



HAL
open science

Volcanologie et pétrologie de la haute vallée du Brezons et des Planèzes adjacentes (Massif du Cantal) : étude de l'analogie de cristallisation des pegmatitoïdes et des lingots métalliques

Michel Fontaine Vive

► To cite this version:

Michel Fontaine Vive. Volcanologie et pétrologie de la haute vallée du Brezons et des Planèzes adjacentes (Massif du Cantal) : étude de l'analogie de cristallisation des pegmatitoïdes et des lingots métalliques. Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT : . tel-00759955

HAL Id: tel-00759955

<https://theses.hal.science/tel-00759955>

Submitted on 3 Dec 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.

205.142

triple

1981

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE et MEDICALE de GRENOBLE I

820

225



205142

1981

225

VOLCANOLOGIE ET PETROLOGIE DE LA HAUTE VALLEE

DU BREZONS ET DES PLANEZES ADJACENTES

(MASSIF DU CANTAL)

**ETUDE DE L'ANALOGIE DE CRISTALLISATION DES
PEGMATITOÏDES ET DES LINGOTS METALLIQUES**

par Michel FONTAINE-VIVE



THESE 3ème CYCLE 1981

RESUME

Le secteur étudié se situe sur le quart SE de la carte géologique Murat 1/50 000, et sur l'extrême frange NE de celle de Vic-sur-Cère. Il inclut la bordure de la zone centrale et une très large part de la zone périphérique du strato-volcan cantalien. Le ruisseau du Brezons s'encaisse dans une profonde vallée d'origine structurale probable, encadrée par deux plateaux basaltiques : la planèze de Cézens à l'Est, celle de Malbo à l'Ouest.

Trois parties, à la fois indépendantes et complémentaires, constituent ce travail. La première consigne les résultats de l'étude de terrain. L'échelle stratigraphique cantalienne a été étendue au secteur étudié, tout en montrant d'importantes lacunes dans les ensembles paléo et néo-cantalien, ainsi que la présence d'un terme local probablement équivalent de l'épisode des "trachyandésites des sommets" (conglomérat des Arzalières). De nombreux types dynamiques ont été abordés (écoulements pyroclastiques, coulées laviques, extrusions, maars...). Les formations quaternaires pour la plupart héritées des épisodes glaciaires et périglaciaires sont actuellement remodelées, beaucoup plus rarement alimentées.

La seconde partie comprend trois chapitres :

- pétrographie classique de chaque type de lave rencontré ;
- étude de deux mélanges de laves (basaltes/trachyandésites ou latites) : l'un avorté (Sanissage) montrant le fractionnement de l'amphibole pargasitique ; l'autre réalisé (Combe de Saure) conduisant à la naissance d'une lave hybride nommée "leucobasalte".
- pétrographie des pegmatitoïdes du puy de Neirebrousse et étude de l'analogie de cristallisation entre ces roches et le "matériel ségrégé" des lingots métalliques. Un ensemble de phénomènes, à la fois successifs et contemporains, conduit à la formation de pegmatitoïdes dans un lac de lave. La cristallisation de ces roches ne dépend pas de la teneur en gaz du bain magmatique, mais est régie par les variations de la température interne, tandis que la mise en place des pegmatitoïdes dans le tiers supérieur du lac de lave, est liée aux différences de pressions. Ce processus peut être en partie étendu à d'autres types de gisements (coulées et filons).

La troisième partie permet de caractériser chaque type pétrographique au sein de chaque ensemble stratigraphique. Il apparaît nettement que les roches dites "intermédiaires" (trachyandésites) ne répondent ni à la définition des K-mugéarites, ni à celle des K-benmoréites. Les leucobasaltes et les ordanchites qui ne sont ni des labradorites, ni des téphrites, pourraient avoir dans tous les cas, une origine hybride par mélanges de magmas (respectivement basaltes/trachyandésites s.l., et phonolite/trachyandésites s.l.).

Un essai de "reconstitution historique" a été tenté en conclusion, bien que la contemporanéité des phénomènes similaires ne soit pas nettement établie pour l'ensemble du massif volcanique cantalien.

MOTS-CLES -

Massif Central français, Cantal - Stratovolcan - Téphrostratigraphie - Retombée pyroclastique - Ecoulement pyroclastique - Phréatomagmatisme. Dôme, neck, fissure éruptive - Volcanisme alcalin, Pétrographie, Géochimie - Basanite à néphéline, basalte doléritique, trachyandésite, Latite - Mélange de magma - Pegmatitoïde, Cristaux squelettiques - Lingot.

