les tufs lités du lit de l'Alagnon selon un contact interprétable comme plan de faille ou d'emboîtement (N140E, 35 NE).

D2. COUPE DU PREMIER RAVIN A L'E. DE FRAISSE-HAUT (VERSANT GAUCHE DE L'ALAGNON).

Un dépôt stratifié formé d'unités décimétriques et métriques ($\leq$ 3 m), affleure assez bien de 1020 à 1035 m d'altitude avec une pente de plus de 20° vers l'Alagnon. Les strates les plus massives, d'un ton gris-sombre uniforme, ne présentent ni litage interne, ni classement et comportent une matrice grossière riche en granules et en blocs non vésiculés dont la granulométrie s'étale jusqu'à 3 dcm. Aux éléments anguleux, à faces parfois lisses, s'ajoutent des blocs à arêtes émoussées.

Deux types d'interstrates ont été distingués :

- les dépôts de 20 à 30 cm d'épaisseur, graveleux et gris-noir, pouvant débuter par 2 ou 3 cm de cendres fines gris-clair, sont les plus fréquents; ils s'apparentent à la nuée (s.s.) de Chambeuil.

- de rares passées litées à cendres fines et cendres plus riches en ponces. Ces interstrates comblent, au toit des strates chaotiques, des dépressions de profondeur inférieure à 5 dcm, qu'on ne saurait confondre avec des cuvettes d'impact, faute de gros blocs.

Interprétation :

Faible puissance de strates à surface inférieure plane et à pendage élevé, hétérométrie et absence de classement des matériaux, sont les caractères d'avalanches pyroclastiques ou de petites nuées proches du type Mérapi (Mac Donald, 1972).

D3. CONCLUSIONS

D'après la structure de leurs dépôts - accumulation de matériaux non classés à répartition et disposition quelconques - on doit considérer les avalanches ardentes comme un terme d'écoulement pyroclastique (selon la définition de P.M. Vincent, 1974 b), diamétralement opposé à celui d'Auzolles.

Les brèches décrites dans les pages précédentes se rapprochent, par leurs caractères, beaucoup plus du pôle Auzolles que des avalanches ardentes. Ce fait résulte des particularités physico-chimiques de leur lave initiale : les avalanches ardentes de l'Alagnon se caractérisent, pour l'essentiel, par leur chimisme latitique alors que les brèches et les agglomérats sont fréquemment trachyandésitiques.

o
o o
o

PLANCHE 28

Fluage des brèches

Photo 89 : Fluage des brèches de la région de Laveissière.

M : magma néogène

m : matrice

f : élément néogène allongé et particulièrement modifié en bordure.

Photo 90 : ibid.

L'un des blocs néogènes à coeur vésiculé libère une apophyse depuis sa bordure (b) altérée (hydratation).

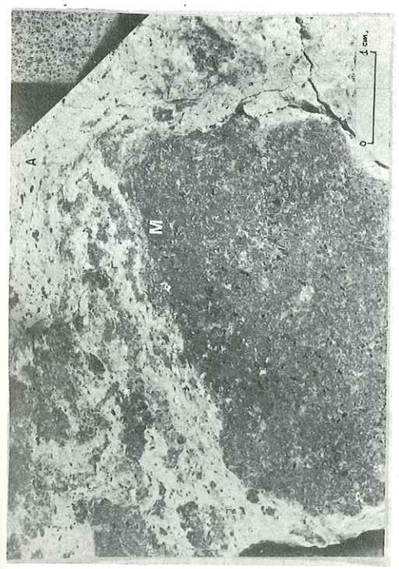
Photo 91 : Particularité de la brèche de la piste qui longe le ravin de Gouyère (E de Super Lioran).

Le magma néogène (M) libère des tronçons qui se déforment, dans un ciment allogène blanc (A). Ce dernier résulte de l'incorporation de fragments tuffacés allogènes, riches en ponces.

Photo 92 : Semelle de la "brèche blanche" de la grèze litée de Laveissière.

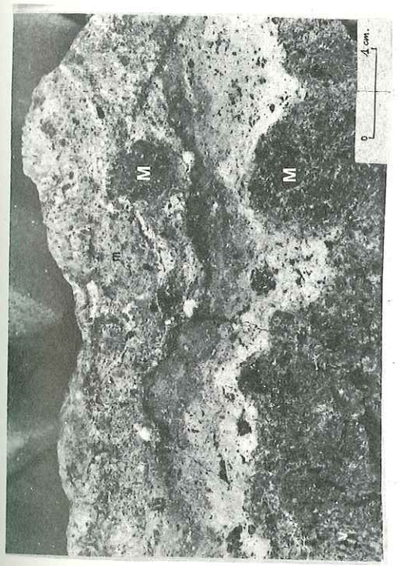
Les pseudo-flammes, visibles selon deux plans de coupe, sont des enclaves allogènes (à Bi+amph.), éparses dans une matrice (m) riche en zéolites .

91

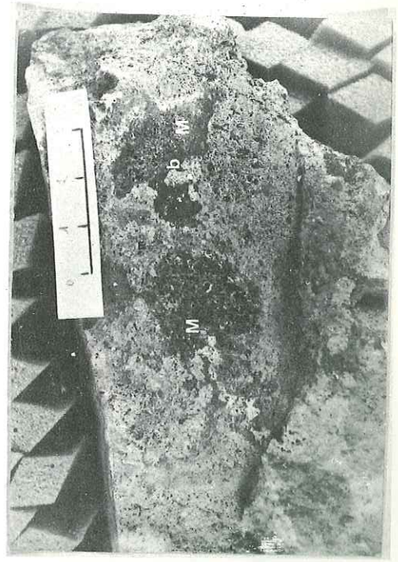


92

89



90



LEGENDE

- Fluvioglaciaire et moraine des fonds de vallées.

O1 Argiles et carbonates oligocène.

Ba Basaltes anciens - 1ere période d'activité éruptive.

L Ensemble clair latitique inférieur. 2e période d'activité éruptive ou paléo-cantal.

Coulées pyroclastiques rubanées.

Coulées de cendres à flammes.

Coulées de cendres.

Coulées de ponces.

Tufs lités (ash-fall).

Extrusions : T rhyotrachyte - La latite.

LP propylitisation surimposée aux dépôts latitiques inférieurs.

Couverture trachyandésitique.

Les brèches :

B1 - brèche blanche

B2 - brèches stratifiées.

Les plateaux d'agglomérats :

G1 - unité de la cuvette de Murat - BL1 : unité inférieure du Benet et du Lagnon.

G2E- unité des tufs lités inférieurs de la Chevade = BL2.

G2M- unité de la Roche-Percée/Laveissière.

G2W- unité de Pierre-Taillade/La Bourgeade.

G3 - unité tardive de la rive gauche de l'Alagnon.- BL3 : unité supérieure du Benet et du Lagnon. -

BL4- unité de transition entre les agglomérats et les dépôts des effusions ultérieures.

Activité effusive ultérieure :

E1 - les premières effusions laviques.

E2 - les dernières effusions pyroclastiques : brèches stratifiées.

E3 - Les empilements laviques de la chaîne du Plomb.

Les basaltes terminaux.

SYMBOLES

Faille

Centre d'émission d'agglomérats ou de brèches comportant un corps axial à empilement de coulées de lave émulsionnée.

Centre d'émission.

Centre d'émission probable.

Dôme.

Cheminée à brèche de remplissage (diatrème).

LEGENDE

- Fluvioglaciaire et moraine des fonds de vallées.

O1 Argiles et carbonates oligocène.

Ba Basaltes anciens - 1ere période d'activité éruptive.

L Ensemble clair latitique inférieur. 2e période d'activité éruptive ou paléo-cantal.

Coulées pyroclastiques rubanées.

Coulées de cendres à flammes.

Coulées de cendres.

Coulées de ponces.

Tufs lités (ash-fall).

Extrusions : T rhyotrachyte - La latite.

LP propylitisation surimposée aux dépôts latitiques inférieurs.

Couverture trachyandésitique.

Les brèches :

B1 - brèche blanche

B2 - brèches stratifiées.

Les plateaux d'agglomérats :

G1 - unité de la cuvette de Murat - BL1 : unité inférieure du Benet et du Lagnon.

G2E- unité des tufs lités inférieurs de la Chevade = BL2.

G2M- unité de la Roche-Percée/Laveissière.

G2W- unité de Pierre-Taillade/La Bourgeade.

G3 - unité tardive de la rive gauche de l'Alagnon.- BL3 : unité supérieure du Benet et du Lagnon. -

BL4- unité de transition entre les agglomérats et les dépôts des effusions ultérieures.

Activité effusive ultérieure :

E1 - les premières effusions laviques.

E2 - les dernières effusions pyroclastiques : brèches stratifiées.

E3 - Les empilements laviques de la chaîne du Plomb.

Les basaltes terminaux.

SYMBOLES

Faille

Centre d'émission d'agglomérats ou de brèches comportant un corps axial à empilement de coulées de lave émulsionnée.

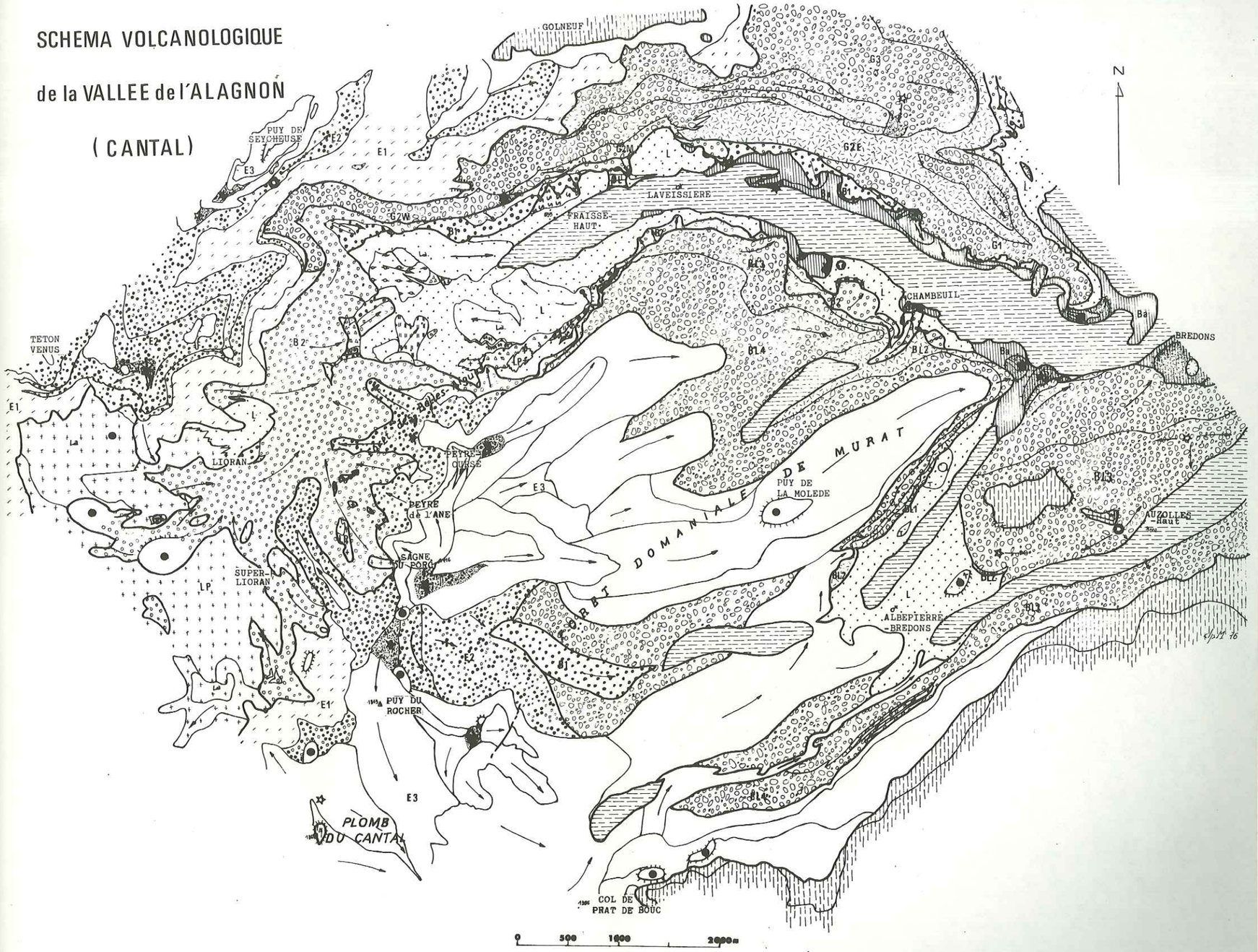
Centre d'émission.

Centre d'émission probable.

Dôme.

Cheminée à brèche de remplissage (diatrème).

SCHEMA VOLCANOLOGIQUE de la VALLEE de l'ALAGNON (CANTAL)



CHAPITRE IV

APPLICATION DES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES A LA STRATIGRAPHIE DE LA VALLEE DE L'ALAGNON

APPLICATION DES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES A LA STRATIGRAPHIE DE LA VALLEE DE L'ALAGNON

INTRODUCTION

Le but de ce chapitre n'est pas la description de la série stratigraphique de la vallée de l'Alagnon. J'ai surtout cherché à situer dans le temps les écoulements pyroclastiques étudiés et à les utiliser comme traceurs des grandes périodes de l'activité volcanique.

Je n'insisterai ni sur le substrat oligocène, ni sur les basaltes anciens et terminaux, ces ensembles étant depuis fort longtemps connus dans le secteur étudié (Fouqué, 1882 ; Boule, 1896 ; Vatin-Pérignon, 1966 ; de Goër de Herve, 1972 ; Maurizot-Blanc, 1974).

Je développerai davantage la stratigraphie du "cantal trachyandésitique" (s.l.). Les écoulements pyroclastiques contribuent à préciser le modèle défini par Boule (1896) et repris par de Goër de Herve et Mergoil (1971), selon lequel un paléoédifice (massif trachytique de Boule, 1896) conditionne la morphologie d'un néo-cantal trachyandésitique.

Il convient de remarquer qu'une étude des écoulements pyroclastiques conduit nécessairement à sous-estimer une tectonique cassante.

A. - QUELQUES REMARQUES SUR LE SUBSTRAT OLIGOCENE

Les niveaux carbonatés blancs et les argiles vertes, comparables aux dépôts du bassin d'Aurillac, sont depuis longtemps connus dans la région. Ils ont été décrits en place (Boule, 1896), au Four à Chaux de Laveissière et au plancher des tufs comportant les lignites exploités en galerie, 400 m à l'W.NW. de Chambeuil. Seul le premier gisement a été retrouvé, à la faveur des petites entailles superficielles de la prairie située entre la RN.126 et la brèche des fours à chaux ; toutefois, l'écroulement de cette dernière joint à l'altération de l'affleurement, empêchent de préciser l'extension du gisement et le détail de ses matériaux. La route de Laqueille-Basse (vallée de la Santoire) fournit une meilleure coupe dans l'homologue de ces terrains (Watelet, 1976).

Ces niveaux s'étendraient de Laveissière à Murat comme l'indiquent l'abondance des enclaves dans les appareils de tout le secteur. Lauby (1909) les signale dans la ville même de Murat. Ils paraissent peu déplacés à la base de la coulée de la Grange Ganilh (altitude 905 m sur la RD.139 qui relie Chambeuil à la RN.126) ; ainsi, compte tenu du gisement de Chambeuil(Boule, 1896), le substrat oligocène est donc supposé atteindre 900-910 m d'altitude dans la région de Fraisse-Bas/Chambeuil.

B. - LES BASALTES ANCIENS

Depuis les travaux de Boule (1896) les laves basaltiques de l'ensemble infrabrèche (s.l.) sont appelées "basaltes miocènes". Leur antériorité sur les tufs des unités intermédiaires est assurée en nombreux points de la vallée de l'Alagnon (voir schéma volcanologique fig.32). Or les

"tufs lités" de l'Alagnon (décrits chap. I), formation la plus ancienne de ces séries, comportent le gisement de plantes de Chambeuil qui fournit, selon les anciens auteurs, un âge miocène.

On peut, par ailleurs, citer comme indices de la position post-oligocène de ces basaltes :

1 - la fréquence dans la plupart des tephra basaltiques, d'enclaves de calcaires blancs et d'argiles vertes ;

2 - la présence d'éléments calcaires à la base de la coulée de la Grange Ganilh (altitude 905 m sur la RD. 139 qui joint Chambeuil à la RN.126).

En conséquence, en attendant les résultats des études K/Ar et palynologique en cours, le terme "basaltes anciens" sera préféré à l'appellation consacrée par l'usage.

Ces basaltes anciens sont depuis longtemps connus sur les deux versants de l'Alagnon, entre Laveissière et Murat, dans le fond du Bournandel depuis Muraille-Haute, et au débouché du Lagnon à l'aval du Moulin de Champeix.

La stratigraphie à l'intérieur de cet ensemble n'a pu être précisée compte tenu du caractère ponctuel des émissions : outre les appareils décrits dans la cuvette de Murat (Maurizot-Blanc, 1974 ; de Goër de Herve, 1972), on peut noter la présence d'au moins sept cônes de scories démantelés sur les 4 km qui séparent Laveissière d'Anterroches (voir schéma volcanologique). Au versant gauche de l'Alagnon, ces appareils jalonnent une carapace formée de l'imbrication de plusieurs coulées de laves qui se dirigent vers la vallée ; le versant droit de celle-ci paraît analogue, mais la discontinuité de l'affleurement empêche de l'affirmer.

Le toit de la carapace lavique n'excède pas 960 m d'altitude sur le versant gauche et le versant droit, à l'aval de Chambeuil. Font exception :

1 - 400 m au NE. du village de Laveissière, une coulée pentée de 30° vers le SW. et dont la base affleure à 1015 m d'altitude ;

2 - un cône de scories au S. de La Chassagne qui atteint 1020 m d'altitude et émet une coulée vers le SW. ;

3 - au SW. de Fraisse-Bas, un ensemble culminant à Bellevue à 1000 m d'altitude ; il est formé d'une coulée coiffant des tufs argilisés et des scories altérées (volcan de Combrelles décrit par Boule, 1896).

Ces points hauts sont l'empreinte de la paléo-morphologie bosselée de la fin des émissions basaltiques.