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE I

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
GEOLOGIE APPLIQUEE
MENTION : PETROGRAPHIE - METALLOGENIE

205142

1981

225



VOLCANOLOGIE ET PETROLOGIE DE LA HAUTE VALLEE DU BREZONS
ET DES PLANEZES ADJACENTES (MASSIF DU CANTAL)

ÉTUDE DE L'ANALOGIE DE CRISTALLISATION DES PEGMATITOÏDES
ET DES LINGOTS MÉTALLIQUES

par MICHEL FONTAINE - VIVE

T.84/117

Thèse soutenue le 30 septembre 1981, devant la commission d'examen :

MM.	R. MICHEL	Président
	A. DE GOER DE HERVE	Rapporteur
	F. DURAND	
	P.M. VINCENT	
Mme	N. VATIN - PERIGNON	

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE et MEDICALE de GRENOBLE I

**VOLCANOLOGIE ET PETROLOGIE DE LA HAUTE VALLEE
DU BREZONS ET DES PLANEZES ADJACENTES
(MASSIF DU CANTAL)**

**ETUDE DE L'ANALOGIE DE CRISTALLISATION DES
PEGMATITOÏDES ET DES LINGOTS METALLIQUES**

par Michel FONTAINE-VIVE

THESE 3ème CYCLE 1981

Président de l'Université : M. J.J. PAYAN

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS DE 1^{ère} CLASSE

Mlle AGNIUS DELORD Claudine	Biophysique	CHATEAU Robert	Clinique neurologique
ALARY Josette	Chimie analytique	CHIBON Pierre	Biologie animale
MM. AMBLARD Pierre	Clinique dermatologie	COEUR André	Chimie analytique et bromoto
AMBROISE THOMAS Pierre	Parasitologie	COUDERC Pierre	Anatomie pathologique
ARNAUD Paul	Chimie	CRABBE Pierre	C.E.R.MO
ARVIEU Robert	Physique nucléaire	DAUMAS Max	Géographie
AUBERT Guy	Physique	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
AYANT Yves	Physique approfondie	DEGRANGE Charles	Zoologie
Mme BARBIER Marie Jeanne	Electrochimie	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
MM. BARBIER Jean Claude	Physique expérimentale	DELORMAS Pierre	Pneumo-physiologique
BARBIER Reynold	Géologie	DENIS Bernard	Clinique cardiologique
BARJON Robert	Physique nucléaire	DEPORTES Charles	Chimie minérale
BARNOUD Fernand	Biosynthèse de le cellulose	DESRE Pierre	Électrochimie
BARRA Jean René	Statistiques	DODU Jacques	Mécanique appliquée IUT I
BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale A	DOLIQUE Jean Michel	Physique des plasmas
BEAUDOING André	Clinique pédiatrie et puériculture	DUCROS Pierre	Cristallographie
BELORISKY Elie	Physique	FONTAINE Jean Marc	Mathématiques pures
BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
BERIEL Hélène	Pharmacodynamie	GASTINEL Noël	Analyse numérique
M. BERNARD Alain	Mathématiques pures	GAVEND Jean Michel	Pharmacologie
Mme BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques pures	GEINDRE Michel	Electro-radiologie
MM. BERTRANDIAS Jean Paul	Mathématiques pures	GERBER Robert	Mathématiques pures
BEZES Henri	Clinique chirurgicale & traumat.	GERMAIN Jean Pierre	Mécanique
BILLET Jean	Géographie	GIRAUD Pierre	Géologie
BONNET Jean Louis	Clinique ophtalmologique	JANIN Bernard	Géographie
BONNET EYMARD Joseph	Clinique Hépatogastro-entérolo.	JEANNIN Charles	Pharmacie galénique
Mme BONNIER Jane Marie	Chimie générale	JOLY Jean René	Mathématiques pures
MM. BOUCHERLE André	Chimie et toxicologie	KAHANNE André	Physique
BOUCHET Yves	Anatomie	KAHANNE Josette	Physique
BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire	KLEIN Joseph	Mathématiques pures
BRAVARD Yves	Géographie	KOSZUL Jean Louis	Mathématiques pures
BUTEL Jean	Orthopédie	LACAZE Albert	hermodynamique
CABANEL Guy	Clinique rhumatologie et hydro.	LACHARME Jean	Biologie cellulaire
CARLIER Georges	Biologie végétale	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
CAU Gabriel	Médecine légale et toxicologie	Mme LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
CAUQUIS Georges	Chimie organique	MM. LATREILLE René	Chirurgie thoracique
CHARACHON Robert	Clinique O.R.L.		

MM. LATURAZE Jean
 LAURENT Pierre
 LE NOC Pierre
 LLIBOUTRY Louis
 LOISEAUX Jean Marie
 LOUP Jean
 LUU DUC Cuong
 MALINAS Yves
 Mlle MARIOTTE Anne Marie
 MM. MAYNARD Roger
 MAZARE Yves
 MICHEL Robert
 MICOUD Max
 MOURIQUAND Claude
 NEGRE Robert
 NOZIERES Philippe
 OMONT Alain
 OZENDA Paul
 PAYAN Jean Jacques
 PEBAY PEYROULA Jean Claude
 PERRET Jean
 PERRIER Guy
 PIERRARD Jean Marie
 RACHAIL Michel
 RASSAT André
 RENARD Michel
 Mme RENAUDET Jacqueline
 M. REVOL Michel
 Mme RINAUDO Marguerite
 MM. DE ROUGEMONT Jacques
 SARRAZIN Roger
 Mme SEIGLE MURANDI Françoise
 MM. SENDEL Philippe
 SIBILLE Robert
 SOUTIF Michel
 TANCHE Maurice
 VAILLANT François
 VALENTIN Jacques
 VAN CUTSEM Bernard
 VAUQUOIS Bernard
 VERRAIN Alice

Biochimie pharmaceutique
 Mathématiques appliquées
 Bactériologie virologie
 Géophysique
 Sciences nucléaires
 -Géographie
 Chimie générale et minérale
 Clinique obstétricale
 Pharmacognosie
 Physique du solide
 Clinique médicale A
 Minéralogie et pétrographie
 Clinique maladie infectieuses
 Histologie
 Mécanique I.U.T. I
 Spectrométrie physique
 Astrophysique
 Botanique
 Mathématiques pures
 Physique
 Sémeiologie médicale (neurologie)
 Géophysique
 Mécanique
 Clinique médicale B
 Chimie systématique
 Thermodynamique
 Bactériologie
 Urologie
 Chimie CERMAV
 Neuro-Chirurgie
 Clinique chirurgicale B
 Botanique et cryptogamie
 Biologie animale
 Construction mécanique IUT I
 Physique
 Physiologie
 Zoologie
 Physique nucléaire
 Mathématiques appliquées
 Mathématiques appliquées
 Pharmacie galénique

MM. VERRAIN André
 VIGNAIS Pierre
 PROFESSEURS DE 2ème CLASSE

Biophysique
 Biochimie médicale

MM. ARMAND Yvès
 AURIAULT Jean Louis
 BEGUIN Claude
 BOITET Christian
 BOUTHINON Michel
 BRUGEL Lucien
 BUISSON Roger
 CASTAING Bernard
 CHARDON Michel
 CHEHIKIAN Alain
 COHEN Henri
 COHENADDAD Jean Pierre
 COLIN DE VERDIERE Yves
 CONTE René
 CYROT Michel
 DEPASSEL Roger
 DOUCE Roland
 DUFRESNOY Alain
 GASPARD François
 GAUTRON René
 GIDON Maurice
 GIGNOUX Claude
 GLENAT René
 GOSSE Jean Pierre
 GROS Yves
 GUITTON Jacques
 HACQUES Gérard
 HERBIN Jacky
 HICTER Pierre
 IDELMAN Simon
 JOSELEAU Jean Paul
 JULLIEN Pierre
 KERCKOVE Claude
 KRAKOWIACK Sacha
 KUHN Gérard
 KUPKA Yvon
 Chimie IUT I
 Mécanique IUT I
 Chimie organique
 Mathématiques appliquées
 E.E.A. IUT I
 Energétique IUT I
 Physique IUT I
 Physique
 Géographie
 EEA IUT I
 Mathématiques pures
 Physique
 Mathématiques pures
 Physique IUT I
 Physique du solide
 Mécanique des fluides
 Physiologie végétale
 Mathématiques pures
 Physique
 Chimie
 Géologie
 Sciences nucléaires
 Chimie organique
 EEA IUT I
 Physique IUT I
 Chimie
 Mathématiques appliquées
 Géographie
 Chimie
 Physiologie animale
 Biochimie
 Mathématiques appliquées
 Géologie
 Mathématiques appliquées
 Physique IUT I
 Mathématiques pures

MM. LUNA Domingo
 MACHE Régis
 MARECHAL Jean
 MICHOUILLIER Jean
 MINIER Colette
 Mme NEMOZ Alain
 MM. NOUGARET Marcel
 OUDET Bruno
 PEFFEN René
 PELMONT Jean
 PERRAUD Robert
 PERRIAUX Jean Jacques
 PERRIN Claude
 PFISTER Jean Claude
 PIERRE Jean Louis
 Mlle PIERY Yvette
 MM. RAYNAUD Hervé
 RICHARD Lucien
 ROBERT Gilles
 ROBERT Jean Bernard
 ROSSI André
 SAKAROVITCH Michel
 SARROT REYNAUD Jean
 SAXOD Raymond
 SOUTIF Jeanne
 Mme STUTZ Pierre
 MM. VIALON Pierre
 VIDAL Michel
 VIVIAN Robert