C - L'ENSEMBLE CLAIR INFERIEUR (OU INFRABRECHE)

Bien connue sous les noms de "trachytes miocènes" (Boule, 1896) et de "formations acides inférieures" (de Goër de Herve, 1971), cette formation sous-estimée, même par Boule, recouvre les basaltes anciens de Laveissière à Murat. Cette unité prend place à la base des brèches trachy-andésitiques du secteur étudié. La "brèche blanche" (décrite chap. III, § B1.) la recouvre sur tout le versant gauche de l'Alagnon, du Lioran à Murat.

Cet ensemble est divisé en trois zones géographiques :

- la plus externe s'étend de Laveissière à Murat et offre des coupes réduites ; la position stratigraphique des dépôts, discontinus et altérés, est précisée mais leur signification dynamique n'est souvent pas claire; la région d'Albepierre est rattachée à cette zone externe.

- une zone médiane où les coupes, situées entre Laveissière et le replat du Buron des Belles-Aigues à l'amont, comportent la gamme la plus étendue de dépôts différant par leur signification dynamique et leur pétrographie.

- la zone centrale du Lioran porte l'empreinte d'une "propylitisation" qui modifie la plupart des tufs, d'où émergent des intrusions dont la position stratigraphique est peu souvent définie.

C1. - ZONE EXTERNE

C1.1. La région de Chambeuil

L'ensemble clair inférieur affleure à la base du versant et peut atteindre l'altitude de 1000 m ; il se suit d'une façon discontinue sur 1,5 km de long.

a - Position stratigraphique :

Les matériaux de l'ensemble clair comblent une dépression située entre les appareils basaltiques de Bellevue (au NW.) et de Chambeuil(au SE.). Ce dernier est sous-jacent aux dépôts clairs des gorges de Chambeuil et du ravin situé à l'E. de celle-ci. On peut, d'après cette morphologie, considérer comme acquise l'antériorité des basaltes anciens bien que le contact direct ne soit pas visible.

La brèche des gorges de Chambeuil (chap.III, § A.1.) recouvre les dépôts de l'ensemble clair dans lesquels elle s'emboîte ; elle bifurque autour d'un paléorelief constitué de tufs clairs culminant à 1010 m d'altitude et actuellement entaillé par le premier ravin à l'E. des gorges de Chambeuil.

Ainsi, outre l'intérêt dynamique du comportement des brèches, ce secteur porte l'empreinte d'une forte érosion de l'ensemble clair inférieur. Un lambeau de "brèche blanche" recouvre des tufs de cet ensemble inférieur et englobe quelques panneaux de tufs basaltiques argilisés sur le chemin des Pommiers à 930 m d'altitude.

b - Succession des évènements

Parmi la masse des tufs clairs anciens se distinguent :

1 - à la base du versant, les tufs lités (ash-fall) de l'Alagnon (décrits chap.I) ; leur étude permet de vérifier l'hypothèse d'un comblement d'une dépression partiellement remplie d'eau ; le pendage (N140 E., 15 - 20 SE.) mesuré dans une grange située à l'E. du village de Chambeuil, ne s'oppose pas à cette hypothèse.

2 - le dépôt d'avalanche ardente des gorges de Chambeuil (décrite chap.III § D.), qui n'apparaît pas dans les coupes voisines, et qui serait emboîté dans un chenal. Cette avalanche paraît appartenir à la même phase d'activité qui a déposé les tufs lités gris visibles dans la coupe des Pommiers et, surtout dans le thalweg à l'E. des gorges de Chambeuil.

3 - ces tufs lités gris s'interprètent comme déposés par une pluie de cendres et de graviers dont certains, vitreux, gris-noir et oxydés, se retrouvent dans toutes les coupes ; la lave de ces éléments est analogue à celle de la nuée mentionnée ci-dessus (latite à cpx).

Compte tenu de la qualité médiocre des affleurements de tufs, du pendage très variable d'une unité à l'autre et de l'abondance de petites failles à rejets de 1 à 3 m, on ne peut que proposer une coupe hypothétique comportant, de haut en bas :

- la coulée de ponces de Chambeuil, à enclaves tuffacées ocre rouille (décrite chap. I § D.) ;

- environ 5 m de tufs lités clairs (dépôts de pluies de ponces rose et de cendres beige) ;

- des tufs lités gris (dépôts de pluie de sables, graviers et cendres) puissants de 10 m environ et /ou le dépôt de l'avalanche ardente des gorges de Chambeuil de plus de 10 m de puissance ;

- l'unité des tufs lités de l'Alagnon (chap.I - annexe), puissante de 30 m environ ; elle comporte à sa base un gisement de plantes homologue de celui de Joursac et d'âge miocène (Boule, 1896 ; Marty, 1910).

C1.2. Entre laveissière et le carrefour de Chambeuil ("Le Pasturadou" : point coté.921 sur la RN.126).

L'ensemble clair affleure d'une façon discontinue à la faveur de coupes d'épaisseur très souvent réduite, et dont le principal intérêt est stratigraphique. Les affleurements sont très souvent dégradés, comportant des tufs altérés, argilisés, ou rubéfiés par la "brèche blanche", et dont on peut rarement retrouver la signification dynamique.

Deux coupes peuvent illustrer ce propos :

a) Coupe du thalweg S. du Suc de Guogne (sortie E. du village de Laveissière)

La route du Meynial RD.139, repose sur les basaltes anciens et son talus est entaillé dans des tufs jau âtres ou beige dont la puissance atteint 6 m ; ces tufs peuvent être rubéfiés par la brèche blanche dont les zéolites ont pu cristalliser dans les fissures des tufs sous-jacents.

Au sein des tufs lités à alternance de strates centi- et décimétriques à sables, graviers ou cendres à ponces argilisées, s'intercalent, à mi-hauteur, des faciès rubanés ou flués ; l'interprétation de ces faciès est interdite par leur forte argilisation. On peut toutefois noter que des faciès sains de tufs rubanés (dépôt de coulée pyroclastique rubanée), sont présents :

- à 990 m d'altitude sous la brèche blanche située 200 m au S.SW. du Suc de Guogne ;

- dans les remblais qui jalonnent le chemin de Laveissière à Empiolet.

b) Coupe de Fraisse-bas

Le chemin qui relie Fraisse-Bas à la Boutillo est entaillé dans les basaltes anciens ; son talus comporte à 950 m d'altitude, des dépôts de tufs clairs dont un faciès rubané (lambeau de coulée pyroclastique ?).

La"brèche blanche" qui domine Fraisse-Bas repose, 20 m à l'E. du chemin et à 950 m d'altitude, sur 1 m de tufs rubéfiés à alternance de cendres et de ponces, en passées centi- et décimétriques ("ash-fall" probable). Ces tufs recouvrent les basaltes anciens et affleurent d'une façon discontinue sur près de 50 m de long à l'E. du chemin.

C1.3. Région d'Anterroches

Au versant gauche de l'Alagnon, on peut suivre sur 1 km de long l'ensemble clair dont l'intercalation entre "basaltes anciens" et "brèches trachyandésitiques" se trouve encore vérifiée.

La disparition de la "brèche blanche" et la présence de brèches à plusieurs niveaux des séries supérieures, n'excluent pas un étalement dans le temps des produits clairs de cette région ; toutefois, par analogie avec les autres zones et compte tenu de l'unité pétrographique des matériaux(latites à cpx ; latites à Bi. + Amph.), on peut considérer les dépôts de cette région d'Anterroches comme équivalent stratigraphique de l'ensemble "infrabrèche".

La stratigraphie interne de cet ensemble peut être illustrée par une coupe observable sur le flanc E. du centre d'émission de brèche d'Anterroches/Les Gouttes décrit au chapitre III § A4. (x = 640,38 ; y = 312,29 ; z = 990 m) ; l'affaissement du coeur de cet appareil explique le pendage de 45° vers l'W. des dépôts clairs infrabréchiques.

De haut en bas, la succession suivante est observée :

- des tufs lités à alternance régulière de niveaux à ponces agglomérées (épaisseur ≃ 50 cm) et de cendres grises (épaisseur ≃ 20 cm) ; la puissance de ce dépôt, interprétable comme pluie de cendres et de lapilli, n'excède pas 3 m ;

- un dépôt d'avalanche ardente gris-clair et puissant de 5 m (mentionné chap. III § D1) s'intercale dans la coupe à la façon d'une strate épaisse à surface basale plane,

- un dépôt de plus de 5 m d'épaisseur, formé de tufs sableux, peu compactés, et caractérisés :

a/ par des lits milli- à centimétriques, que soulignent les variations granulométriques de matériaux bien classés, des bandes de lapilli isodiamétriques et des joints cendreux ou riches en ponces ;

b/ par la présence de quelques xénolithes durs, anguleux, épars, et dont la taille est inférieure ou égale à 4 dcm ;

c/ par l'alignement de cavités millimétriques que la faible cohésion des matériaux interdit d'interpréter (il peut s'agir de vésicules ou d'interstices intergranulaires).

Les trois caractères énoncés ci-dessus permettent d'interpréter ce dernier ensemble soit comme un dépôt de déferlante basale (avec une partie mise en place par retombées aériennes), soit comme un dépôt de pluie de sables et graviers (cette hypothèse expliquant mal l'absence de traces d'impact à la base des blocs, je la rejetterai). Il serait possible de rattacher à cette strate, des tufs lités friables qui comportent des xénolithes milli- et centimétriques, ronds à contours lisses non trempés et formés de rhyotrachyte aphyrique ; les coordonnées de ce dépôt sont : x = 641,05 ; y = 312,29 ; z = 975 m).

Si la richesse en cristaux et la présence d'éléments rhyotrachytiques peuvent être utilisés comme traceurs stratigraphiques, on peut encore relier à cette strate les tufs du réservoir de Massebeau (versant droit du Bournandel altitude 980 m). Ces derniers surmontent topographiquement, et probablement stratigraphiquement, les"tufs de Massebeau" décrits par Maurizot-Blanc (1974).

A l'E. de la coupe Anterroches/Les Gouttes, décrite ci-dessus, et sur le flanc W. de l'appareil basaltique d'Anterroches, se relève une coupe possédant à sa base une strate subhorizontale zonée, à bombes scoriacées. On connaît, comme équivalent de cette strate, 100 m à l'E. des Gouttes, une accumulation de bombes scoriacées dont la taille peut atteindre 1 m ; or, celle-ci s'intercale entre les brèches des unités supérieures et les basaltes anciens et peut donc appartenir à l'ensemble clair inférieur.

On pourrait intégrer dans un schéma d'éruption vulcanienne déterminée par un centre local : l'accumulation de bombes scoriacées, les strates subhorizontales et zonées à bombes scoriacées et le dépôt de déferlante basale mentionné plus haut.

La présence d'édifices ponctuels et d'une zone faillée, interdit de raccorder les coupes présentées ci-dessus pour illustrer la variété des dépôts de l'ensemble clair inférieur, particulièrement réduit de ce secteur.

C1.4. Région d'Albepierre

La stratigraphie locale repose sur la position attribuée à la falaise des tufs lités situés 1 km au NE. du village d'Albepierre. L'étude de cet affleurement permet de proposer les corrélations suivantes :

- la moitié supérieure de la falaise est équivalente aux tufs lités de la Chevade qui appartiennent aux épisodes trachyandésitiques ultérieurs (chap. IV § D2.1, unité G2.E). Cette hypothèse repose sur plusieurs critères :

  1 - la couleur brune des niveaux cendreux ;

2 - la richesse en ponces et en microponces allongées ;

3 - la présence de niveaux de lapilli et de petits blocs trachyandésitiques, denses et parfois oxydés.

Ces particularités qu'on retrouve fréquemment dans les tufs lités intercalés dans les plateaux d'agglomérats (chap. IV § D2.1 unité G2.E) ne figurent pas dans les tufs lités de l'Alagnon (chap. 1 - annexe). Outre ces faits, je préciserai encore :

1 - que cette partie supérieure est séparée par une discordance angulaire de 5° au moins, de la partie basale de la falaise ; cette discordance augmente quand on se déplace vers l'E. : les dépôts supérieurs devenant subhorizontaux ;

2 - l'abondance des niveaux ponceux peu épais ($\leqslant$ 30 cm) est très inférieure à celle des niveaux ponceux plus épais ($\leqslant$ 50 cm) de la partie basale de la falaise.

- la moitié inférieure de la falaise possède l'essentiel des caractères des tufs lités de l'Alagnon (chap. I - annexe) et notamment :

1 - l'alternance de niveaux cendreux gris et de ponces agglomérées ;

2 - la pauvreté en xénolithes (latites à cpx).

Le contraste entre les deux parties de la falaise de tuf lité d'Albepierre me conduit donc à homologuer "au faciès", la partie inférieure de cette falaise et les tufs lités de l'Alagnon (chap. I - annexe).

Par suite, on peut considérer, à titre d'hypothèse, que la base de la falaise appartient à l'ensemble clair inférieur de l'Alagnon ; toutefois, compte tenu de l'absence de basaltes anciens et de la "brèche blanche", cette hypothèse demande confirmation par d'autres moyens d'investigation et, notamment, par une étude des argiles chocolat situées à la base de la falaise.

Comme les tufs d'Albepierre pendent de 25 à 30° SE., on ne peut exclure l'hypothèse de l'ennoyage d'une masse de rhyotrachytes situés immédiatement à l'W. de ces tufs. En supposant (ce qui n'est pas acquis) que toutes les laves rhyotrachytiques du Benet ont été émises pendant le même intervalle de temps, l'argument énoncé ci-dessus est le seul qui permette de situer ces laves dans la stratigraphie locale.

Compte tenu :

1 - des caractères de dépôts de pluies de cendres et de ponces de la masse inférieure de la falaise ,

2 - de la composition minéralogique des ponces (plagioclases + Bi $\pm$ Amph. $\pm$ cpx) ,

3 - de l'absence d'éléments rhyotrachytique dans les tufs,

il m'apparaît raisonnable d'exclure l'hypothèse d'un anneau de tufs précédant la mise en place du dôme de rhyo-trachyte.

L'appartenance des tufs et laves rhyotrachytiques de la région d'Albepierre à l'ensemble clair inférieur, doit donc être considérée avec prudence.

C1.5. Bilan

L'apport de la zone externe de la stratigraphie du secteur étudié, se résume ainsi :

- la position de l'ensemble clair, entre basaltes anciens et "brèche blanche" de l'Alagnon, est établie ;

- seuls les tufs lités de Chambeuil font figure de repère stratigraphique au sein de dépôts locaux.

°°°

C2. ZONE MOYENNE

Cette région, comprise entre Laveissière et le buron des Belles-Aigues, est celle qui offre les meilleures conditions pour l'étude du massif clair inférieur.

C2.1. Stratigraphie

Elle est résumée dans le tableau 31 . Il convient de noter que pour définir la position stratigraphique du massif clair, on se heurte à deux difficultés :

- les basaltes anciens ont disparu à l'amont de Laveissière ;

- la formation claire n'est sous-jacente à la "brèche blanche" que sur le versant gauche de l'Alagnon (ce qui permet d'évaluer l'épaisseur maximale des dépôts clairs à 200 m environ).

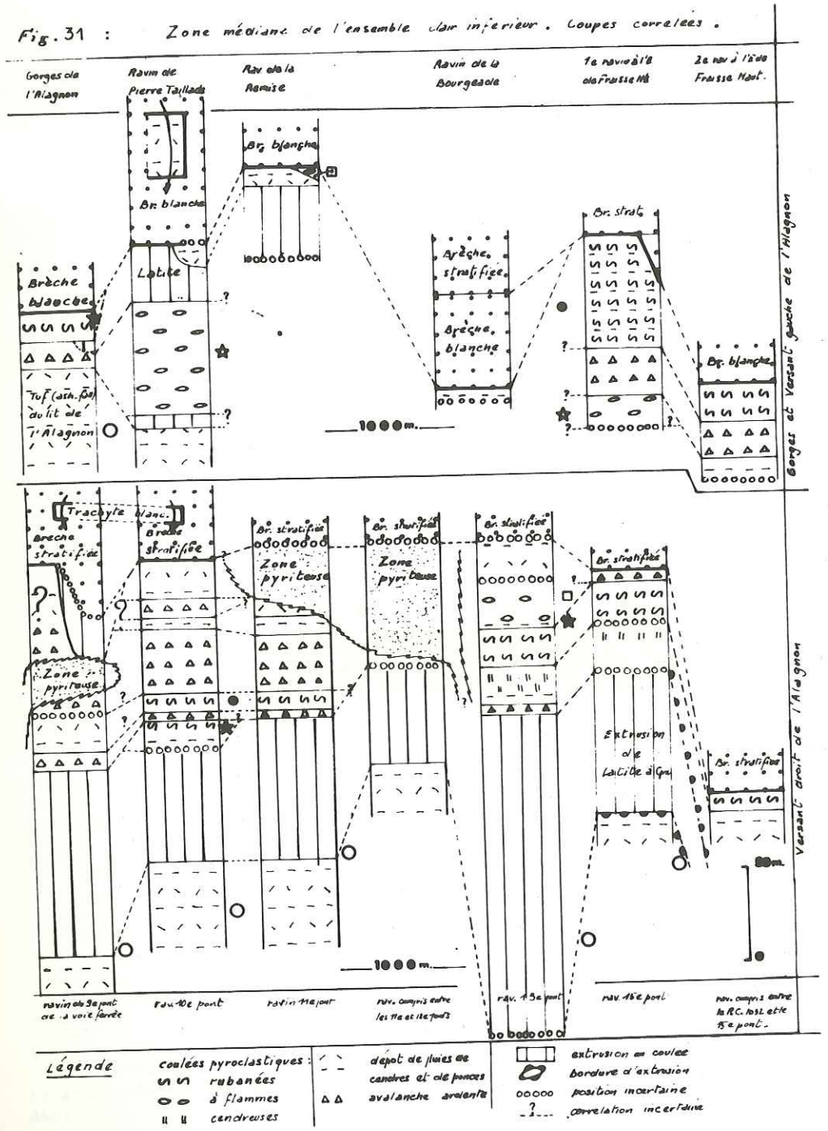
Les observations aidant à résoudre les difficultés énoncées ci-dessus se résument ainsi :

a) la présence, à la base des deux versants, des tufs lités décrits et considérés comme équivalents des dépôts de Chambeuil, laisse supposer la position post-basaltique de l'ensemble clair de la zone moyenne.

b) au versant droit de l'Alagnon, malgré l'absence de la "brèche blanche", la position infrabrèche (s.l.) de l'ensemble clair, recouvert par des brèches stratifiées analogues à celles décrites à Chambeuil, est acquise. L'épaisseur des dépôts ne dépasse guère celle de la rive gauche avec un maximum de 250 m environ.

c) les coulées pyroclastiques sont utilisées comme repères stratigraphiques pour relier les deux versants. Toutefois, ces corrélations, établies d'après les faciès, ne doivent pas être considérées comme définitivement acquises ; l'évolution latérale des coulées pyroclastiques n'ayant jamais pu être observée, il est fort possible d'assimiler deux unités d'âges différents mais figées au même stade d'évolution dynamique.

Fig. 31 : Zone médiane de l'ensemble clair inférieur. Coupes corrélées.



Il est important de noter que tous les types de coulées pyroclastiques décrits au chapitre I, appartiennent à cet ensemble et n'ont jamais été retrouvés au sein des unités supérieures du secteur étudié.

En remarque, il convient de préciser la signification des zones pyriteuses et la morphologie du dôme du versant droit de l'Alagnon :

a) Dôme de la rive droite de l'Alagnon :

Sur le versant droit de l'Alagnon, face à la région de la Bourgeade-Fraisse Haut, ce dôme (latites à cpx + amph. + Bi), émerge mal dans le relief mais affleure bien au fond des ravins. Sa plus grande dimension horizontale visible ne dépasse pas 1 km.

La partie extrusive de la masse peut être mise en évidence vers l'E. Le flanc N. de l'extrusion se reconnaît à une gaine bréchique (gaine d'écroulement) de 10 m environ de hauteur visible. Hétérométrie et absence de classement caractérisent cette brèche, d'un ton gris uniforme, dont l'allure diffère peu des avalanches ardentes de Chambeuil et d'Anterroches ; ses fragments de 1 mm à 1m de diamètre sont vitreux, gris plus foncé que la matrice, subanguleux, parfois fluidaux ou scoriacés, et à cortex soit souvent hérissé, soit indistinct de la matrice grossière et peu consolidée qui les renferme.

La bordure E. du dôme, visible en rive gauche du ravin dans le premier thalweg à l'E. du 15e pont de chemin de fer, est vitreuse, fluidale, scoriacée, voire bréchifiée. A 1070 m d'altitude, dans le lit du ruisseau qui s'écoule sous le 15e pont de chemin de fer, s'observe le contact entre une bordure vitreuse analogue et des tufs lités qu'elle rubéfie ; le faciès de ces tufs les fait assimiler à ceux de la base du versant et du lit de l'Alagnon.

Il est très vraisemblable qu'une partie du dôme se soit écoulée vers le N.NE. (son front se situerait sous le buron des Obres), ce qu'attestent : les coupes des fonds de ravin (tableau 31) et la cartographie de ce secteur.

La position stratigraphique "infrabrèche" de ce dôme-coulée est précisée par :

1 - un lambeau de brèche stratifiée trachyandésitique recouvrant (N25 E ; 65 NW.) la gaine bréchique du dôme, le long de la voie ferrée ;

2 - les dépôts de l'ensemble clair inférieur qui recouvrent ce dôme.

Sa position, par rapport à la coulée de latite située au versant gauche de l'Alagnon, sous la Bourgeade, n'est pas acquise.

b) Zones pyriteuses de la rive droite de l'Alagnon (9e et 11e ravins)

Outre la présence de pyrite, ces zones sont marquées par l'argilisation des dépôts, dont la couleur devient jaunâtre ou rouille en surface et bleu foncé uniforme en profondeur. En de nombreux points, de gros blocs, des brèches et des dykes se reconnaissent encore à leur structure ; en d'autres lieux, l'argilisation paraît accompagner de véritables mylonites.

En conséquence, ce type de zone pyriteuse ne peut pas être considéré comme un niveau stratigraphique mais paraît plutôt dépendre de la présence d'une faille.

Ces caractères préfigurent ceux qui seront développés en zone centrale (§ C3.).

C2.2. Structure

L'étude de la zone médiane permet de démontrer que la vallée actuelle s'est réinstallée à l'emplacement d'une dépression partiellement comblée par les produits de l'ensemble clair.

Cette dépression a été le lieu d'imbrication et de croisement des matériaux en provenance des deux versants de l'Alagnon, notamment :

- les coulées pyroclastiques :
  1 - celle à flamme de Pierre-Taillade se dirigeant, depuis le versant gauche, vers le SE. ;

  2 - celle, cendreuse, du Passadou qui s'écoule vers le NE. depuis le versant droit ;

- les coulées de latites :
  1 - celle du versant gauche se dirige vers l'E. et atteint le château situé sous la Bourgeade ;

  2 - celle du versant droit dirigée vers le N.NW. Le pendage vers le N.NE. des tufs du lit et du versant droit de l'Alagnon, qui constituent le soubassement de l'ensemble clair dans ce secteur médian, appuie l'hypothèse d'une dépression ancienne.

Il est toutefois difficile d'affirmer que la dépression coïncide parfaitement avec la vallée.

Cette situation explique que les brèches des unités supérieures n'ont pu recouvrir les dépôts du lit de l'Alagnon qu'à l'amont du double obstacle constitué par les coulées pyroclastiques et, plus à l'aval, par les coulées de lave.

C2.3. Conclusions

La puissance des affleurements visibles confirme l'idée de Boule (1896) d'un massif continu recouvert par les brèches trachyandésitiques des ensembles supérieurs. La "brèche blanche" de l'Alagnon, unité la plus ancienne de ces brèches, constitue le repère qui clôt l'ensemble clair inférieur.

Le détail de ce massif clair inférieur ne traduit aucune évolution en grand de la dynamique des émissions ; la répétition de types d'activité très contrastés - coulées pyroclastiques, pluies de cendres et de ponces, extrusions accompagnées de nuées ardentes - est la règle la plus générale.

C3. - ZONE CENTRALE

Les dépôts qui figurent sous les brèches entre le ravin de Pierre-Taillade et Super-Lioran, sont attribués à "l'ensemble clair". Toutefois, ces brèches affleurent d'une façon continue dans la région du Super-Lioran et leur position stratigraphique est mal assurée.

Les brèches ne sont modifiées qu'en quelques points par une propylitisation analogue à celle connue en Haute-Jordanne. Une brèche silicifiée affleurant à 1275 m d'altitude dans le ravin de Font d'Alagnon, en est un exemple. Elles contrastent bien avec les dépôts clairs propylitisés qu'elles peuvent recouvrir.

Les dépôts "clairs" sont souvent argilisés, riches en pyrite et d'un ton bleu au coeur de l'affleurement, ou ocre rouille à sa surface. La structure des dépôts peut être conservée : on peut parfois retrouver l'agencement des matériaux d'une brèche ou le litage d'un tuf.

La propylitisation paraît, toutefois, modifier de façon sélective les dépôts, et on peut citer quelques ensembles peu altérés :

- une lave bréchifiée riche en carbonates, recoupée par un filon de lave complètement argilisé ; cette brèche affleure dans le talus de la RN.126 10 m à l'aval du point coté 1222 (vallée de la Cère) ;

- le dôme de latite du Font d'Alagnon, si les quartz xénomorphes de la mésostase sont attribués à la propylitisation ;

- le "lahar du Lioran" décrit par Demange (1974) : seuls quelques carbonates peuvent envahir la matrice argilisée du dépôt et le recouper en filons de 1 cm d'épaisseur et de plus de 1 m de long. Une vague stratification (localement bien visible en rive gauche du Viaguin 30 m à l'aval du tunnel du Lioran) et la localisation de la formation (canalisation probable), permettent de supposer l'écoulement des matériaux cendreux. Cependant, l'étude du dépôt ne permet pas de préciser si la mise en place a été celle d'un lahar ou d'une coulée pyroclastique ultérieurement propylitisée.

Cette propylitisation suffit pour interdire les corrélations entre les dépôts qu'elle affecte. De plus, elle ne peut en aucun cas être utilisée comme repère stratigraphique, bien qu'elle touche de préférence les dépôts de l'ensemble clair inférieur ; le seul critère satisfaisant pour définir ce dernier ensemble demeure donc la présence des brèches sus-jacentes.

Par suite, sous réserve d'étude géochronologique, l'altitude de 1450 m peut être considérée comme le toit de l'ensemble clair inférieur si l'on peut lui attribuer :

1 - les faciès propylitisés et les tufs rubanés des ravins situés au NW. de la ligne de crête du Plomb, entre le Baguet et le ravin des Belles-Aigues ;

2 - les tufs (ash-fall) recouvrant le dôme de Font d'Alagnon, dans le ruisseau de la Grange.

On ne peut pas en conclure que le massif clair inférieur constituait une carapace culminant à 1450 m d'altitude : on ne saurait exclure la présence d'une dépression (caldeira ancienne ?) s'étendant du Super-Lioran à la Haute-Jordanne.

C4. - CONCLUSIONS

Selon Boule (1896) : "le nombre relativement considérable des affleurements que nous connaissons aujourd'hui, et la disposition de ces affleurements, montrent que les divers amas de roches trachytiques des vallées de l'Alagnon, de la Cère, du Goul, de la Jordanne, de la Marse, etc ..., forment un massif à peu près continu sous les brèches andésitiques. Ce massif n'a pas moins de 25 km de diamètre."

Ce schéma peut être conservé pour l'ensemble de la vallée de l'Alagnon sous réserve d'études palynologiques et de datations K/ar.

Le massif défini par Boule culminerait encore à près de 1450 m d'altitude et prend place entre les basaltes anciens (miocènes) et les premiers écoulements pyroclastiques qui inaugurent dans la vallée de l'Alagnon, les épisodes trachyandésitiques.

Il faut noter que, dans le schéma proposé, excepté les avalanches ardentes définies chap. III § D., aucun "écoulement pyroclastique agglomératique ou bréchique" ne s'intercale dans l'ensemble clair. Par ailleurs, les coulées pyroclastiques rubanées et flammées (définies chap. I § A et B.) seraient spécifiques à l'ensemble clair inférieur de l'Alagnon. Toutefois, ces coulées pyroclastiques ne peuvent servir de repère chronologique régional compte tenu de leur localisation (canalisation). Seuls les "tufs lités de l'Alagnon" (ash-fall) font figures de repère régional (chap. I - annexe).
Ces quelques traits paraissent essentiels pour la compréhension du Cantal oriental.

Dans une tentative de synthèse, de Goër de Herve et Mergoil (1971) imaginent la création "d'une vaste caldeira de 8 km de diamètre" à la fin de l'épisode trachyandésitique néocantalien (voir fig. 3 ; cette coupe proposée par de Goër de Herve (1971) donne déjà un strato-volcan trachytique paléocantalien de 25 km de diamètre, mais ne le fait culminer qu'à 1250 m). Sans pouvoir exclure qu'il y ait eu effectivement une (ou plusieurs) caldeiras à cette époque, ce schéma doit être remodelé :

- les émissions trachyandésitiques terminales, se situent tout au long des lignes de crêtes actuelles (chap. IV § D3.) ; les centres éruptifs peuvent s'aligner sur la périphérie de caldeiras plus anciennes, dont la forme est très oblitérée. Le cône trachyandésitique central supposé par de Goër de Herve et Mergoil (1971), à 2500 m d'altitude n'a probablement jamais existé.

- il serait fort étonnant que la répétition des émissions de coulées pyroclastiques ne se soit pas accompagnée de la constitution d'une ou plusieurs caldeiras.

- la propylitisation est une transformation intra-caldérique (ex. La Réunion, Ténériffe) ; or, cette transformation affecte essentiellement les formations claires inférieures. Il est donc très probable qu'elle a pu débuter dès la construction du massif clair inférieur et se poursuivre au début de la phase d'émission des brèches trachyandésitiques.

La formation d'une(ou de plusieurs)caldeira paléo-cantalienne, antérieure à l'émission des premières brèches trachyandésitiques (capables de combler une partie de la région du Super-Lioran (chap.IV § D1.2.), apparaît donc comme vraisemblable ; la forme de l'édifice néocantalien trachyandésitique se déduirait essentiellement de la présence de cette dépression centrale paléocantalienne.

°°°

D - LE MASSIF TRACHYANDESITIQUE (NEO-CANTAL)

INTRODUCTION

L'utilisation des écoulements pyroclastiques conduit à subdiviser cet ensemble en trois périodes pouvant être assimilées, sous réserve d'étude géochronologique, aux différents épisodes d'activité définis dans la moitié W. du Cantal (Bellon, 1972). L'activité volcanique du secteur étudié produit successivement :

- deux unités au moins de brèches homologuées au "complexe des brèches inférieures" de l'W. du Cantal ;

- des plateaux d'agglomérats assimilés au "complexe conglomératique supérieur" ; l'édifice d'Auzolles appartient à cette période volcanique ;

- une activité effusive trachyandésitique terminale ("andésites des sommets") ; des brèches, et notamment l'appareil du Seycheuse, s'intercalent dans ce complexe.

Je développerai les deux premières périodes et résumerai seulement l'activité effusive terminale.

D1. - LES PREMIERES BRECHES (ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES) DE L'ALAGNON.

Tranchant bien sur les dépôts clairs antérieurs, prennent place deux ensembles bien contrastés avec :

1 - à la base, la "brèche blanche" (décrite chap.III § B1.) qui constitue un repère régional ;

2 - les brèches stratifiées comme celles de Chambeuil et des Fours à Chaux de Laveissière, décrites précédemment (chap.III) ; leur position stratigraphique n'est véritablement acquise que lorsqu'elles supportent les "plateaux d'agglomérats" décrits ultérieurement.

D1.1. La brèche blanche (B1)

Son utilisation comme repère stratigraphique se déduit de son comportement dynamique (défini chap.III § B1.) et de ses particularités pétrographiques.

Cette "brèche blanche" marque la base des unités inférieures de brèches. Elle n'est recouverte que localement : les venues de brèches postérieures se mettant en place,après inversion de relief, dans un réseau hydrographique décalé par les unités de brèches blanches qui ont partiellement comblé celui entaillé dans l'ensemble clair inférieur.

Les contacts les plus nets entre cette brèche blanche et les brèches plus tardives du même ensemble, s'observent notamment :

- dans les gorges de l'Alagnon, 150 m à l'W. du buron des Belles-Aigues ; quelques niveaux tuffacés gris séparent les coulées de brèche blanche ;
- dans le ravin de La Bourgeade, où les brèches trachyandésitiques tardives reposent à 1070 m d'altitude sur la brèche blanche ;
- à 1010 m d'altitude, dans le lit du ravin de Fraisse-Haut ;
- sous le côté E. de la falaise des brèches des Fours à Chaux de Laveissière, à l'aplomb d'une antenne de télévision ;
- sous la brèche du Suc de Guogne, à 1100 m d'altitude, au NE. du village de Laveissière.

Cette brèche surmonte topographiquement les dépôts de calcaires et argiles oligocènes aux Fours à Chaux de Laveissière, et elle recouvre les basaltes anciens :

1 - à 970 m d'altitude, sur le côté W. de la butte de la Boutillo ;

2 - à 980 m d'altitude, 150 m à l'W. de l'intersection du chemin du Meynial-Pasturadou et de La Chassagne-Fraisse Bas ;

3 - à Muraille-Haute.

Parmi les unités les plus anciennes de l'ensemble clair inférieur, les tufs du lit de l'Alagnon sont recouverts à l'entrée et à la sortie des gorges, sous le replat du buron des Belles-Aigues ; 100 m au NW. de ce dernier, un filon recoupant la brèche blanche entraîne, le long de ses épontes, des panneaux rubéfiés de ces tufs.

Les dépôts les plus récents de l'ensemble clair inférieur sont recouverts par la brèche blanche, en de nombreux points dont :

1 - la rive gauche du ravin de Pierre-Taillade de 1170 à 1140 m d'altitude;

2 - le ravin de la Bourgeade à 1020 m d'altitude ;

3 - le ravin à l'E. de Fraisse-Haut où elle s'emboîte en rive gauche ;

4 - dans le 2e ravin à l'E. de Fraisse-Haut où elle cascade, de 1020 à 990m d'altitude, sur des tufs et des coulées pyroclastiques rubanées.

Conclusions

Les pages suivantes montreront que ce repère stratigraphique à valeur régionale, constitue le premier indice d'un brutal changement dans l'activité dynamique, étroitement dépendante du chimisme des magmas. Ce niveau marque le début,à la fois des épisodes trachyandésitiques et des premiers écoulements pyroclastiques bréchiques qui seront abondants à la base de ce nouveau cycle éruptif. Ce niveau repère est donc un jalon essentiel pour souligner le contraste entre un néo-Cantal trachyandésitique (de Goër de Herve et Mergoil, 1971) et l'ensemble clair inférieur qui en constitue l'ossature.

D1.2. Les brèches stratifiées (B2)

Elles construisent un ensemble composite dont la position stratigraphique n'est assurée que lorsque ces brèches supportent les "plateaux d'agglomérats " ultérieurs. Par suite, l'appartenance à cette unité des brèches du secteur central (amont du ravin de Pierre-Taillade), comporte une large part d'arbitraire qu'il serait souhaitable de discuter par d'autres moyens d'investigation.

La convergence de faciès de la plupart des brèches, ne m'a pas permis d'établir une succession des différentes venues, dont l'affleurement discontinu paraît dépendre de la morphologie antérieure.

Je résumerai successivement deux ensembles :

a - une zone externe comprenant les dépôts situés entre Murat et la Remise ;

b - une zone centrale à l'amont de Pierre-Taillade.

Cette coupure permet de discuter la position stratigraphique des brèches du secteur central et repose sur un changement morphologique notable.

a - Zone externe

La plupart des gisements supportent les agglomérats ultérieurs; la position inférieure des brèches est donc assurée. Celles-ci ne constituent pas une carapace uniforme et continue. Elles contribuent à régulariser le paléorelief :

- en continuant à combler le réseau hydrographique ancien, gouverné par la morphologie de l'ensemble clair inférieur ;
- en empruntant celui modifié par les brèches blanches.

La cartographie du versant gauche de l'Alagnon étaye cette hypothèse en accord avec une dynamique d'écoulements pyroclastiques.

Le détail des brèches oblige à considérer que l'actuelle vallée de l'Alagnon diffère peu de son ancien tracé, vers lequel convergeaient les écoulements pyroclastiques des deux versants. Cette hypothèse est étayée notamment par :

- les brèches du versant droit comme :
  1 - celle de Chambeuil (décrite Chap.IV § A1.)
  2 - la brèche située face à Fraisse-Haut qui présente un fort pendage vers le N.NW. et des lambeaux recouvrant, 80 m plus bas,la bordure d'écroulement d'un dôme ancien ;

3 - la brèche du tunnel situé face à Laveissière ;
4 - le lambeau de brèche du Martinet qui se serait emboîté à l'E. du cône de scories basaltiques miocène de la scierie.