Mathématiques pures
 Physiologie végétale
 Mécanique
 Physique IUT 1
 Physique IUT 1
 Thermodynamique
 Automatique IUT 1
 Mathématiques appliquées
 Métallurgie IUT 1
 Biochimie
 Chimie IUT 1
 Géologie minérale
 Sciences nucléaires
 Physique du solide
 Chimie organique
 Physiologie animale
 Mathématiques appliquées
 Biologie végétale
 Mathématiques pures
 Chimie physique
 Physiologie végétale
 Mathématiques appliquées
 Géologie
 Biologie animale
 Physique
 Mécanique
 Géologie
 Chimie organique
 Géographie

Hygiène et hydrologie
 Pharmacodynamie

Neuro-chirurgie
 Pédiatrie
 Psychiatrie
 Biochimie (hormonologie)
 Anatomie
 Biochimie
 Radiologie
 Physiologie
 Médecin légale

CHARGES D'ENSEIGNEMENT PHARMACIE

M. ROCHAS Jacques
 M. DEMENGE Pierre

PROFESSEURS SANS CHAIRE (médecine)

MM. BARGE Michel
 BOST Michel
 BOUCHARLAT Jacques
 CHAMBAZ Edmond
 CHAMPETIER Jean
 COLOMB Maurice
 COULOMB Max
 Mme ETERRADOSSI Jacqueline
 MM. FAURE Jacques

MM. GROULADE Joseph
 HOLLARD Daniel
 HUGONOT Robert
 JALBERT Pierre
 MAGNIN Robert
 PHELIP Xavier
 REYMOND Jean Charles
 STIEGLITZ Paul
 VROUSOS Constantin

Biochimie (A)
 Hématologie
 Gériatologie
 Histologie
 Hygiène
 Rhumatologie
 Chirurgie générale
 Anesthésiologie
 Radiothérapie

MAITRES DE CONFERENCES AGREGES (Médecine)

MM. BACHELOT Yvan
 BENABID Alim Louis
 BERNARD Pierre
 CONTAMIN Charles
 CORDONNIER Daniel
 CROUZET Guy
 DEBRU Jean Luc
 DYON Jean François
 FAURE Claude
 FAURE Gilbert
 FLOYRAC Roger
 FOURNET Jacques
 GAUTIER Robert
 GIRARDET Pierre
 GUIDICELLI Henri
 GUIGNIER Michel
 JUNIEN-LAVILLAURROY Claude
 KOLODIE Lucien
 MALLION Jean Michel
 MASSOT Christian
 MOUILLON Michel
 PARAMELLE Bernard
 RACINET Claude
 RAMBAUD Pierre
 RAPHAEL Bernard
 SCHAERER René
 SEIGNEURIN Jean Marie
 SOTTO Jean Jacques
 STOEUBNER Pierre

Endocrinologie
 Médecine et Chirurgie
 Gynécologie obstétrique
 Chirurgie thoracique
 Néphrologie
 Radiologie
 Médecine interne
 Chirurgie infantile
 Anatomie et Organogénèse
 Urologie
 Biophysique
 Hépato-gastro-entérologie
 Chirurgie générale
 Anesthésiologie
 Chirurgie générale
 Thérapeutique (réanimation)
 Clinique ORL
 Hématologie biologique
 Médecine du travail
 Médecine interne
 Ophtalmologie
 Pneumologie
 Gynécologie-Obstétrique
 Pédiatrie
 Stomatologie
 Cancérologie
 Bactériologie-virologie
 Hématologie
 Anatomie-Pathologie

Dans une foule, il est impossible de
porter un flambeau, sans roussir la barbe de quelqu'un.

LICHETENBERG (1792)

à Roselyne et Damien,

REMERCIEMENTS

Au terme de cette étude, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui, en suivant patiemment la lente élaboration de ce travail, a été mon directeur scientifique à Grenoble.

Je remercie vivement Madame N. VATIN-PERIGNON de m'avoir accueilli au sein de son équipe.

Toute ma gratitude va à Monsieur A. de GOER de HERVE qui, en m'accordant sa confiance pendant de longues années, a dirigé efficacement ce travail depuis Clermont-Ferrand. Sa présence sur le terrain, ses idées, ses critiques, ses eng... sont à la base même de cette étude.

Je remercie Messieurs les Professeurs P.M. VINCENT et F. DURAND pour leurs critiques et leur participation au jury. Leurs grandes connaissances dans les domaines volcanologique et métallurgique m'ont été d'un grand secours.

Je ne sais comment remercier Messieurs M. GUILLOT et F. PEILLOUD, ingénieurs à la S.N.R., qui m'ont consacré beaucoup de leur temps, et sans qui, mon étude sur les pegmatitoïdes ne serait pas ce qu'elle est.