- les dépôts du versant gauche comme ceux de la région de Laveissière (brèches des Fours à Chaux et de la route du Meynial, décrites chap.III §B2.2).

b - Zone centrale

Ce secteur se caractérise par l'absence de repère stratigraphique d'extension kilométrique, sus-jacent ou intercalé dans les brèches, et par la convergence de faciès de ces dernières et de celles (comme la brèche de Seycheuse, chap.II § B.) qui s'intercalent dans la série effusive supérieure. En conséquence, d'autres moyens d'investigation doivent être envisagés pour discuter la position inférieure proposée pour ces brèches.

Je résumerai deux exemples qui contrastent par leur morphologie:

1 - un secteur médian (compris entre le Lioran et le ravin de Pierre-Taillade) où les brèches constituent une couverture presque continue ;

2 - un domaine central (région du Super-Lioran) marqué par quelques centres d'émissions d'où s'échappent des langues peu pentées.

b1. Le secteur médian

La couverture bréchique de ce secteur a été édifiée par la juxtaposition et/ou l'imbrication des écoulements pyroclastiques issus des deux versants de l'Alagnon et du secteur central. Cette couverture paraît continue :

- le long de la RN.126 entre le Lioran et le ravin de Pierre-Taillade ;
- sur l'ancienne piste forestière du versant gauche de l'Alagnon entre la RN.126 (point cote 1118) et la ruine à 1293 m d'altitude.

Cette continuité ne serait qu'apparente et deux faits peuvent éclairer la morphologie des brèches ; ce sont :

- la demi-boutonnière qui s'ouvre sur les dépôts de l'ensemble clair ancien affleurant au fond des gorges de l'Alagnon (sous le replat du buron des Belles-Aigues) ;

- sur le versant gauche de l'Alagnon, le pendage d'environ 20° SE. des brèches de la base des ruisseaux de la Croix et des Trois-Pierres.

Cette morphologie demanderait l'explication des faits suivants :

1 - les brèches s'accumulent à l'amont d'une ligne formée par les ruisseaux de Pierre-Taillade et du Passadou ;

2 - elles figurent au niveau de ces deux ravins au-dessus de 1180 m d'altitude, alors qu'elles recouvrent la "brèche blanche" et les dépôts clairs inférieurs des gorges de l'Alagnon à une altitude de 1050 m environ.

3 - le long de la crête séparant le ravin de Pierre-Taillade et l'Alagnon les brèches affleurant à 1200 m d'altitude environ, possèdent un pendage subhorizontal .

On peut encore remarquer : 1) que la brèche blanche des Gorges de l'Alagnon ne dépasse pas la limite mentionnée ci-dessus alors qu'elle est représentée localement par une coulée de lave à peine bréchifiée ; 2) que cette brèche blanche affleure environ 120 m plus haut, dans le ravin de Pierre-Taillade.

J'interprète ces faits par la présence, à l'aval de la ligne de Pierre-Taillade/Passadou, d'un verrou construit pendant l'épisode clair inférieur par les coulées laviques et pyroclastiques issues des deux versants d'une paléovallée. Ce verrou aurait formé un barrage vis-à-vis des écoulements pyroclastiques venus ultérieurement des régions plus amont.

b2. Le secteur central

Les brèches affleurent de façon ponctuelle au-dessous de l'altitude 1450 m qui marquerait le toit de l'ensemble clair inférieur. Ce fait doit être expliqué par la morphologie de la charpente claire inférieure probablement déjà entaillée avant les premières brèches.

La postériorité des brèches sur l'édifice clair inférieur paraît acquise. Deux coupes peuvent l'illustrer :

- la première est relevable dans un thalweg au N. du Puy de Masseboeuf entre les deux épingles de la route Impériale (1270 à 1220 m d'altitude) La brèche surmonte, topographiquement, une coulée de latite (puissance= 6 m) qui recouvre une brèche propylitisée à panneaux ; parmi ceux-ci se distingue un trachyte blanc altéré affleurant sur plus de 20 m à la base du ravin.

- au N. du col de la Font de Cère, à 1220 m d'altitude et au-dessus du départ du téleski de la butte 1362, une brèche s'emboîte dans la coulée de latite qui occupe le versant droit de l'Alagnon, à l'amont de la RN.126.

Demange (1974) a décrit les dômes trachyandésitiques du col de Font de Cère (butte 1362) et du Puy de Masseboeuf. Pour cet auteur, le premier dôme serait recouvert de "quelques plaçages de scories". Cette observation peut être précisée : un second levé, réalisé avec N. Vatin-Pérignon, permet de retrouver, le long du téleski, le faciès banal des brèches, localement assez soudées. On peut supposer que ce dôme se situe à l'emplacement d'un des points d'émission des écoulements pyroclastiques dont les dépôts affleurent immédiatement à l'E. Le Puy de Masseboeuf (ou Puy Lioran) serait une réplique du dôme du Col de Cère : dans sa partie E., une zone plus bréchique affleure le long de la piste à 1390 m d'altitude.

Ces dômes seraient le résultat d'une montée d'un magma assez dégazé, terminant l'émission des écoulements pyroclastiques.

La postériorité de ces dômes sur les dépôts clairs inférieurs peut donc être envisagée malgré l'absence de contacts observables. Par ailleurs, l'absence d'altération de la lave du Puy Masseboeuf contraste

bien avec les matériaux propylitisés de la RN.126 qui le bordent vers le Sud.

La présence des écoulements pyroclastiques et des dômes mentionnés ci-dessus (qu'ils soient ou non reliés à ces derniers) démontre l'existence d'une dépression dans la région du Superlioran. Celle-ci serait contemporaine de l'édifice clair inférieur (signature d'une ou de plusieurs caldeiras, chap.IV § C4.) et aurait été accusée par une érosion antérieure aux brèches trachyandésitiques.

On doit conclure que l'on ne peut, en toute rigueur, définir dans la région centrale une limite supérieure à ces brèches (nous verrons que les plateaux d'agglomérats n'apparaissent que plus à l'aval). Ce fait limite l'utilisation des brèches comme repère stratigraphique. Pour la région centrale, la succession d'un ensemble clair sous-jacent aux brèches trachyandésitiques, est donc admise comme hypothèse de travail, sous réserve d'étude géochronologique et par analogie aux zones médiane et externe déjà décrites.

D1.3. Conclusions

Après l'émission des premiers écoulements pyroclastiques trachyandésitiques, l'ossature claire inférieure est déjà bien recouverte, excepté peut-être dans le secteur central. On peut alors concevoir la construction des plateaux d'agglomérats sur les pentes les plus faibles.

Avant ces agglomérats se distinguent deux domaines morphologiques : une zone centrale bosselée et un domaine externe régularisé et à faibles pentes (< 10°).

Remarque :

Les basaltes anciens descendent vers l'Alagnon ; les formations claires inférieures convergent vers l'Alagnon. Les brèches (écoulement pyroclastique) s'écoulent vers l'Alagnon. Ces faits illustrent clairement le long fonctionnement de l'Alagnon comme creux. Il n'est pas interdit de supposer la présence de centres d'émission de part et d'autre de ce creux.

°°°

D2. - LES PLATEAUX D'AGGLOMERATS

INTRODUCTION

Les agglomérats se mettent en place, selon des processus dynamiques qui doivent peu différer de ceux d'Auzolles, sur un relief régularisé par les premières émissions de brèches.

La migration, dans le temps et dans l'espace, de l'activité volcanique, aboutit à la construction de plateaux par imbrication d'appareils surbaissés. On ne saurait trop insister sur la présence de ces plateaux en dehors des zones centrales ; le modèle de préparation d'Auzolles-Seycheuse (chap.II § C3.) a essayé d'expliquer cette situation compte tenu : 1) de la morphologie ancienne régularisée : l'édifice d'Auzolles repose sur une coulée aphyrique qui se suit sur plusieurs km au fond du Lagnon ; 2) de

la dynamique des écoulements pyroclastiques ; 3) de la pétrographie des laves émulsionnées génératrices de ces écoulements.

Plusieurs niveaux-repères, comme des tufs lités, des coulées de lave ou de brèches stratifiées, s'intercalent dans la masse des agglomérats, permettant de la diviser en unités stratigraphiques et structurales.

Cependant, la stratigraphie proposée repose sur l'utilisation, comme repère régional, du niveau le plus inférieur des tufs lités de la vallée de la Chevade défini par Maurizot-Blanc (1974). Seul, ce saupoudrage paraît, en effet, avoir eu une extension suffisante pour recouvrir le Cantal oriental.

Je présenterai successivement le versant gauche de l'Alagnon et le Benet-Lagnon ; le schéma volcanologique (fig.32) illustre cette notion de"plateaux d'agglomérats", qui s'avère fondamentale pour la compréhension de la morphologie des ensembles effusifs sus-jacents, notamment des planèzes basaltiques.

D2.1. Le versant gauche de l'Alagnon

La succession stratigraphique peut se résumer ainsi (de haut en bas) :

G3 : unité supérieure (butte des Issarts et replat au pied du plateau de Golneuf).

G2 : unité composée d'E. en W. de :

- G2E : tufs lités inférieurs de La Chevade
- G2M : unité de La Roche-Percée/Laveissière
- G2W : ensemble de Pierre-Taillade/La Bourgeade

G1 : les dépôts de la Cuvette de Murat (sous-jacents à G2E.)

a - Unité de la cuvette de Murat (G1)

Il s'agit d'un ensemble composite, dont les relations avec les brèches inférieures, et surtout "la brèche blanche" sont indéterminées. Cette dernière n'apparaît pas sur un rayon de 1 km au moins autour de Murat. Toutefois, la position inférieure de cette unité des environs de Murat, recouverte par les tufs inférieurs de La Chevade, est bien acquise. En toute rigueur, on ne saurait donc exclure qu'une partie de cette unité de Murat ait été émise avant les premières brèches de l'Alagnon.

La coupe synthétique résumant la succession des dépôts rattachés à cette unité comporte (de haut en bas) :

- une coulée de trachyandésite sombre, partiellement démantelée, empâtée par des dépôts glaciaires ou recouverte par les éboulis de la coulée du replat de la Chassagne ;

- les agglomérats du versant droit du Bournandel, face à Massebeau (comportant quelques rares tuyaux de dégazage), ceux de la Chassagne (à blocs décimétriques arrondis) et ceux qui recouvrent l'appareil d'Anterroches/Les Gouttes déjà décrits ;

- la coulée riche en enclaves "grenues" de la butte d'Anterroches ;
- l'édifice d'Anterroches/Les Gouttes (décrit chap.III § A4.), d'où s'échappe une brèche rouge recouvrant :

  . les brèches du bois d'Anterroches (chap.III §A2) évoluant latéralement à des agglomérats ; elles sont assimilées aux brèches des Jardins de Murat décrites par Maurizot-Blanc (1974) ; elles servent de repère pour reconnaître la partie basale de cette unité de Murat ;

  . la coulée de trachyandésite à olivine du Bois d'Anterroches qui n'est reliée ni aux dépôts décrits par Maurizot-Blanc le long de la route de Massebeau, ni à ceux qui affleurent dans la région des Gouttes.

b - Les tufs lités inférieurs (G2E)

Ce dépôt de pluies de cendres et de ponces relaie, vers l'E. l'unité de la Roche-Percée/Laveissière(G2M). L'imbrication des dépôts, et l'éboulis des coulées de Cheyrouse, empêchent de préciser davantage les relations entre les deux unités mentionnées ci-dessus (G2E et G2M).

Ces tufs affleurent d'une façon discontinue, à mi-hauteur du versant gauche de l'Alagnon, entre Laveissière et la vallée de la Chevade; les anciens auteurs (Boule, 1896), les ont signalés sur tout le replat de La Chassagne.

Aucune coupe ne m'a permis de mesurer la puissance de ce dépôt qui dépasse 15 m d'épaisseur. Les affleurements offrent une alternance de strates d'épaisseur centi- à décimétrique et composées : 1) principalement de cendres beiges à brunes, riches en cristaux libres ; 2) de ponces, isolées dans une matrice de cendres brunes ou agglutinées, rondes ou allongées, et de teinte blanche, rose ou bleuâtre ; 3) plus rarement, de lapilli trachyandésitiques, souvent oxydés.

Trois critères de terrain au moins permettent de distinguer ces dépôts des tufs lités inférieurs (décrits chap. I - annexe). Ce sont :

1 - la couleur brune des lits cendreux ;

2 - la proportion plus forte en ponces et microponces allongées ;

3 - la présence de niveaux de lapilli trachyandésitiques, souvent oxydés.

Par contre, rien ne permet de distinguer ces tufs inférieurs de ceux, de puissance comparable, qui s'intercalent entre les émissions d'agglomérats postérieures. En conséquence, ce risque de confusion limite l'utilisation, comme repère stratigraphique, de ces tufs ; les coupures stratigraphiques proposées doivent donc être discutées par d'autres moyens d'investigation.

c - Unité de La Roche Percée/Laveissière (G2M)

Elle s'intercale entre deux coulées de trachyandésite qui disparaissent à l'aplomb de Laveissière. Cette unité est un exemple de l'imbrication de plusieurs dépôts dont :

1 - la falaise de La Roche Percée dominant Fraisse-Haut ;

2 - la falaise du ravin de Laveissière ;

3 - entre ces deux gisements, les dépôts plus grossiers du ravin des Fours à Chaux de Laveissière.

La coupe de La Roche-Percée :

Elle se résume de haut en bas, de la façon suivante :

a) d'W. en E. se suit sur près de 200 m de long , environ, le passage de strates épaisses de 2 à 3 m, de brèches peu différentes des strates sommitales d'Auzolles, à des agglomérats et tufs stratifiés et lités séparés par des interstrates litées riches en cendres et en ponces. Ont été également observés des indices d'écoulement comme : 1) un bloc de 1,5 m de diamètre enchâssé par des lits non déformés,de quelques centimètres de puissance et 2) un train de blocs décimétriques anguleux, à peine disjoints et probablement prélevés sur une coulée de lave homogène. L'épaisseur de l'ensemble est de 40 m environ.

b) une coulée, continue sur 100 m de long au moins, se pince vers l'E. à mi-falaise, où elle est ravinée par les écoulements pyroclastiques précédents, encore peu évolués et qui adoptent localement l'aspect chaotique de certaines semelles de brèches.

c) une brèche, qui abrite des habitats troglodytiques, est bien repérable depuis la vallée. Cette unité de près de 20 m d'épaisseur et 250 m de long au moins, est riche en bombes scoriacées, décimétriques et groupées par paquets lenticulaires. Il s'agirait d'une accumulation de projections probablement vulcaniennes.

Cette coupe suggère la proximité d'un centre éruptif probablement situé à l'W.NW.

La falaise de Laveissière (600 m au NW. du village)

Elle comporte des agglomérats et tufs stratifiés et lités, dont l'aspect traduit un stade d'évolution aussi avancée que celui des strates à l'E. de la coupe de La Roche-Percée.

La falaise de Laveissière relaie, vers l'E., les dépôts plus chaotiques et grossiers situés sous le Chauzier (300 m à l'W.) et où se distingue notamment une strate de brèche épaisse de 3 m.

Aux dépôts de Laveissière succède, vers l'E., la coupe du buron d'Empiolet; cet affleurement limité n'est certainement pas représentatif des dépôts cachés sous les éboulis et la moraine abondants dans le secteur, mais comporte des termes traduisant l'évolution ultime des dépôts de Laveissière.

La coupe relevée sur le chemin de la ferme d'Empiolet, entre 1085 et 1100m d'altitude, comporte de haut en bas :

- une strate métrique d'agglomérats chaotiques à éléments centimétriques ;

- un ensemble lité puissant de 5 m et formé de l'alternance de strates centimétriques et décimétriques : 1) de cendres beiges plus ou moins riches en ponces ; 2) de ponces agglomérées ; 3) de cendres riches en blocs centimétriques à contours subarrondis et disposés en paquets de forme lenticulaire ; 4) de passées de 1 à 2 cm d'épaisseur, de cendres indurées et varvées. Le mode de mise en place de ces dépôts n'est pas clairement élucidé : quelques indices peuvent signer une mise en place dans l'eau (cendres varvées); certains supposent un dépôt d'origine aérienne (retombées en pluies de cendres et de ponces) et d'autres, comme les trains de blocs arrondis, n'excluent pas une dynamique de déferlantes pyroclastiques ("pyroclastic surge" définie par Sparks, 1976) ;

- une strate (puissante de plus de 5 m) caractérisée par sa matrice d'aspect boueux et par l'altération (hydratation) de ses fragments du magma néogène (ils prennent l'aspect de ponces jaunâtres) également répartis dans la strate. Celle-ci peut s'interpréter comme un lahar issu du remaniement des agglomérats de Laveissière.

Au niveau du ravin des Fours à Chaux de Laveissière

Les agglomérats prennent soit un aspect analogue aux venues les plus bréchiques de l'W. de La Roche-Percée, soit celui des strates décimétriques assez grossières et chaotiques (faciès ubiquiste).

Les conclusions à l'étude de cette unité G2M peuvent se résumer ainsi :

- les agglomérats ne comportent aucune évolution latérale à l'échelle de l'unité ;

- l'unité est construite par la juxtaposition et/ou l'imbrication de plusieurs venues capables d'évoluer localement (voir coupe de La Roche-Percée) ;

- ces émissions dépendent d'appareils locaux enfouis sous le plateau de Golneuf ; l'appareil déduit de l'étude de La Roche-Percée n'étant sûrement pas unique ;

- l'angle d'inclinaison de l'unité ne dépasse pas 5°.

d - Les dépôts situés entre les ravins de Piere-Taillade et de la Bourgeade

Situés à la base de l'empilement de laves de Peyre Gary, ces dépôts sont les homologues des agglomérats définis plus à l'E. ; la forte couverture superficielle empêche toutefois de les relier à l'ensemble de La Roche-Percée plutôt qu'à celui de l'unité supérieure (G3).

Les coupes du ruisseau de la Remise et de l'affluent gauche du ravin de Pierre-Taillade, comportent respectivement, à 1270 m et 1320 m d'altitude, des tufs lités de plus de 15 m d'épaisseur dont le faciès est celui des tufs inférieurs (G2E) ; cette comparaison n'est cependant pas suffisante pour établir une corrélation certaine.

La coupe du ravin de la Remise, la plus complète, peut illustrer cette unité. Elle comporte de haut en bas :

- quelques mètres de tufs recouverts par une coulée de trachyandésite ;

- entre 1300 et 1285 m d'altitude, une masse de brèche et/ou d'agglomérats formés de strates métriques, riche en blocs décimétriques épars. Une coulée de trachyandésites de 5 m d'épaisseur s'intercale à 1295 m d'altitude;

- les tufs lités, mentionnés ci-dessus, affleurent entre 1285 et 1270 m ;

- des brèches analogues à celles décrites plus haut se retrouvent entre 1270 et 1250 m ;

- une coulée de lave trachy-andésitique affleure en-dessous de 1240 m d'altitude et repose sur l'ensemble inférieur bréchique de l'Alagnon.

A l'W., l'imbrication de ces dépôts et des coulées de lave du ravin de Pierre-Taillade marque la limite amont de cette unité. Cette limite constitue donc celle de l'ensemble des agglomérats du versant gauche de l'Alagnon.

Pour conclure, on peut se demander si la présence des faciès bréchiques dans l'unité la plus amont, ne relève que d'une simple coïncidence. La qualité de l'affleurement empêche de considérer la coupe mentionnée ci-dessus comme représentative des dépôts de cette unité ; cette réserve empêche d'affirmer l'existence d'un relais dans l'espace entre les unités de brèches plus centrales et d'agglomérats externes. L'étude du versant droit de l'Alagnon et du Benet-Lagnon ne permet pas non plus de confirmer cette hypothèse déjà formulée par Boule (1896). Si une évolution en grand des matériaux est possible, elle doit être discutée en tenant compte de la pluralité des centres d'émissions. J'ai essayé (chap.II §C3) d'expliquer cette dualité en faisant intervenir des différences dans le degré de préparation de poches magmatiques plus ou moins externes et stables, génératrices des écoulements pyroclastiques.

e - L'unité supérieure (G3)

Au sein des dépôts sous-jacents aux laves du plateau de Golneuf, se distinguent :

1) des coulées de trachyandésite mésocrate à olivine dont l'affleurement est continu sur 2,5 km jusqu'à la RD.139 ;

2) ces coulées recouvrent des dépôts locaux provenant d'un appareil enfoui sous les Issarts comme en témoignent : un dépôt à bombes scoriacées et projections affleurant à l'altitude de 1125 m dans le talus de la D139 et contre lequel butent les coulées de laves mentionnées ci-dessus ; des agglomérats riches en blocs décimétriques anguleux, paraissant provenir du démantèlement de minces coulées de laves ; ils affleurent, sur 300 m de long, à l'E. de la Font Retonde à la base des trachyandésites sombres.

La masse des agglomérats peut être résumée par les coupes :

1) du ravin à l'W. de Chazelles ;
2) à l'E. de la butte 1158 m dans la forêt au N. de Chazelles ;
3) dans le ravin à l'W. de la Denterie ;
4) entre 1300 et 1150 m d'altitude, dans le ravin des Fours à Chaux de Laveissière.

Aucun trait particulier ne distingue cette masse d'agglomérats, où les strates déci- ou métriques, indurées et chaotiques ou bréchiques, affleurent plus fréquemment que les niveaux résultant de leur évolution latérale, ou que les interstrates tuffacées et/ou cendro-ponceux (voir coupes de Maurizot-Blanc, 1974).

°°°

D2.2. Les vallées du Benet et du Lagnon et le versant droit de l'Alagnon

Outre l'étude de l'appareil d'Auzolles, cette zone donne un aperçu de la morphologie infraplanézienne.

Par analogie avec le versant gauche de l'Alagnon, je sudivise ce secteur en trois unités stratigraphiques :

BL3 : unité supérieure

BL2 : unité moyenne (tufs lités inférieurs)

BL1 : unité inférieure

Ces unités sont inégalement représentées ; je chercherai à développer la présentation de l'unité supérieure plus accessible que celle du versant gauche de l'Alagnon et particulièrement riche en dépôts variés. Pour illustrer la terminaison amont de ces plateaux d'agglomérats, quelques remarques porteront sur une unité de transition (BL4) qui relaie dans l'espace et dans le temps les agglomérats.

°°°

a - Unité inférieure (BL1)

Certains dépôts, épars dans les vallées du Benet et du Lagnon, figurent à la base des tufs lités les plus inférieurs. Ce sont :

1) au fond des gorges du Lagnon, 250 m à l'aval du Moulin de Champeix :

   - une coulée de trachyandésite porphyrique qui semble surmonter :
   - un empilement de strates décimétriques de sables et d'agglomérats ; un bloc de 1 m de long déterminant une cuvette d'impact a été observé dans les sables ; il témoigne par sa présence, de la proximité d'un centre d'émission local.

2) au versant gauche du Benet, affleurent dans le Bois des Gardys 20 m au moins d'agglomérats stratifiés (faciès ubiquiste) surmontant topographiquement des rhyotrachytes blancs attribués à l'ensemble clair inférieur.

b - Tufs lités inférieurs (BL2)

Au dépôt rubéfié par la coulée trachyandésitique aphyrique du Moulin de Champeix et attribué par Maurizot-Blanc (1974) au niveau inférieur des tufs de la Chevade, peuvent être assimilés :

1) la partie haute de la falaise de tufs située 1 km au NE. d'Albepierre; de Goër de Herve avait déjà signalé (1972) les différences entre les deux parties de la coupe sans, toutefois, les rapporter à deux ensembles différents ;

2) le niveau du Bois des Gardys affleurant au versant gauche du Benet ;

3) la base de la coupe au N. de La Bastide (versant droit de l'Alagnon) ;

4) 400 m à l'E.NE. du pont du Martinet coté à 927 m (versant droit de l'Alagnon) des dépôts de tufs lités sont partiellement rubéfiés par une coulée trachyandésitique ; la position suprabréchique de l'affleurement peut être supposée malgré une lacune d'affleurement qui empêche de vérifier son contact avec la brèche du Martinet (200 m à l'E. du point 927).

c - Unité supérieure (BL3)

Les ensembles, riches en brèches et en agglomérats sus-jacents au niveau inférieur de tufs lités de la Chevade, sont réunis dans cette unité composite subdivisée en trois membres :

Un membre supérieur :

Il est composé d'une ou plusieurs bréches chaotiques, pouvant être très riches en tuyaux de dégazage. Ainsi : 1) la brèche située à 1080m d'altitude au N. du hameau de La Bastide (versant droit de l'Alagnon) ; 2) celle située au versant droit du Lagnon 1400 m à l'E. d'Albepierre et à 1090 m d'altitude. Une masse chaotique analogue a été également retrouvée dans le lit du Lagnon à l'amont d'Albepierre, et notamment à 1150 m d'altitude, où la brèche s'emboîte en rive droite du Lagnon dans des tufs lités à ponces allongées.

Ces brèches affleurent d'une façon discontinue au versant gauche du Benet : 1) au niveau du Bois des Gardys (dans le ravin à l'W. de ce bois, à 1180 m d'altitude, leur pendage de 30° S.SE. est conforme à celui des tufs lités qu'elles recouvrent) ; 2) à l'extrêmité NE. du Bois des Cunes, à 1050 m d'altitude.

Un membre moyen :

Il regroupe deux ensembles indépendants :

a) un ensemble de strates sableuses de puissance décimétrique, où s'intercalent de rares passées déci- à métriques d'agglomérats ; ce dépôt affleure au versant droit de l'Alagnon : 1) sous les brèches de La Bastide entre 1180 et 1160 m d'altitude ; 2) à 1020 m d'altitude dans le premier thalweg à l'E. des gorges de Chambeuil où il repose sur les dépôts de l'ensemble clair inférieur ; 3) à 1040 m d'altitude où il détermine le talus de la route qui joint Ampalat au Martinet.

b) l'interfluve Benet-Lagnon qui comprend :

- les dépôts situés 1 km au NE. d'Albepierre et dont la coupe fournit de haut en bas :

  . quelques strates décimétriques d'agglomérats à éléments centimétriques entre lesquels s'intercalent quelques niveaux sableux moins épais ;

  . une brèche riche en bombes, souvent décimétriques mais pouvant atteindre 1,5 m de long ; ce dépôt, de 15 m au moins de puissance, repose à 1175 m environ d'altitude sur :

  . une coulée au moins, subaphyrique.

  Ces dépôts relaient dans le temps et vers l'W., les produits de l'appareil d'Auzolles.

- l'appareil d'Auzolles décrit chap. II § A. comme centre d'émission type des faciès ubiquistes d'agglomérats. Il mêle, vers l'E. (au-dessus d'Auzolles-Bas) ses produits évolués à des strates déci- et métriques grossières et chaotiques. Ces dernières, qui paraissent provenir d'un appareil enfoui sous la butte des Combes, se caractérisent par leur richesse en tuyaux de dégazage ; parfois des vésicules criblent certaines passées plus riches en matrice.

Je rattache certains dépôts du versant droit du Lagnon à l'ensemble défini ci-dessus et notamment :

- les brèches à bombes, affleurant à même hauteur dans la vallée et même altitude (1185 m) que celle de la coupe au NE. d'Albepierre ;

- les dépôts, situés de 1040 à 1075 m d'altitude dans le ravin face à Auzolles-Haut, s'apparentent aux faciès évolués de l'appareil d'Auzolles : strates décimétriques de sables et d'agglomérats, riches en matrice parfois vésiculée, et en blocs centimétriques vitreux ;

- à l'E. de ce ravin et à 1045 m d'altitude affleure, le long d'un chemin une succession de strates plus puissante et plus bréchique que celle mentionnée ci-dessus, pouvant être corrélée aux dépôts de la butte des Combes.

Un membre inférieur :

Une ou deux coulées trachyandésitiques aphyriques, de puissance inférieure à 6 m, se repèrent à la base de cette unité ; elles n'affleurent que dans le Lagnon : 1) sur le versant gauche à la base de l'édifice d'Auzolles (entre Auzolles-Haut et Auzolles-Bas) ; 2) au Moulin de Champeix, où la coulée, qui rubéfie des tufs lités (BL2), constitue l'affleurement le plus aval ; 3) sur le versant droit du Lagnon, où ces coulées ne paraissent en position inférieure qu'entre Albepierre et le Moulin de Champeix.

A l'amont d'Albepierre, la coulée trachyandésitique aphyrique la plus inférieure domine des tufs lités et quelques rares strates d'agglomérats (base du ravin d'Albepierre) ou une coulée de lave hétérogène (à 1150 m d'altitude dans le ruisseau du Pont).

La position stratigraphique de ces dépôts n'a pas pu être précisée par rapport à l'unité des tufs lités inférieurs (BL2).

d - Unité de transition (BL4) (Entre les agglomérats et les épisodes effusifs de la Forêt de Murat).

d1. - Le versant droit du Lagnon

Cette unité est sous-jacente aux coulées de latite à biotite qui dominent le versant droit du Lagnon. Elle relaie vers l'amont les strates d'agglomérats visibles à l'aval d'Albepierre ; cette unité est donc probablement contemporaine de l'ensemble supérieur d'agglomérat BL3 comme l'attestent : 1) à l'aval et au niveau du ravin d'Albepierre, l'imbrication des faciès ; 2) la présence, à plusieurs niveaux, de coulées trachyandésitiques aphyriques dont le chimisme ne diffère pas de toutes celles du Lagnon et, notamment de celle recouverte par l'édifice d'Auzolles.

Les traits essentiels de cette zone sont :

1) l'abondance de tufs lités analogues au niveau inférieur (BL2). Outre la superposition de séquences cendro-ponceuses attestant la répétition d'explosions, la présence de plusieurs strates riches en bombes confirme le type vulcanien des éruptions. Ces strates à bombes ont été retrouvées à plusieurs niveaux dans les coupes situées entre les ravins du Pont et d'Albepierre.

   Je rattache à ces tufs ceux qui recouvrent l'édifice d'Auzolles ainsi que ceux, particulièrement remaniés, affleurant au-dessus du Moulin de Champeix, le long de la D239 et à 1020 m d'altitude environ.

2) une succession de coulées de laves peu épaisses (5 m) et courtes, paraissant s'imbriquer d'une coupe à l'autre.

d2. - J'assimile à cette unité

1) les dépôts recouverts par les latites du replat des Cunes (versant gauche du Benet) ; ils comprennent également quelques coulées de laves, des tufs lités et des strates d'agglomérats ;

2) des tufs et une coulée de trachyandésite sombre affleurant le long du chemin qui traverse la forêt du Bac (versant droit du Benet).

D2.3. Conclusions

La construction de plateaux d'agglomérats dépend essentiellement de trois types d'activité :

1) des écoulements pyroclastiques de type Auzolles ; ce type d'activité est le plus fréquent ;

2) des émissions vulcaniennes, dont les tufs lités de la Chevade (unité G2E et BL2) sont un exemple ;

3) des effusions laviques s'intercalant entre les types d'activité précédents.

La morphologie en plateaux résulte donc de l'imbrication de produits d'origine directement éruptive et issus de multiples centres d'émission.

°.°
°

D3. - LA PERIODE EFFUSIVE TERMINALE

INTRODUCTION

Aux plateaux d'agglomérats se surimposent les produits d'une activité effusive et intrusive variée ; dans ces produits s'intercalent quelques brèches dont la quantité n'égale pas celle connue dans les vallées de la Jordanne et de la Santoire. Dans le secteur étudié, les laves de la série saturée sont les plus représentées, avec une gamme de composition s'étalant des trachyandésites riches en Ol, Cpx et Opx aux rhyotrachytes. Les produits de la série sous-saturée (ordanchites et phonolites) sont assez rares et n'apparaissent que dans la partie terminale de cette unité.

Les produits de l'activité effusive vont contribuer à régulariser une partie des reliefs de la zone centrale. L'unité (BL4) décrite précédemment est un exemple de transition entre les plateaux d'agglomérats et les coulées terminales qui les relaient dans le temps et près des zones centrales. Quelques coulées de lave occupent une partie des dépressions entaillées dans les agglomérats ce qu'indiquent :

1) la coulée qui s'emboîte et méandre sur 3 km de long au fond du Lagnon à l'amont d'Albepierre ;

2) la coulée de même longueur, déterminant l'interfluve Benet-Lagnon à l'amont d'Albepierre ; la richesse en enclaves homoeogènes de cette coulée permet de la suivre facilement ; ces deux coulées manifestent deux stades de creusement successifs.

D3.1. Les alignements volcaniques

L'activité volcanique de cette période dépend essentiellement de deux bandes volcaniques :

1) La ligne de crête du Plomb du Cantal orientée N30°E et où les bouches éruptives s'alignent sur une distance d'au moins 7 km de long et se juxtaposent du Peyre-Ourse jusqu'au Puy Gros. Cet alignement détruit l'image d'un grand Cantal d'altitude élevé et aux éruptions centrales (et notamment "le cône andésitique" culminant à 2500 m, imaginé par de Goër de Herve et Mergoil, 1971).

2) la ligne qui joint le Puy Mary au Bec de l'Aigle (N100°E)

Outre ces alignements, l'activité volcanique dépend de centres isolés, dont les principaux sont : Seycheuse, Golneuf, et le complexe de Prat de Bouc. Ce dernier serait à rapporter à la bande volcanisée (N120-130) définie par de Goër de Herve (1972) sur la bordure orientale de la Planèze de Saint-Flour.

La principale difficulté est de savoir si ces alignements qui coïncident avec des directions tectoniques majeures (direction Margeridienne NW.SE. et sa direction conjuguée ; direction Houillère), ne sont pas des "alignements fictifs créés de toute pièce" (de Goër de Herve,1972).

La réalité des alignements volcaniques de la crête du Plomb du Cantal et du Puy Mary/Bec de l'Aigle, apparaît quand on observe l'imbrication des produits, qu'ils ont émis d'une façon centrifuge. La dissymétrie de répartition des matériaux est particulièrement nette : la zone centrale (Haute-Jordanne et Super-Lioran) est peu recouverte par comparaison au volume des matériaux qui chapeautent le Cantal oriental, entre la petite Rhue, l'Alagnon et la vallée de l'Epi.

D3.2. Les ensembles stratigraphiques

a - De la bande du Puy-Mary/Bec de l'Aigle ont été émis des écoulements pyroclastiques dont les dépôts déterminent les têtes des cirques de l'Impradine et de la Santoire (Watelet, 1976) ; l'appareil du Bec de l'Aigle et les brèches du Rocher Redon (décrites chap.III § A3.), prolongent cette bande vers le SE.

La présence de ces brèches permet de subdiviser la période effusive terminale en trois moments d'activité :

1) L'empilement des coulées de laves trachyandésitiques de la Montagne des Costes constitue le premier ensemble émis (E1) ; sa puissance atteint 250 m.

Cet ensemble recouvre le dôme latitique de Font-Alagnon qui appartient à l'ensemble clair inférieur. La limite inférieure de cet ensemble ne peut être mieux précisée : les premiers écoulements pyroclastiques (brèches D1 et agglomérats D2) n'étant pas en contact avec cet empilement lavique. En conséquence, on ne peut pas exclure que la base de cet empilement lavique ait été contemporaine de l'une ou l'autre de ces deux unités stratigraphiques (D1 et D2).

Ces coulées déterminent l'interfluve Alagnon-Jordanne s'emboîtant sur le flanc NW. du dôme de Font Alagnon (au-dessus de 1350 m d'altitude) et recouvrant le dôme du cirque de Rombière. Elles comblent donc une dépression de 100 m environ de profondeur en-dessous du toit supposé de l'ensemble clair inférieur. De plus, comme ces laves sont absentes des cirques de l'Impradine et de la Santoire (Watelet, 1976), l'origine de la dépression qu'elles ont comblée pourrait être attribuée à une entaille de l'érosion dans l'ancien massif clair inférieur (caldeiras anciennes accusées par érosion).

2) Une unité de brèches(E2) recouvre l'empilement de laves décrit ci-dessus. Ces brèches sont représentées, dans le secteur étudié,par le

centre d'émission du Bec de l'Aigle et du Rocher Redon. Ces brèches, contemporaines de celles du Bataillouze et du flanc S. du Téton de Vénus, s'imbriquent dans les coulées supérieures de l'ensemble défini ci-dessus. La puissance de l'unité dépasse 150 m.

3) Les derniers épisodes de l'activité volcanique antérieure aux basaltes terminaux comportent quelques coulées de laves et des intrusions de trachyandésites, latites et phonolites. Ces produits, peu représentés , se dispersent tout au long de la bande volcanisée.

b - Cette succession stratigraphique peut être admise pour la ligne de crête du Plomb, sous réserve d'une corrélation entre les brèches mentionnées ci-dessus et celles de la Forêt des Belles-Aigues (décrites chap.IV § A5), marquant l'intersection entre les deux bandes volcanisées.