Ma reconnaissance va au personnel technique et scientifique du département de Géologie de Clermont-Ferrand et de l'Institut Dolomieu :

- Mesdames F. CANTAGREL, S. COUTURIE, F. KELLER, J. SERANGE et B. USELLE qui ont réalisé les analyses chimiques de mes laves,
- Messieurs J. COCHET (tris de minéraux), R. DOMEYNE (broyage), L. GRANET (rayons X) et R. TELMAT (lames minces),
- Messieurs P. GIBERGY et J. GIRAULT qui m'ont fait bénéficier de leur expérience de minéralogiste avec gentillesse et empressement,
- Monsieur G. VIVIER qui a apporté les critiques les plus justes et les plus constructives sur un certain chapitre contestable et contesté de ce travail,
- Monsieur H. ARNAUD et Madame A. ARNAUD-VANNEAU qui m'ont permis de réaliser la majorité de mes lames minces dans leur laboratoire, ainsi que la frappe de ce mémoire avec le concours de Madame C. MEUGNIOT,
- Monsieur P. GIRAUD qui m'a permis, sur le compte de son équipe, de photocopier 4 exemplaires provisoires de ce mémoire pour ma soutenance.

Je remercie Monsieur A. PAILLET, technicien au Centre Universitaire de Savoie (Chambéry), qui a confectionné 60 lames minces en un temps record (3 jours) tout en se désolant de ne pouvoir me les fournir plus rapidement.

Je ne saurais oublier les personnes qui m'ont aidé lors de mes campagnes de terrain : Monsieur TEISSEDRE, directeur du C.E.S. de Pierrefort, et Monsieur l'Abbé IRLANDE, curé de Pierrefort, qui m'ont hébergé pendant deux saisons ; Madame ALLE chez qui il faisait bon manger après une journée de terrain ; les gendarmes de la brigade de Pierrefort avec qui j'ai entretenu d'excellents rapports.

Je remercie tous les thésards de la salle de troisième cycle qui m'ont aidé à déterminer la teinte exacte des minéraux de mes lames car je suis daltonien. Leur bonne humeur m'a été parfois d'un grand réconfort.

Je remercie Monsieur J. FAVRE, instituteur retraité, qui, armé de son crayon, a chassé mes nombreuses fautes de dactylographie.

Enfin, je veux dire merci à mon épouse Roselyne qui a supporté ma mauvaise humeur en y opposant un amour de tous les instants. Je lui dois plus qu'à tout autre.

ABSTRACT

The studied area is situated on two geological maps (scale : 1/50 000) : Murat sheet (SE quarter) and Vic-sur-Cère sheet (extreme NE fringe). It includes the edge of the Central zone and a very large part of the peripheric zone of the Cantalian strato-volcano. The Brezons stream flows from North to South through the middle part of this area in a deep structural valley between two basaltic plateaus : the eastern one is the "planèze de Cèzens", the western one, the "planèze de Malbo".

This study comprises three both independent and complementary parts. The first one contains the observations of the ground exploration. Cantalian stratigraphy is extended to this area and shows many gaps in paleo- and neo-Cantalian episodes. A local stratigraphic term, probably equivalent of the "trachy-andésites des sommets" episode, completes this scale (Arzaliers conglomerate). Numerous dynamic types have been studied (pyroclastic and lava-flows, extrusions, maars, ...). Most quaternary formations come from Würm episodes and are now usually re-shaped or much activated.

Three chapters form the second part :

- petrography of each lava-type in the studied area ;
- petrography of two magma-mixings (basalt/trachyandesite or latite).

The first one (Sanissage) was aborted and shows the pargasitic partition. The second one is perfect hence a new lava name "leucobasalt" (Combe de Saure).

- petrography of the coarse-grained veins (pegmatitoïdes) of the puy de Neirebrousse. These rocks present an analogy of crystallization with the metallic ingots and with their segregated veins and spots. Coarse-grained veins are born in the lava-lake by a complex mechanism in which numerous phenomena, both successive and coeval, interfered. The crystallization of these rocks is independent of the magmatic amount of gas, but it is governed by temperature variations. Differences of internal pressures condition the coarse-grained veins injection in the upper third part of the lava-lake. It is possible, in part, to extend this process to other formations (lava flows and dikes).

In the third part, each petrographical type is characterized within its stratigraphic level. Cantalian trachyandesites (in their French meaning), sometimes named "intermediate lavas", are very different from K-mugearites and K-benmoreites. Leucobasalts and ordanchites which are neither labradorites nor tephrites, probably result from magma-mixing, between basalt/trachyandesites and phonolites/trachyandesites respectively.

In conclusion, a magmatic reconstruction has been attempted though all similar phenomena are not necessarily contemporaneous for the whole of the Cantalian stratovolcano.