Selon cette hypothèse, qui devra être discutée par géochronologie, on peut admettre que la phase ultime (E3), responsable de la construction de la ligne de crête du Plomb, y a été beaucoup plus active que dans la bande volcanisée du Puy-Mary/Bec de l'Aigle. Cette période est responsable de la construction de la carapace trachyandésitique de la Forêt domaniale de Murat. Les laves les plus leucocrates (letites à Bi. et trachyandésites à Amph.) sont émises sous forme de langues assez courtes dont les exemples sont la coulée d'Albepierre et celle du fond du Lagnon (mentionnée plus haut). Ce type de coulées de 3 à 4 km de long et disposées parallèlement (utilisant un réseau hydrographique déplacé après chaque émission), forme l'ossature de cette carapace trachyandésitique d'où émerge le môle d'Auzolles. Les coulées anciennes l'ont contourné, au N. comme au S. ; les coulées récentes (coulée d'Albepierre et du fond du Lagnon), ont été arrêtées.

L'activité effusive lavique masque une grande partie des brèches sous-jacentes (E2) qui déterminent notamment la forêt des Belles-Aigues, le Rocher du Cerf et les brèches affleurant à 1654 m d'altitude sous le téléphérique du Plomb du Cantal. Cette unité est rattachée aux "brèches du Plomb" décrites par Demange (1974).

L'unité effusive (E1) serait absente ou réduite à quelques coulées sous-jacentes à l'unité de brèches.

c - Cette succession stratigraphique est modifiée lorsque :

1) des brèches locales s'intercalent à l'intérieur de l'une ou de l'autre des unités effusives (E1 et E3) ;

2) lorsque la puissance des brèches en position moyenne (E2) diminue et/ou :

3) lorsque l'une ou l'autre des phases effusives est absente.

Dans le cas des flancs S. de Golneuf et du Seycheuse, de telles anomalies sont fréquentes. Cependant, on ne pourra, pour ce dernier appareil, adopter la succession proposée que si d'autres moyens d'investigation démontrent que les brèches émises par les centres du Bec de l'Aigle (chap.IV §A/3.) et du Seycheuse S. (chap.II §B.), appartiennent à la même phase éruptive.

d - Remarque : à l'exception du culot basaltique du Plomb du Cantal, les plus hauts sommets cantaliens sont des coulées trachyandésitiques culminant à 1813 m au Puy du Rocher. Quand on constate que le centre d'émission des laves du Puy du Rocher est situé à moins de 1 km au N. (S. de l'Aiguillon), on peut, compte tenu de la pente générale des coulées de laves et en supposant que l'érosion en a supprimé moins d'une dizaine, admettre que les reliefs ne dépassaient pas 1900 m d'altitude à la fin de l'activité effusive trachyandésitique.

D3.3. Conclusions

La fin des cycles trachyandésitiques est marquée par deux périodes d'activité effusive (E1 et E3), séparées par des brèches (E2).

L'essentiel des produits de cette période a été émis par deux lignes éruptives orientées N30°E. (crête du Plomb) et N100 (Puy-Mary/Bataillouze/Bec de l'Aigle). Ces lignes éruptives sont tangentielles à la zone centrale ; la dissymétrie de répartition des produits émis par ces suites d'appareils volcaniques explique :

1) le faible comblement de la région centrale ;

2) la construction de la carapace lavique de la forêt domaniale de Murat et des masses bréchiques décrites par Watelet (1976) en Haute-Santoire.

L'empilement des coulées à l'interfluve Alagnon-Jordanne est une exception à ce schéma et traduit le comblement partiel de la région centrale. Cette répartition dissymétrique s'expliquerait par une position en retrait par rapport au bord de la dépression centrale.

Aucune discontinuité nette ne s'observe entre les plateaux d'agglomérats et cette période éruptive terminale, la transition s'effectuant par augmentation des émissions laviques au détriment des écoulements pyroclastiques.

o
o o
o

E - LES BASALTES DES PLATEAUX

Cet ensemble, qui a fait l'objet de travaux récents sur la partie orientale du Cantal (de Goër de Herve, 1972 ; Maurizot-Blanc, 1974 et Watelet, 1976), est peu représenté dans la région étudiée. Je ne le mentionne ici que pour mémoire.

Les têtes de Planèzes, qui sont des centres d'émissions, occupent une position externe par rapport aux bandes volcanisées trachyandésitiques (crête du Plomb et ligne du Puy-Mary/Bec de l'Aigle). Le secteur compris entre ces alignements volcaniques et les têtes de planèzes, ne comporte guère que quelques filons et de rares culots (Plomb du Cantal). En bordure du secteur étudié, les trois zones offrant ces basaltes terminaux sont :

A - La corniche NW. de la planèze de Saint-Flour dominant le Lagnon,

B - Celle de Golneuf au versant gauche de l'Alagnon,

C - La cuvette de Murat, à volcanisme ponctuel.

E1. Au versant droit du Lagnon, une série sombre (sous-saturée) inférieure et une série claire (saturée) moyenne, se relaient pour déterminer la première corniche basaltique selon les travaux de de Goër de Herve (1972). Après une révision cartographique de ce secteur, réalisée avec cet auteur, il nous paraît anormal qu'aucun basalte ne se soit épanché dans le Lagnon, alors que :

1) les centres d'émission planéziens jalonnent cette bordure NW. de Haute-Planèze ;

2) une coulée trachyandésitique s'emboîte au fond du Lagnon soit 200 m plus bas.

Sous réserve d'étude géochronologique, il convient de ne pas rejeter trop vite la possibilité d'une reprise de l'activité trachyandésitique après la phase majeure de l'édification basaltique (série claire moyenne).

Toutefois, les arguments de terrain sont en faveur d'une antériorité de l'activité trachyandésitique sur les basaltes des plateaux :

1) la Haute-Planèze s'abaisse vers la vallée de l'Epi ;

2) aucun filon trachyandésitique ne recoupe les basaltes planéziens alors que les filons basaltiques percent fréquemment les coulées trachyandésitiques les plus récentes ;

3) il n'a pas été observé d'imbrication entre les coulées basaltiques et trachyandésitiques.

La découverte sur la Haute-Planèze de Pierrefort, d'une lave basaltique émulsionnée, à globules latitiques (Fontaine-Vive et de Goër de Herve, comm. orale), confirme cependant la subsistance de poches magmatiques différenciées pendant le volcanisme planézien.

Le "maar" et la calotte sommitale du Puy du Bac (à l'interfluve Benet-Lagnon)sont rattachés par de Goër de Herve (1972) au "groupe septentrional de Haute-Planèze" (bien que n'ayant jamais été intégré à la Planèze de Saint-Flour) ; son faciès l'apparente soit à la série sombre inférieure (WB1) soit à la série sombre supérieure.

E2. On se heurte à une difficulté stratigraphique analogue pour les deux coulées déterminant la corniche S. des Montagnes (de Golneuf) : leur relation avec un dôme trachytique (butte 1178 m) n'étant pas observable (Watelet, 1976).

E3. Le diatrème d'Anterroches (Peterlongo, 1972) renfermant tous les trachyandésites voisins, est rapporté au volcanisme tardif et ponctuel de la cuvette de Murat décrit par Maurizot-Blanc (1974).

o
o o
o

F - CONCLUSIONS

Le "Cantal intermédiaire" à la fois par ses caractères pétrographiques et par sa position stratigraphique entre les basaltes anciens et terminaux, se subdivise en deux massifs superposés :

F1. Son ossature claire, à dominante latitique (paléo-cantal), culminerait à 1450 m d'altitude. Ce massif qui couvre tout le secteur étudié, s'est érigé par l'alternance de coulées pyroclastiques, de pluies de cendres et de ponces et d'extrusions visqueuses (dômes) accompagnées de nuées ardentes (s.l.)

Les coulées pyroclastiques rubanées et flammées (chap.I) seraient spécifiques de ce massif, mais leur localisation (coulées canalisées) interdit de les utiliser comme repère stratigraphique à valeur régionale. Aussi, seuls les tufs lités du lit de l'Alagnon (annexe au Chap. I), traduisant une phase d'émission explosive accompagnée d'étalement de panaches et de pluies de cendres et de ponces, font-ils figure de repère chronologique régional.

F2. La couverture trachyandésitique (néo-cantal) culmine à 1810 m ; elle aurait été très peu retouchée par l'érosion, sauf au niveau même des centres d'émission depuis la fin des émissions terminales. L'allure surbaissée du strato-volcan cantalien (fig. 2) serait étroitement dépendante de la dynamique des écoulements pyroclastiques de cette période (complexes bréchiques et plateaux d'agglomérats).

Au sein de cette couverture les véritables repères stratigraphiques sont rares. Seuls font figure de repère :

1) les "brèches blanches" par lesquelles débute le cycle trachyandésitique ; elles sont probablement issues de plusieurs points d'émission ; ce sont les dépôts d'écoulements pyroclastiques successifs d'extension kilométrique.

2) les tufs lités inférieurs de La Chevade (unités BL2 et GLE) interprétés de la même façon que les tufs lités du lit de l'Alagnon ; ce sont les témoins d'une importante activité explosive qui s'est intercalée non loin de la base des "plateaux d'agglomérats".

On peut cependant retenir trois grands moments dans l'édification de cette couverture :

1 - Une période de remblaiement du réseau hydrographique creusé dans le massif clair inférieur par au moins deux épisodes d'écoulements pyroclastiques ; ils édifient le complexe des "brèches inférieures",

2 - La construction des "plateaux d'agglomérats" par imbrication d'écoulements pyroclastiques issus des appareils surbaissés dont Auzolles est le type (chap. II § A.),

3 - L'abondance des effusions laviques marque la fin des cycles trachyandésitiques. Encore faut-il ne pas oublier l'ensemble bréchique qui s'intercale dans les empilements laviques et dont le centre d'émission de Seycheuse-Sud (chap. II § B) est le type.

On peut encore souligner que les bandes volcanisées actives durant cette époque, ne resserviront plus pour les émissions basaltiques terminales, mais on ne saurait totalement exclure qu'elles aient resservi après cette période.

§
§ § §
§

CONCLUSIONS GENERALES

A - DEFINITION DES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES DE LA VALLEE DE L'ALAGNON.

Comme il est coutume de définir et de classifier les produits de l'activité volcanique, je résumerai en quatre points l'enseignement des dépôts d'écoulements pyroclastiques étudiés dans ce mémoire. Ce résumé, qui peut être directement comparé à "l'essai de définition du terme "ignimbrite", proposé par Bordet, Gèze, Marinelli et Tazieff (Bordet, 1965), constitue une définition des quelques écoulements pyroclastiques présentés.

1. - Signification physique.

Chaque écoulement passe d'un état lavique à un état pyroclastique par rupture irréversible de son équilibre thermodynamique. Un courant de gravité dense et visqueux est le fruit de ces modifications; la conservation des gaz et de la température dépend du maintien d'un régime laminaire et le favorise.

Le passage de la lave (pyromagma ou lave émulsionnée) à un écoulement pyroclastique, est progressif ; il ne nécessite ni brassage, ni explosion. Il est essentiellement conditionné par l'instabilité de la lave, sous les conditions de surface (elles se manifestent dès que l'écoulement atteint les parties hautes des conduits); cette instabilité se traduit par l'exagération des frictions de l'effusion ; celles-ci s'accompagnent soit d'une dislocation d'une émulsion (agglomérats et brèches), soit de la vésiculation différentielle d'un pyromagma (coulées pyroclastiques rubanées, coulées de cendres à flammes et eutaxites du complexe trachyandésitique).

Les dépôts d'écoulements pyroclastiques étudiés ne sont ni le fruit d'un courant fluidifié,turbulent ou laminaire, ni le résultat d'une avalanche ardente (chap. III § D). On ne saurait non plus les comparer aux dépôts résultant d'une émission vulcanienne (chap. I § annexe). La dynamique de ces "effusions pyroclastiques" s'apparente, par contre, à la mise en place de certaines coulées boueuses (lahar et "debris-flow") à régime laminaire (Jonhson, 1970 ; Fischer, 1971).

2. - Signification géomorphologique.

Une formation d'agglomérat couvre une surface assez faible. Son épaisseur varie de quelques mètres à 100 m. Elle a été mise en place par une série d'émissions successives, à partir d'un appareil surbaissé. Les produits émis par plusieurs appareils s'imbriquent et érigent des "plateaux d'agglomérats" ; ceux-ci se caractérisent par leur position périphérique et leur volume (ils sont connus sur l'ensemble du Cantal). La fig. 18 illustre la morphologie et l'évolution verticale et latérale des dépôts.

Une "brèche stratifiée" est un dépôt qui s'apparente à un agglomérat. Elle peut être issue d'un appareil surbaissé, construit sur un substrat horizontal ; toutefois, elle peut combler une dépression et prendre l'aspect d'une langue parfois pentée, conditionnée par le réseau hydrographique préexistant.

L'évolution latérale, la superficie et le volume des coulées pyroclastiques étudiées n'ont pas pu être déterminés. Seule, la coupe verticale des dépôts a pu être observée ; elle permet de distinguer différents types de venues:

- des unités simples : dépôt tuffacé rubané ou à rubanement flou et à lambeaux de lave épars, et dépôt de cendres plus ou moins riches en flammes.

- des unités complexes (fig.6) pouvant comporter un vitrophyre basal.

Ces unités se superposent ou sont séparées par des interstrates tuffacées (ash-fall).

3.- Signification lithologique.

Outre la présence des caractères des roches qualifiées habituellement d' "ignimbrite", et notamment la présence d'une structure vitroclastique, il y a lieu de considérer les particularités suivantes :

- les coulées pyroclastiques peuvent conserver leur lave initiale sous forme de vitrophyres, de flammes parfois panachées ou de lambeaux de lave ;

- la structure d'une "lave émulsionnée" est conservée sous forme de fragments au sein des agglomérats et des brèches ; cette structure peut caractériser les laves du corps axial du centre d'émission d'où sont issus les écoulements pyroclastiques.

4.- Signification pétrographique.

Les dépôts d'écoulements pyroclastiques observés dans le Cantal oriental sont, essentiellement, des termes peu évolués : latites à cpx + amph. (pour les coulées pyroclastiques rubanées et flammées) et trachyandésites (pour les agglomérats et les brèches). La coulée de cendre du Passadou (chap. I § C), comportant des phénocristaux de feldspath alcalin, est le terme le plus différencié rencontré.

5.- Equivalences.

Les coulées pyroclastiques rubanées présentent les particularités des ignimbrites du Latium (Locardi, Mittempergher, 1967) et du tuffo-laves des auteurs russes (voir Cook, 1966 a)

Les caractères des coulées de cendres plus ou moins riches en flammes, se comparent aux "ash-flows" des auteurs japonais et anglo-saxons (Aramaki et Yamasaki, 1963).

Les brèches stratifiées et les agglomérats possèdent, selon de Goër de Herve (comm. orale) les caractères de certaines brèches de la Grande Canarie (formation de la Roque Nublo).

B - CONSEQUENCES DE L'ETUDE DES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES.

1.- Facteurs à prendre en considération pour une reconstitution volcanologique du Cantal.

La succession d'ensembles contrastant bien par leurs caractères pétrographiques - basaltes anciens sous-saturés, ensemble latitique inférieur et néocantal trachyandésitique, où coexistent à la fois des termes alcalins et des laves à affinités tholéiitiques (Auzolles, Seycheuse, coulées de lave aphyrique du Lagnon) ne saurait être expliquée par un modèle magmatologique simple et unique ne tenant compte ni du volume des matériaux émis, ni de cette succession.

La présence des laves sous-saturées dans la partie supérieure du néocantal trachyandésitique, est un fait qu'il convient de ne pas omettre.

A l'intérieur de l'ensemble trachyandésitique de l'Alagnon, l'absence ou la rareté des basaltes - ils n'apparaissent qu'au sein des laves émulsionnées - est un fait qu'il conviendra d'expliquer.

On ne saurait non plus négliger dans une reconstitution magmatologique du Cantal, les hiatus entre les différentes périodes éruptives et notamment :

- la coupure située entre les basaltes anciens et l'ensemble clair inférieur ;
- celle qui sépare ce dernier ensemble et le néocantal trachyandésitique ;
- la transition - marquée par quelques terrasses à galets de phonolites (Maurizot-Blanc, 1974, de Goër de Herve, comm. orale) - entre le Cantal intermédiaire et les basaltes planéziens.

Les coupures mentionnées ci-dessus sont marquées par de notables changements dans la dynamique des émissions du Cantal : si les types de coulées pyroclastiques rubanées et cendreuses décrits dans ce mémoire sont spécifiques de l'ensemble clair inférieur, les plateaux d'agglomérats et les complexes bréchiques - dont Auzolles et Seycheuse sont les centres d'émission types - érigent l'essentiel du massif trachyandésitique.

2.- Il est possible, dès maintenant, de dégager quelques modèles expliquant la variété des termes pétrographiques au sein des épisodes éruptifs mentionnés ci-dessus.

La cristallisation d'un pyroxène vert et de l'amphibole explique la plupart des termes de l'ensemble clair inférieur (Vatin-Pérignon et al, 1976). Toutefois, l'origine des termes les moins évolués

(à cpx et amph.), n'est pas démontrée; alors que tous les faciès de cet ensemble clair inférieur se situent dans le champ tholéiitique des diagrammes de de la Roche et Leterrier (1973), on ne saurait considérer comme purement fortuite la place des termes peu évolués à proximité du plan critique séparant les séries alcalines et tholéiitiques.

Plusieurs mécanismes peuvent expliquer les produits émis durant la période trachyandésitique.

La juxtaposition de plusieurs phases au sein des coulées de lave d'Auzolles et de Seycheuse est un fait d'observation. Les premiers résultats pétrographiques et géochimiques (Milési et al, à paraître), expliquent la suite : trachyandésite à ol + cpx + opx → Ta à 2 pyroxènes → Lat. à amph. ± cpx, par un modèle de cristallisation fractionnée, ne faisant intervenir l'amphibole qu'aux stades ultimes.

L'hypothèse d'une cristallisation fractionnée de l'amphibole (Mervoyer et al., 1973) est vérifiée, à petite échelle (cheminée des Gardes), par l'observation du fractionnement de l'amphibole et du plagioclase à partir d'un basalte sous-saturé.

La coexistence des deux mécanismes mentionnés ci-dessus est démontrée par l'étude de la cheminée des Gardes.