KEY WORDS -

Massif Central français, Cantal - Strato-volcano - Tephrostratigraphy - Air-fall deposit - Pyroclastic flow - Phreatomagmatism Dome, neck, eruptive fissure - Alkaline volcanism - Petrography - Geochemistry - Nepheline basanite, Dolerite, Trachyandesite (French meaning), Latite - Magma-mixing - Coarse-grained veins - Skeletal crystals - Metallic ingot.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
A. PRESENTATION	
I. Cadre géographique	
I.1. Situation du massif volcanique du Cantal	
I.2. Situation du secteur étudié	
II. Cadre géologique	5
II.1. Géologie régionale	
II.2. Stratigraphie locale	
B. TRAVAUX ANTERIEURS	
C. BUTS ET ORIENTATION DES TRAVAUX	7
I. Buts	
II. Orientation des travaux	
D. NOMENCLATURES UTILISEES	8
I. Toponymie	
II. Nomenclature des formations clastiques	
II.1. Notion d'écoulement pyroclastique	
II.2. Classification granulométrique	10
III. Nomenclature des laves	
III.1. Les roches intermédiaires	
III.2. Les roches basaltiques	
III.3. Remarque	
IV. Numérotation des échantillons	
CHAPITRE I : LE VOLCANISME ANTÉ-PLANÉZIEN	13
A. LES FORMATIONS DE L'ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN	
I. La vallée du Brezons	15
I.1. Les dômes	
I.1.1. Le dôme de Farreyre et ses produits	
I.1.2. La brèche à obsidienne de Lustrande	16
I.1.3. Les affleurements de la Borie	18
I.1.4. Les brèches de la Praissinette	19
I.2. Les écoulements pyroclastiques	
I.2.1. Les brèches du ruisseau d'Inchastang	
I.2.2. Les brèches du ruisseau du Louvatier	21
I.2.3. Les brèches du ruisseau de Mandre	
I.2.4. Les brèches du ruisseau d'Encloux	
I.2.5. Les brèches du ruisseau de Livernade	
I.2.6. Les brèches du ruisseau de Gerbel	22
II. La vallée de l'Epie	
II. Les brèches du ruisseau de Prat de Bouc et de la route D 39 entre la Sagnette et le col de Prat de Bouc	23
II.1.1. Confluent des ruisseaux de Prat de Bouc et de l'Epie	
II.1.2. Affleurements de la D 39 entre la Sagnette et le col de Prat de Bouc	
II.1.3. Conclusions	
II.2. La brèche du puy de la Jambe	
II.3. La brèche du ruisseau de Lavergne	24
III. Conclusions à l'étude de l'ensemble latitique paléo-cantalien	
B. LE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU RUISSEAU D'INCHASTANG	25

C. LES FORMATIONS DE L'ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN	27
I. Les brèches trachyandésitiques	28
I.1. Les brèches de la vallée du Brezons	
I.1.1. Les brèches trachyandésitiques banales zonées	29
I.1.1.1. Caractéristiques	
I.1.1.2. Zonation	
I.1.1.3. "Pendage"	30
I.1.1.4. Origine et mode de mise en place	
I.1.1.5. Conclusions	33
I.1.2. Le conglomérat des Arzaliers	
I.2. Les brèches de la vallée de l'Epie	34
I.2.1. La brèche de la route D 39 de la Sagnette à Pierrefort	35
I.2.2. Les brèches du ruisseau de la Mouche	
I.2.3. Conclusions	
I.3. Les brèches de la vallée du Siniq	36
I.4. Conclusions à l'étude des brèches trachyandésitiques	37
I.5. Les formations laviques associées aux brèches trachyandésitiques	38
I.5.1. Une coulée intrabréchique (H 704)	
I.5.2. Les extrusions contemporaines	
I.5.3. Les dykes postérieurs	39
II. Les tufs ponceux lités intercalaires	
II.1. Ruisseaux de Prat de Bouc et de l'Epie	40
II.2. Ruisseau de Lavergne	
II.3. Ruisseau de Gerbel	
II.4. Ruisseau de Livernade	41
II.5. Ruisseau du Louvatier	42
II.6. Ruisseau de Montréal	
II.7. Ruisseau du Siniq	
II.8. Remarques	
III. Les formations terminales	
III.1. Les leucobasaltes	43
III.1.1. La coulée du cirque d'Encloux (E 501)	
III.1.2. La coulée de Serverette (H 709)	
III.1.2. La coulée du puy Brunet (E 301)	
III.2. Les roches ordanchitiques	
III.2.1. Les coulées de l'Etaplou et de Serverette	
III.2.2. Les blocs de "phono-téphrite" de la fissure du col de Chèvre (D 502)	44
III.3. Les cendres grises de Serverette	
III.4. Les trachyandésites des sommets	
III.4.1. L'activité explosive	45
III.4.1.1. La fissure du col de la Pourtoune	
III.4.1.1.1. Le secteur du col de la Pourtoune	
III.4.1.1.2. Le secteur Sud du puy de la Cède	46
III.4.1.1.3. Conclusions	
III.4.1.2. L'Arpon du Diable	
III.4.2. L'activité effusive	47
III.4.2.1. Les points d'émission	
III.4.2.1.1. Le puy de la Cède	
III.4.2.1.2. L'ensemble puy Brunet - Cantalon	48
III.4.2.1.3. Le secteur du Plomb du Cantal	
III.4.2.1.4. Le puy du Rocher	
III.4.2.1.5. Les Rochers de Chamalière	49
III.4.2.2. Les coulées isolées	
III.5. Conclusions à l'étude des formations terminales de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien	50
D. CONCLUSIONS GENERALES	

CHAPITRE II : LE VOLCANISME PLANÉZIEN	53
A. LES TYPES DYNAMIQUES	55
I. Le type à dominante effusive	
I.1. Définition	
I.2. Monographies	
I.2.1. Planèze du puy Gros ou de Lacapelle-Barrès	
I.2.1.1. Le puy Gros	
I.2.1.2. Le volcan du bois de Neyrevèze	57
I.2.2. Planèze de Malbo	
I.2.2.1. La Croix de Montréal	
I.2.2.2. Le puy des Dames	
I.2.3. Planèze de Cézens : le volcan de Vidèche	58
I.3. Rôle des volcans effusifs dans l'édification des planèzes	
II. Le type mixte effusif-explosif	
II.1. Définitions	
II.2. Les appareils mixtes	59
II.2.1. Planèze de Malbo	
II.2.1.1. Le P.C. 1 455 (<i>puy de Randaou</i>)	
II.2.1.2. Le volcan de la Montagne de Marfonds	60
II.2.1.3. Le puy de la Grousse	
II.2.2. Planèze de Cézens : le P.C. 1 355	61
II.3. Les spatter-cones	
II.3.1. Définition	
II.3.2. Monographies	62
II.3.2.1. Ruisseau de l'Epie	
II.3.2.2. Les Chabasses	
II.4. Les cônes stromboliens	
II.4.1. Définition	
II.4.2. Monographies	
II.4.2.1. Le volcan d'Arjaloux	
II.4.2.2. Le volcan de la Grifouille	63
II.5. Conséquences de l'érosion sur ce type de volcans	
II.6. Rôle de ces volcans dans l'édification des planèzes	64
III. Le type à dominante explosive	
III.1. Définitions	
III.2. Hypothèses génétiques	
III.3. Caractéristiques des produits éjectés	65
III.4. Relations maar-diatrème	66
III.4.1. Cas d'un appareil sans remplissage cratérique	
III.4.2. Cas d'un appareil à remplissage cratérique	
III.5. Monographies	67
III.5.1. Planèze de Cézens	
III.5.1.1. Les maars du ruisseau des Cros	
III.5.1.1.1. Le diatrème de la cascade du Cros-Haut	
III.5.1.1.2. Le diatrème de la cascade cotée 1 310 m	68
III.5.1.2. Les brèches de Serverette	69
III.5.1.3. Les brèches du secteur du ruisseau de la Mouche	
III.5.1.4. Le plug des Rochers de la Bohal	70
III.5.1.5. Le lac de lave de Lestival	71
III.5.1.6. Le puy Masso	
III.5.1.7. Les calottes du secteur de Chauvel	72
III.5.1.8. Le lac de lave du puy de Ianluc	
III.5.1.9. Le lac de lave du puy de Neirebrousse	
III.5.2. Planèze de Malbo	73
III.5.2.1. Le plug des Plaines-Basses	
III.5.2.2. Le lac de lave du secteur de Mandre	

III.5.3. Le plug du Plomb du Cantal	74
III.6. Comparaison avec d'autres secteurs planéziens	
III.7. Signification de ce type dynamique	
III.7.1. Origine	
III.7.2. Points communs rencontrés dans ce type de volcans	75
III.7.3. Conclusion	76
III.8. Rôle et importance de ces volcans explosifs dans l'édification des planèzes - Importance des enclaves remontées par ces volcans	
IV. Cas divers	77
IV.1. Cas litigieux	
IV.1.1. Le secteur de la Montagne de Pleau	
IV.1.2. Le puy Ginestoux	
IV.1.3. La Montagne de Serverette	78
IV.1.4. Le secteur des vacheries de la Belle-Viste	
IV.2. Les lames	
IV.2.1. Définition	
IV.2.2. Monographies	
IV.2.2.1. La lame de Chauvel	
IV.2.2.2. La lame du puy Tario	79
IV.2.2.3. La lame d'Imbiquerou	
IV.2.3. Hypothèse génétique	
IV.3. Les points d'émission des basaltes doléritiques	
IV.3.1. Monographies	
IV.3.1.1. Le puy de la Belle-Viste	
IV.3.1.2. Le P.C. 1 479 m	80
IV.3.1.3. Chérot	
IV.3.1.4. Le vallon du ruisseau de Montréal	
IV.3.1.5. Le P.C. 1 463 m au Nord du puy de Randaou	
IV.3.2. Problèmes liés aux émissions dynamiques des basaltes doléritiques	81
B. VOLCANOLOGIE STRUCTURALE : LES ENSEMBLES	
I. Evolution dans le temps d'un appareil complexe : le puy de Grandval	
I.1. Le volcan strombolien	83
I.2. Le volcan explosif	
I.3. Le volcan effusif	84
I.4. Conclusion	
II. Evolution et groupement dans l'espace : les fissures	
II.1. Définition	
II.2. Monographies	
II.2.1. La fissure du col de la Tombe du Père - Planèze de Cézens	
II.2.1.1. Les observations en surface de planèze	85
II.2.1.2. Autres observations dans les versants	88
II.2.2. La fissure du puy de la Jambe - Planèze de Cézens	
II.2.3. La fissure du col de Chèvre - Planèze de Malbo	90
II.2.3.1. Les observations en surface de planèze	
II.2.3.2. Autres observations en planèze	
II.2.4. Les affleurements basaltiques des cirques d'Encloux et de Mandre	94
II.3. Signification des fissures éruptives	
III. Cas des appareils isolés	95
III.1. Signification des appareils isolés	96
III.2. Existence possible de "fissures inapparentes" : les alignements volcaniques	

III.2.1. Rappels tectoniques	
III.2.2. Observations de terrain	
III.2.2.1. Les vallées	
III.2.2.2. Les dykes	
III.2.2.3. Les lames	97
III.2.2.4. Conclusions	
III.2.3. Déduction d'alignements possibles	
III.3. Comparaisons avec d'autres secteurs planéziens	
III.4. Conclusions	99
IV. Le puy Tario et les formations volcano-sédimentaire de la planèze de Cézens	
IV.1. Le puy Tario	
IV.2. Les formations volcano-sédimentaires	100
IV.2.1. Ruisseau de la Mouche	
IV.2.2. Ruisseau de la Belle-Viste	
IV.3. Interprétation	101
IV.3.1. Piégeage dans des dépressions profondes	
IV.3.2. Probabilité d'un ruisseau transverse à l'allongement de la planèze	102
IV.3.2.1. Problème du barrage du ruisseau	
IV.3.2.2. Tracé du ruisseau	
IV.3.2.3. Origine de ce réseau hydrographique	103
IV.3.2.4. Conclusions	
C. CONCLUSIONS GENERALES	
CHAPITRE III : LES FORMATIONS QUATERNAIRES	107
A. Les formations morainiques	
I. Le glaciaire planézien	
II. Le glaciaire de vallée	108
II.1. La vallée du Brezons	
II.2. La vallée de l'Epie	109
III. Remarques sur les morphologies glaciaires du secteur étudié	
III.1. Les vallées	
III.2. Les cirques	110
IV. Conclusions	
B. LE TARDI-GLACIAIRE PLANEZIEN : LES KETTLES OU SÖLLE	
C. LES FORMATIONS GLACIAIRES REMANIEES	111
I. Le fluvio-glaciaire	
II. Le limno-glaciaire	
D. LES FORMATIONS PERIGLACIAIRES	
I. Dallage nival	
II. Coulée de blocs (Rock-glacier)	112
III. Buttes gazonnées	
E. LES EBOULIS	
F. LES GLISSEMENTS DE TERRAIN	
G. CONCLUSIONS	
CHAPITRE IV : PÉTROGRAPHIE	115
A. LES LAVES DE L'ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN	
I. Les écoulements pyroclastiques	
I.1. Vallée du Brezons	
I.1.1. Les écoulements pyroclastiques de la haute vallée	
I.1.2. Les écoulements pyroclastiques associés au dôme de Farreyre	116

I.2. Vallée de l'Epie	
I.2.1. La brèche du puy de la Jambe	
I.2.2. Les autres brèches	
II. Les dômes	
II.1. Le dôme de Farreyre	
II.1.1. La latite du dôme et les obsidiennes de ses bordures	117
II.1.2. Les blocs de latite des brèches de nuées	
II.2. Les laves du "dôme" de Lustrande	
II.2.1. L'obsidienne et le pechstein	
II.2.2. Les blocs de latite inclus dans la brèche trachy-andésitique sus-jacente	118
B. LES TUFFS LITES PONCEUX INTERCALAIRES	
I. Les tufs lités intercalaires inférieurs	
II. Les tufs lités intercalaires supérieurs	119
III. Comparaison avec les tufs lités intercalaires de la vallée de la Santoire	
C. LES LAVES DE L'ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN	
I. Les écoulements pyroclastiques	
I.1. Les différents types de brèches	
I.1.1. Les brèches à deux pyroxènes	
I.1.2. Les brèches à clinopyroxène et hornblende	120
I.1.3. Les brèches à hornblende et biotite	121
I.1.4