3.- L'origine des latites à amph. et cpx de la deuxième période éruptive et celle des trachyandésites à deux pyroxènes et olivine, ne sont pas établies. Les travaux en cours se proposent d'étudier ces points qui guideront l'interprétation de la succession des périodes éruptives du Cantal.

°°°

BIBLIOGRAPHIE

ARAMAKI S. , 1961. - Classification of pyroclastic flows. - Intern. geol. Rev., vol. 3, p. 513-534.

ARAMAKI S., YAMASAKI M., 1963.- Pyroclastic flows in Japan. - Bull. volc., t. 26, p. 89-99.

AUBERT M., GOER de HERVE A. de, 1972. - Sondages électriques dans les moraines au Nord de la Planèze de Saint-Flour et dans la vallée de l'Alagnon. Note I.O.P.G. Clermont-Fd, n° 6.

AUMAITRE R., BUFFET G., 1973. - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes Françaises occidentales). Thèse 3e cycle, Géologie Appliquée, Grenoble, 1 vol. ronéo.

AUNIORD M., 1952. - Etude de la brèche andésitique du Cantal.-Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t.50, n° 237, p. 182-190.

BATARD F., 1974. - Les feldspaths dans les roches volcaniques différenciées du Massif Central Français. - Thèse 3e cycle, Clermont-Fd, 176 p.

BAUBRON J.C., DEMANGE J., 1974. - Confirmation par des mesures radiométriques (Méthode K/Ar) de l'épisode explosif du Miocène supérieur du massif du Cantal (Cantal, France) - C.R. somm. Soc. Géol. Fr.

BAUBRON J.C., DEMANGE J., 1976.- Implications d'une étude pétrologique et géochronologique (Méthode K/Ar) de formations volcaniques postérieures au complexe intermédiaire de centre du massif central .- 4e Réunion des Sc. de la Terre, Paris, p. 36.

BELLON H., 1971. - Datations absolues de laves d'Auvergne par la méthode K/A. - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo, 68 p.

BELLON H., BROUSSE R., LAMBERT A., CORNEN G., Le GARREC M.J., MAURY R., PESME M.F., BLAIS S., LARROQUE P. et BAUDEIGNE L., 1972. - Longue activité volcanique du massif du Cantal de 21 à 3,8 MA. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 274, p. 2409-2412.

BENJAMIN T.B., 1968. - Gravity currents and related phenomena. - J. Fluid. Mech. 31, p. 209-248.

BENNETT F.D., 1971. - Vaporization waves in explosive volcanism. - Nature, 234, p. 538-539.

BERGER E., BROUSSE R., CAUSSE C., 1968. - Les pipes et diatrèmes des Causses septentrionaux. Bull. Soc. Géol. Fr., ser. 7, t.10, p. 588-600.

BERGER E., 1975. - Le Pipe d'Eglazines (Gorges du Tarn, Lozère, France) : Mode de gisement, mécanisme de mise en place, pétrologie du basalte et des enclaves. - Bull. C.E.R., n° 3, 1975, p.45-55.

BIONDI J.C., 1974. - Contribution à la connaissance des cheminées bréchiques d'origine volcanique. - Thèse 3e cycle, Orsay, 332 p.

BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON I.L., SKELHORN R.R., WALKER G.P.L., 1965.- Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. - Quart. J. geol. Soc. London., vol. 21, p.31-49.

BOISSE de BLACK Y., MARTY P., 1971. - Sur la pluralité des appareils éruptifs du Massif Cantalien. Bull. Soc. Géol. Fr., 4, t. 21, p. 237 et C.R. Acad. Sci. Paris, t. 173, p. 846.

BORDET P., 1958. - A propos des ignimbrites. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. p.77.

BORDET P., 1965. - Nomenclature Volcanologique. - Bull. volc., t. 28.

BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGHER M., TAZIEFF H., 1963. - Contribution à l'étude volcanologique du Katmaï 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., 1971. - Etude volcanique et géologique de l'Estérel (Var.France) Thèse Doct. Etat, Nice.

BOUCARUT M., 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.7, 14, p. 179-190.

BOULADON J., JOURAVSKY G., 1945. - Les ignimbrites du Précambrien III de Tiouine et du Sud Marocain. - Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 120, p. 37-59.

BOULE M., 1896. - Le Cantal Miocène. - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t.8, n° 54, p. 213-248.

BOULE M., 1900. - Géologie des environs d'Aurillac, et observations nouvelles sur le Cantal. - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 11, n° 76 p. 279-358.

BOULE M., BOISSE de BLACK Y., 1932. - Carte géologique de la France 1/80 000. Feuille de Saint-Flour (185). - 2e éd.

BOUT. P., BROUSSE R., 1969. - Livret-guide de l'excursion C13 : Auvergne-Velay, VIIIe Congrès INQUA, Paris 87 p.

BOYD. F.R., 1961. - Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone National Park, Wyoming. - Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 72, p. 387-426.

BOYER-GUILHAUMAUD C., 1974. - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. - Thèse Doct. Etat, Orsay, 316 p.

BROUSSE R., 1960. - Description géologique du massif volcanique du Mont-Dore (partie Ouest de ce massif). 2e thèse. - Paris, 1 vol. ronéo.68 p.

BROUSSE R., 1961. - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. - Bull. Soc. Géol. fr., 7 n° 263, t. 58, p. 889.

BROUSSE R., 1968. - Pétrologie.-in J. Aubouin, R. Brousse et J.P. Lehman. Précis de Pétrologie, t. 1, Dunod, éd.

BROUSSE R., 1971. - Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français. - Plein Air Service éd. Clermont-Ferrand, p. 377-478.

BROUSSE R., YAMASAKI M., 1963. - La diversité des basaltes. - Bull. Soc. Géol. Fr., t.5, p. 202-209.

BROUSSE R., LEFEVRE C., 1966. - Nappes de ponces du Cantal et du Mont-Dore. Leurs aspects volcanologiques, pétrographiques et minéralogiques. - Bull. Soc. Géol. Fr. 7e s., t. 8, p. 223-245.

BROUSSE R., HEINTZ E., PARK F., BELLON H., 1975. - Gisement, faune et géochronologie du Puy Courny (Cantal, France). - Géologie Méditerranéenne, t.2, n° 3, p. 135-142.

BROUSSE R., MAURY R., 1976. - Une série basalte-alcalin-trachyte quartzifère en milieu océanique (Nuku-Hiva Pacifique Central) : exemple de différenciation sous forte pression d'eau.4e Réunion Sc. de la Terre, Paris, p. 76.

CAMUS G., 1975. - La Chaîne des Puys (Massif Central Français). Etude structurale et volcanologique. - Thèse Doct. Etat, Clermont-Fd.

CAMUS G., VIALETTE Y., 1969. - Géochimie du potassium, rubidium, strontium et constitution isotopique du strontium dans quelques laves de la chaîne des Puys et de la Comté d'Auvergne (Massif Central Français).- C.R. Som. Soc. Géol. Fr. fasc. 8, p. 284.

CARRON J.P., BROUSSE R., SABATIER G., 1965. - Fusion pâteuse et fusion franche de quelques roches volcaniques. - C.R. Acad. Sci., Paris, t.260, p. 5593-5596.

CARRON J.P., BONIN B., VELLUTINI P., LAGACHE M., 1973. - L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse Occidentale. - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 15, n° 3-4, p. 273-281.

CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE 1/80 000. - Feuille de Saint-Flour (185). - 1ère éd., 1882, par F. FOUQUE. 2ème éd., 1932, par M. BOULE et Y. BOISSE de BLACK. 3ème éd., 1964, par P. LAPADU-HARGUES.

CHAYES F., 1966. - Alkaline and Supalkaline Basalts. - Amer. Journ. Sci., Vol. 264, p. 128-145.

CHAYES F., 1969. - The chemical composition of cenozoïc andesite. Proceedings of andesite conference. Int. Upper Mantle project. Scientific Report, 16, 71-11. State of Oregon edit.

CHOUBERT G., 1963. - Essai de mise au point du problème des ignimbrites. - Bull. Volc., t. 25, p. 123 - 140.

COATS R.R., 1968. - Basaltic andesites. - In Hess and Poldervaart : Basalts, interscience pub. vol. 2, p. 689-736.

COLIN F., 1966. - Le volcanisme basaltique de l'Aubrac. - Thèse Doct. Etat Géologie, Clermont-Fd., 1 vol. ronéo, 326 p.

COOK E.F., 1962. - Ignimbrite bibliography. - Idaho bur. Mines and geol. Inf. Circ., n° 13, 64 p.

COOK E.F., 1966 a. - Tuffs lavas and ignimbrites. Elsevier New York, 212 p.- A survey of soviet studies.

COOK E.F., 1966 b. - Paleovolcanology. - Earth Sci. Rev., 1, p.155-174.

COOK H.E., 1968. - Ignimbrites flows, plugs, and dikes in the southern part of the Hot Creek Range, Nye County, Nevada. - Geol. Soc. Amer. Inc., Mem. n° 116, p. 100-152.

COULON C., 1971. - La genèse du massif rhyolitique du Mont Traessu (Sardaigne Septentrionale) ; évolution de son dynamisme volcanique. - Bull. Soc. Géol. Ital., vol. 90, p. 73-90.

DANTIER M., 1969. - La vallée de la moyenne Santoire et les plateaux voisins (Cantal). - Thèse Doct. 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo, 266 p.

DARVICH-ZAD A., 1971. - Les amphiboles et les minéraux associés dans les laves basaltiques du Massif Central Français. - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Clermont-Fd, vol. 1.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1967. - Rock forming minerals, vol. 4, Longmans, London.

DEMANGE J., 1974. - Contribution à l'étude du volcanisme de la haute vallée de la Cère (Cantal). - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo, 231 p.

DEMANT A., 1972. - Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne nord-occidentale. - Le cycle "andésitique terminal". - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Marseille, 1 vol.

DIDON J., GEMAIN Y.M., 1976. - Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaijan oriental (Iran) : étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional. - Thèse 3e cycle, géologie appliquée, Grenoble, 1 vol.

DUPUY C., 1970. - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. - Thèse Doct. Etat, Géochimie, Montpellier, 1 vol

DUPUY C., LEFEVRE C., 1974. - Fractionnement des éléments en traces Li, Rb, Ba, Sr dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. Contr. Min. Petr., 46, p. 147-157.

ERNST W.G., 1968. - Amphiboles - Crystal chemistry. Phases relations and occurence - Springer-verlag Berlin, Heidelberg. New York 1968 - 1 vol.

FENNER C.N., 1948. - Incandescent tuff flow on Southern Per u. - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 59, p. 879-893.

FISHER R.V., 1960a. - Criteria for recognition of Laharic breccias, Southern cascade mountains, Washington Bull. Soc. Geol. Amer. V 71, p.127-152.

FISHER R.V., 1960b. - Classification of volcanic breccias. Bull. Soc. Geol. Amer. Vol. 71, p. 973-982.

FISHER R.V., 1971. - Feature of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits.- J. sedim. Petrol., 41, p.916-927.

FLANAGAN F.J., 1973. - "1972 value for international geochimical reference samples". Geochim. Cosmochim. Acta.,37, p.1189-1200.

FOUQUE F., 1882. - Carte géologique de France 1/80 000.-Feuille de St-Flour-1ère édit.
FOUQUE F., 1884. - Carte géologique de France 1/80 000.-Feuille d'Aurillac - 1ère édit.
GEZE B., 1964. - Sur la classification des dynamismes volcaniques. - Bull. volc., t. 27, p. 237-257.
GIBERT J.P., 1972. - La Vallée de l'Authre aux environs d'Aurillac. - Thèse 3e cycle - Pétrographie - Orsay, 1 vol. ronéo.
GIROD M., 1968. - Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien) étude pétrographique, structurale et volcanologique. - Thèse Doct. Etat, Paris. Ed. C.N.R.S., n° A.O. 2797.
GIROD M., LEFEVRE C., - Nature et origine des andésites et trachy-andésites cénozoïques du massif Central Français, 1972. - Contr. Min. Petr. V.36, p. 315-318.
GLANGEAUD P., 1921a. - Sur la complexité du massif volcanique du Cantal et sur la véritable nature du Puy Mary. - C.R. Acad. Sci. Paris, t.173, p. 780-783.
GLANGEAUD P., 1921b. - Sur le Plomb du Cantal, grand volcan autonome.- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 173, p. 919-921.
GLANGEAUD P., 1921c. - L'architecture et les trois centres volcaniques principaux du Massif du Cantal. - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 173, p. 1092-1095.
GLANGEAUD L., LETOLLE R., 1962. - Evolution géochimique et géodynamique des magmas volcaniques du Mont-Dore et de l'Auvergne. - Méthodes et
" conséquences générales. - Bull. Soc. fr. min. crist. t.35, p.296-308.
GOER de HERVE A. de, 1966. - Données nouvelles sur la genèse de la Planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal). - C.R. Acad. Sci.,
" Paris, t. 263, p. 1936- 1939.
GOER de HERVE A. de, VATIN-PERIGNON N., 1966. - Les ordanchites et roches affines du Massif du Cantal. - Bull. Soc. Géol. France, 7, t. 8, p.
" 298-307.
GOER de HERVE A. de, 1968a.- Réflexions sur les pegmatitoïdes - Inédit.
GOËR de HERVE A. de, 1968b.- Réflexions sur les pegmatitoïdes bulleux des carrières de dolérites de Bouzentès (Planèze de Saint-Flour, Cantal)-
" C.R. Soc. Géol. France, 1971, 3, p. 260.
GOER de HERVE A. de, MERGOIL J., 1971. - Structure et dynamique des édifices volcaniques récents du Massif Central. - In Symposium J. Jung : géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central
" Français. - Plein Air Service éd. Clermont-Fd.
GOER de HERVE A. de, 1972. - La Planèze de Saint-Flour (massif volcanique du Cantal, France).-Vol. 1 : Structure et stratigraphie.- Vol. 2 : formes et dépôts glaciaires - Thèse Doct. Etat, Clermont-Fd et Ann.
" Scient. Univ. Clermont-Fd., géol. et minér., fasc. 22, n° 47-48.
GOER 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.
GOER de HERVE A. de, PLANCHAIS N., 1976. - Réinterprétation volcanologique et stratigraphique des gisements fossilifères de Joursac. - A paraître.
GORSHKOV G.S., 1959. - Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. - Bull. Vol., t. 20, p. 77-112.
GORSHKOV G.S., 1961a. - On the structure of Aragatz volcano and its ignimbrites. - In tuff lavas and Ignimbrites (voir Cook E.F. 1966a).

GORSHKOV G.S.,1961b.- Welded tuffs from Savaritsky caldera. - In tufflavas and Ignimbrites (voir Cook E.F. 1966a).
GORSHKOV G.S., 1963. - Directed volcanic blasts. - Bull. volc., t. 26 p.63.
GOTTINI V., 1963. - Sur l'origine des roches pipernoïdes de la région Phlégreenne. - Bull. Volc., t. 25, p. 265-270.
GREEN D.H., 1969.- L'origine des magmas basaltiques et nephelinitiques. Transactions of the Leicester Literary and Philosophical Society, vol.964, p.28-54.
GREEN D.H., RINGWOOD A.E., 1967. - The genesis of basaltic magmas. - Contr. Miner. Petr., vol. 15, n° 2, p. 103-190.
GREEN J., SHORT N.M., 1971. - Volcanic Landforms and surface features. - Springer Verlag Berlin.
HAMPTON M., 1973.- Sub-acqueous debris in generating turbidity currents. J. sedim. Petrol., 42, p.755-793.
HAUSEN D.M., 1954. - Welded tuffs of Oregon and Idaho. - Miss. Acad. Sci. Jour., Vol. 5, p. 209-220.
HUCKENHOLZ H.G., 1965. - Der petrogenitische Werdergung der Klinopyroxene in den Tertiaren Volkaniten der Hocheifel. - Beitr. Mineral. Pétrol. 11, p. 138-195.
JAKES P., WHITE A.J.R., 1972. - Major and traces elements abondances in volcanic rocks of orogenic area. - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 29-40.
JOHNSON A.M., 1970. - Physical Processes in Geology - Freeman, Cooper and Co. San Francisco.
JUIGNET P., DANGEARD L., Le GUYADER M.T., 1965. - Les courants de turbidité et les turbidites. - Rev. Géograph. phys. Géol. dyn., 2, vol. 7, fasc. 2, p. 97-122, Paris.
KELLER J. , 1970. - Origin of rhyolite by anatectic melting of granitic cristal rocks. - Bull. volc., t. 33, 3, p. 942-959.
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. 3e cycle Géographie, Clermont-Fd, 1 vol. ronéo, 302 p.
KIEFFER G., 1969. - Caractères des coulées de lave à entablement de "faux-prismes". - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 269, p. 2178-2181.
KUENEN P.H., 1950. - Turbidity currents of high density. - 18 th International Congress, London, Part. 8, p. 44-82.
KUENEN P.H., 1951. - Properties of turbidity currents of high density. Soc. Paleont. Mineral. (Spec. Publ.), 2, p. 14-33.
KUNO H., 1960. - High alumina basalt. Journ. petrol., vol.1, n° 2, p.121-145.
KUNO H., 1968. - Differentiation of basalt magmas. - In Hess and Poldervaart: Basalts, interscience pub., vol. 2, p. 623-688.
KUNO H., 1969. - Andesite in time and space. - Proceedings of the andesite conference. Int. Upper Mantle Project. Scientific report, 16, 13, 20, State of Oregon edit.
LACROIX A., 1893. - Les enclaves des roches volcaniques. - Protat, Mâcon, 710 p.
LACROIX A., 1904. - La Montagne Pelée et ses éruptions. - Paris, Masson & Cie 662 p.
LACROIX A., 1906. - Contribution à l'étude des brèches et des conglomérats volcaniques (Antilles 1902-1903 ; Vésuve 1906). - Bull. Soc. Géol., 4, t.6, p. 635-685.
LACROIX A., 1907. - Les phénomènes de contact du trachyphonolite du Griounnot (Cantal). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 145, p. 493-498.
LACROIX A., 1928. - Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltiques. - C.R. Acad. Sci., Paris, t. 187, p.321-326.
LACROIX A., 1930. - Remarques sur les matériaux de projections des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. - Soc. Géol. Fr., Livre Jubilaire Centenaire, 1830-1930, vol. 2, p.431 472.

LAPADU-HARGUES P., 1964. - Carte géologique de France 1/80 000. - Feuille de Saint-Flour (185), 3e éd.

LAMBERT A., 1969. - Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents (Massif du Cantal). - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo. 247 p.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J., 1973.- Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classifications de roches basaltiques. - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 276, p.3115-3118.

LARROQUE P., 1975. - Contribution à la géologie du Cantal : le versant droit de la moyenne vallée de l'Authre et la région d'Ayrens. - Thèse 3e cycle, Orsay, Pétrographie, vol. 1, 235 p.

LAUBY A., 1909. - Essai de bibliographie analytique des travaux paléophytologiques relatifs aux districts de l'Aubrac du Cantal, du Cezallier et du Mont-Dore. - Rev. Haute-Auvergne, p. 101-400.

LEFEVRE C., 1968. - Géologie du Massif du Cantal au niveau des vallées de la Maronne, de la Bertrande et de la Doire. - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo. , 285 p.

LESCUYER J.L., RIOU R., 1976. - Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan) Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. - Thèse 3e cycle, géologie appliquée, 1 vol. ronéo., 233 p.

LETOURNEUR J., MICHEL R., 1971. - Géologie du Génie civil. - Lib. Armand Colin, Paris, 1 vol., 727 p.

LEYRELOUP A., 1973. - Le socle profond en Velay d'aprés les enclaves remontées par les volcans néogènes ; son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et séries charnockitique (Massif Central Français). Travaux Lab. Pétrol. Minéralogie, Nantes, 356 p.

LOCARDI E., MITTEMPERGHER M., 1965. - Study of An Uncommon Lava Sheet in the Bolsena District (Central Italy). - Bull. volc. t. 28, p. 75-84.

LOCARDI E., MITTEMPERGHER M., 1967. - On the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic flow products originate form a flowing melt. - Bull. volc., t. 31, p. 131.

LORENZ V., 1971. - Collapse Structures in the Permian of the Saar. - Nahe area, Southwest Germany.- Geol. Rundschau, 60, 3, p. 924-948.

LORENZ V., 1973. - On the formation of maars.- Bull. volc., vol. 37, n° 2, p. 183-204.

LORENZ V., 1974. - Vesiculated tuffs and associated features. - Sedimentology vol. 21, p. 273-291.

LORENZ V., 1975. - Formation of phreatomagmatic maar - diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. - Physics and Chemistry of the earth vol. 9. PERGAMON PRESS-Oxford and New York, 1975, p. 17-27.

LORENZ V., Mc BIRNEY A.R., WILLIAMS H., 1970. - An investigation of volcanic depressions. - Part. III : Maars, tuff-rings, tuff-cones and diatremes. - NASA Research Grant NGR. 30-003-012.

LOSACCO U., PAREA G.C., 1969. - Saggio di un atlante di strutture sedimentarie e postsedimentarie osservate nelle piroclastiti dell Lazio (Apparati vulcanici vulsino, cimino, sabatino e dei colli Laziali.) S.T.E.M. MUCCHI, Modena, 31 p, 104 fig.

MAC BIRNEY A.R., 1973..--Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. - Bull. volc., vol. 37, fasc. 3, p. 443-453.

MAC BIRNEY A.R., MURASE T., 1970. - Factors governing the formation of pyroclastics rocks. - Bull. volc., t. 34, fasc.2, p. 372-384.

MAC CALL G.J.H., 1962. - Kenya ignimbrites. - Nature, vol. 194, p. 343.

MAC CALL G.J.H., 1965. - Froth flows in Kenya. - Geologische Rundschau, 54, 2, p. 1148-1195.

MAC DONALD G.A., 1949. - Petrography of the Island of Hawaï. - U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 214 D, p. 51-96.

MAC DONALD G.A. , 1972. - Volcanoes. - Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice-Hall.

MAC GETCHIN T.R., ULLRICH G.W., 1973. - Xenoliths in maars and diatremes with inferences for the Moon, Mars and Venus. - Journ. Geoph. Res, 78.

MAC TAGGART K.C., 1960. - The mobility of nuées ardentes. - Amer. Journ. Sci., 258, p. 369-382.

MAC TAGGART K.C., 1962. - Nuées ardentes and fluidisation - a reply. - Amer. Journ. Sci. 260, p. 470-476.

MANCEAU M., 1967. - Contribution à la géologie du Cantal : la vallée de la Petite Rhue de Cheylade et ses environs. - Dipl. Et. Sup., Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo, 96 p.

MARINELLI G., TAZIEFF H., 1968. - L'ignimbrite de la Caldéra de Batur (Bali, Indonésie). Bull. Volc. t.32, p. 89-120.

MARSHALL P., 1935. - Acid rocks of the Taupo Rotorua volcanic district. - Transact. Royal Soc. New Zealand, 64, p. 323-396.

MARTY P., 1903. - Flore Miocène de Joursac. - Rev. Haute-Auvergne, Aurillac, et Libr. Baillères, Paris, 91 p.

MAURIZOT-BLANC C., 1974. - 1ère partie : Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade. - 2ème partie: Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la planèze de Saint-Flour (Cantal). - Thèse 3e cycle, géologie appliquée, Grenoble, 1 vol. ronéo. 211 p.

MAURY R., 1968. - Contribution à la géologie du Cantal : les hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne. - Dipl. Et. Approf., Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo, 126 p.

MAURY R., BIZOUARD H., 1974. - Melting of acid Xenoliths into a basanite : an approach to the possible mécanisme of cristal contamination. - Contr. Min. Petr., II,III, IV.

MERVOYER B., MAURY R., VARET J. - Un mécanisme possible d'évolution des trachy-andésites du Massif Central par cristallisation fractionnée sous pression d'eau. - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 277.- 1973.

MICHEL R., 1946. - Les roches volcaniques du Plateau de Gergovie. - C.R. som. soc. géol. Fr., p. 238-239.

MILESI J.P., VATIN-PERIGNON N., 1975. - Les épisodes acides (ignimbrites, dômes et retombées aériennes) précédant les cycles andé sitiques dans la vallée de l'Allagnon (Massif du Cantal). - 3e réunion sc. de la Terre, Montpellier. p. 266.

MILANOVSKI E.E., KORONOVSKI N.V., 1965. - Tuffolavas and Related Formation of Central Cancasus. - Bull. Volc., t. 28, p. 205-213.

MITTEMPERGHER M., TEDESCO C., 1963. - Some observations on the ignimbrites, lava domes and flows of Mt Cimino (Italy). - Bull. Volc., t.25, p. 343-358.

MOORE J.G., 1967. - Base surge in recent volcanic eruptions. - Bull. volcan. t.30, p. 337-363.

MOORE J.G., PECK D.L., 1962. - Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. - Journ. Geol., 70, p. 182-193

MOORE J.G., MELSON W.G., 1969. - Nuées ardentes of the 1968 eruption of Mayon Volcano, Philippines, Bull. Volc. t.33, p.600-620.

MURAI I., 1963. - Pyroclastic flows deposits on various volcanoes in Japan- Bull. volc. t. 26, p. 337-352.

OLLIER C.D., 1969. - Volcanoes. - The Mit Press, Cambridge, Massachussetts and London, 177 p.

ORSINI J., VELLUTINI P., 1971. - Le complexe volcanique du Monte Cinto. - Mise en évidence de 4 épisodes d'ignimbrites dans la vallée du Fango (Corse Nord-Ouest). - C.R. Acad. Sci., Paris, t. 273, p. 611-614.

OSBORN E.F., 1959. - Role of the oxygen pressure in the cristallisation and differenciation of basaltic magma. - Americ. Journ. sci. vol. 257, p. 609-647.

PAI S.I., 1971. - A critical review of the fundamental Equations of a mixture of a gas and small solid particles. - Z. Flugwiss, vol.19, Heft 8/9, p. 353-360.

PAI S.I., HSIEH T., 1972. - One dimensional lunar ash flow with and without heat transfer. - International Symposium on Stratified flows, Novosibirsk, 1972, p.1-8.

PANTO'G., 1963. - Ignimbrites of Hungary with regard to thier genetic and classification. - Bull. Volc., t. 25, p. 176-180.

PARK Y.C., 1973. - Contribution à l'étude du Cantal : Dolomies et trachy-andésites dans la région d'Aurillac. - Thèse 3e cycle, Pétrographie Orsay, 1 vol. ronéo, 204 p.

PESME M.F., 1974. - Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac. - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 1 vol. ronéo.

PETERLONGO J.M., 1972. - Massif Central. - Masson & Cie, Guides Géologiques Régionaux, 184 p.

PETERSON D.W., ROBERTS R.J., 1963. - Relation between the crystal contents and the chemical composition of welded tuffs. - Bull. Volc., t. 26, p. 113-123.

PETROV V.P., 1963. - Zoning of lava flows, originating after extrusion, and formation of tuffolavas. - Bull. Volc., t.25, p. 19-25.

PIRSSON L.V., 1915. - The microscopical characteres of volcanic tuffs. - a study for students - Amer. Journ. Sci., ser.4, vol.40, p. 191-211.

PRESNALL D.C., 1969. - The geometrical analysis of partial fusion. - Amer. Journ. Sci., 267, p.1178-1194.

RAMES J.B., 1873. - Géogénie du Cantal. - Bouygues Ed. Aurillac, 1 vol. 103 p.

RAMES J.B., 1879. - Topographie raisonnée du Cantal. - Bouygues Ed., Aurillac, 1 vol. 60 p.

REMY J.M. - Les laves et les pegmatitoïdes du volcan de Rives (Hérault), 1965. - Bull. Soc. Géol. fr. (7), VII, p. 410-412.

REY R., 1967. - Les formations sédimentaires à l'E. et à l'W. du Massif du Cantal (résumé 2ème thèse, Rennes, 1966). Rev. Haute-Auvergne, Aurillac, t. 40, p. 616-621.

REY R., 1971. - Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. In: Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français, Clermont-Fd, Plein-Air Service Ed.

RITTMANN A., 1963. - Les volcans et leur activité (éd. française établie par H. Tazieff). Masson éd. Paris, 1 vol. 461 p.

REYNOLDS D.L., 1954. - Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granits. - Amer. Journ. Sci., 252, p. 577.

RODINE J.D., JOHNSON A.M., 1976. - The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes - Sedimentology, vol. 23, p. 213-234.

ROEDDER E., 1951. - Low temperature liquid immiscibility in the system K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - Amer. Mineral, 36, p.282-286.

ROEDDER E., 1956. - The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis A discussion. J. Geol., 64, p. 84-88.

ROSS. C.S., SMITH R.L., 1961. - Ash flow tuffs : their origin, geologie relations and identification. - U.S. geol. Surv. prof. paper 366, 81 p.

RUTTEN M.G., 1963. - Acid lava flow structure. - Bull. Volc., t. 25, p. 111-121.

SCHMINCKE H.V., SWANSON D.A., 1967. - Laminar viscous flowage structure in ash-flows tuffs from Gran Canaria. - Canary Island. Jour.geol., vol. 7, p. 641-664.

SCOTT R.B., 1971. - Alkali exchange during devitrification and hydratation of glasses in ignimbrite cooling units. - Journ. Geol. , vol. 79, p. 100-110.

SHIRINJAN K.G., 1963. - Ignimbrites and tuffolavas. - Bull. Volc., t.25, p. 19-25.

SIMPSON J.E., 1972. - Effects of the lower boundary on the head of a gravity current. - J. Fluid. Mech., 53, p. 759-768.

SMITH R.L., 1960a. - Ash-flow. - Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 71, p. 795-842.

SMITH R.L., 1960b. - Zones and zonal variations in welded ash flows. - U.S. Geol. Surv. prof. paper 354, p. 149-159.

SPARKS R.S.J., 1976. - Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. - Sedimentology, vol. 23, p. 147-188.

STEINER A., 1962. - Origin of ignimbrites. - Nature, Vol. 194, p. 275-276.

STEINER A., 1963. - Cristallisation behaviour and origin of the acidic ignimbrite and rhyolite magma in the North Island of New Zealand. - Bull. Volc., t.25, p. 217-241.

STREICKEISEN A.L., 1967. - Classification and nomenclature of igneous vocks. N. Jb. Miner. Abh., 107, n° 3, p. 215-240.

TANE JL., 1976. - Le cycle géochimique et le problème du volcanisme spilitique. - Thèse Doct. Etat, Grenoble, 1 vol. ronéo 237 p.

TAZIEFF H., GIBSON I., 1967. - Sur la genèse de l'ignimbrite pantelleritique du Fantalé. - C.R. Acad. Sci., t. 265, D, p. 950-953.

TERZIOGLU N., 1975. - Contamination des plutons basiques lors de leur intrusion dans des métasédiments gréso-pélitiques. Le cas des intrusions gabbro-dioritiques dans les schistes de Steige (Vosges Septentrionales). - Thèse 3e cycle, Géochimie, Nancy, 1 vol. ronéo 130 p.

THOMPSON R.N., 1972. - Evidence for a chemical discontinuity near the basalt andesit transition in many anorogenic volcanic suites. - Nature, vol. 236, n° 5 342, p. 106-110.

THONAT A., 1971. - Découverte de cinérites et d'importants niveaux de brèches d'explosion dansle massif du Signal du Luguet, Cézallier (Massif Central Français). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, p.2456-2459.

TOCHON-DANGUY J.C., HOPFINGER E.J., 1975. - Simulation of the dynamic of powder avalanches - Snow Mechanics - Symposium - Mécanique de la Neige (Proceedings of the Grindelwald Symposium, April 1974 ; Actes du Colloque de Grindelwald, Avril 1974) : IAHS-AISH Publ., n° 114, p. 369-380.

TRICOT B., 1975. - Le volcanisme de la Comté d'Auvergne (Massif Central Français). - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Clermont-Fd, 117 p.

TROGER W.E., 1952. - Ein neves Nomogram zur Bestimmung der optischen Ackenwinkels. - Heidelberger. Beit. Mineral. Petr., 3, 44.

VANCE J.A., 1969. - On synneusis. Contr. Min. Petr., vol. 24, p. 7-29.

VARET J., 1967. - Trachytes et phonolites du Cantal Septentrional. - Thèse 3e cycle, Pétrographie Orsay, 2 vol. ronéo.

VARET J., TREUIL M., 1973. - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. - Thèse Doct. Etat, Orsay, vol. 1.

VATIN-PERIGNON N., 1966. - Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques,et description géologique de la partie centrale du Massif du Cantal. - Thèse Doct. Etat, Grenoble, 1 vol. ronéo., 359 p.

VATIN-PERIGNON N., 1968. - Les formations éruptives et la structure de l'édifice volcanique au centre du Cantal (Massif Central Français). Bull. Volc., t.32, p. 207-251.

VATIN-PERIGNON N., GOER de HERVE A. de, 1965. - Nouveau gisement de pegmatitoïdes à la Sagnette (Cantal). - Bull. Soc. Géol. France, 7 t.7, p.829-832.

VATIN-PERIGNON N., MICHEL R., 1966. - Présence d'un fossé d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal. - Bull. Soc. Géol. France, 7, t.8, p.308-310.

VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., WATELET P., MAURIZOT-BLANC C., VINCENT P., GOER de HERVE A. de, 1975. - Les relations coulées-brèches-conglomérats dans la partie orientale du massif du Cantal ; conséquences stratigraphiques. - 3eme Réunion Sc. de la Terre, Montpellier, p.372.

VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., VIVIER G., 1976. - Le deuxième stade éruptif Cantalien : ses successions cycliques dynamiques et géochimiques comparées aux venues ultérieures et antérieures moins différenciées-Géochimie des éléments incompatibles. - 4eme Réunion Sci. de la Terre, Paris, p. 386.

VAZIRI H., 1973. - Contributions à l'étude géologique du Massif du Cantal : Géologie du Mur-de-Barrez. - Thèse 3e cycle, Pétrographie, Orsay, 91 p.

VELDE D., FRAIN de la GAULAYRIE P.S., 1974. - Nature et composition chimique des laves des Coirons (Ardèche). - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 97, p. 450-494.

VERHOOGEN J., 1951. - Mecanism of ash formation. - Amer. Journ. Sci., 249.

VERLOOP J., HERTJES P.H., 1973. - The onset of fluidization. Pow. Tech. 7 p.161-168.

VILLARI L., 1970. - On particular ignimbrites of the Island of Pantelleria (Channel of Sicily). - Bull. Volc., t.33, n° 3., p. 828-839.

VINCENT P.M., 1960. - Les volcans tertiaire et quaternaire du Tibesti Occidental et central. - Thèse Doct. Etat, Paris et Mém. B.R.G.M. n° 23, 307 p.

VINCENT P.M.,1963. - Le volcanisme ignimbritique du Tibesti occidental (Sahara Tchadien). - Essai d'interprétation dynamique. - Bull. Volc. t. 26, p. 259-272.

VINCENT P.M., 1974a. - Présence de tufs stratifiés aux environs de Clermont-Ferrand. - In : 2. Réun. ann. sci. terre Rés. ; Pont-à-Mousson (Nancy), 1974 : Paris, Soc. Géol. Fr., p. 287.

VINCENT P.M.,1974b. - Volcanologie et Volcans. - Encyclopédie des Sciences et techniques, p. 997-1005.

VLODAVETZ V.I., 1966. - On the terms "ignimbrite" and ignimbritic deposit.- Bull. Volc., t.29, p. 141-146.

VUITTENEZ H., 1964. - Géologie cantalienne. - Impr. Moderne, Aurillac 1 vol., 195 p.

WALKER G.P.L., SKELHORN R.R., 1966. - Some associations of acid and basic igneous rocks. - Earth-Sci. Rev. 2, p. 93-109.

WALKER G.P.L., 1972. - Crystal concentration in ignimorites. Contr. Min. Petr., vol. 36, n° 2, p. 135-146.

WATELET P., 1976. - Etude volcanologique de la Haute-Vallée de la Santoire (Cantal, Massif Central Français). - Thèse 3e. cycle, géologie appliquée, Grenoble, 1 vol. (à paraître).

WATERS A.C., FISHER R.V., 1971. - Base surges and their deposits : Capelinhos and Taal vlocanoes. - J. Geophys. Res., 76, p. 5596-5614.

WIEBE R.S., 1973. - Relations between coexisting magmas in a composite dyke. Amer. Journ. Sci., 273, p. 130-151.

YODER H.S., TILLEY C.E., 1962. - Origin of basalts magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems. - Journ. Petrol., vol.3, part. 3, p. 342-352.

YODER H.S. , 1973. - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magma. - Am. Min., vol. 58, p. 153-171.

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
INTERUNIVERSITAIRE

"Les contradictions sont universelles, absolues, et les méthodes pour les résoudre, varient selon leur caractère".

(Mao)

VU

Grenoble, le 01 / 07 / 76

Le Président de la thèse

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 01. 7. 1976

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale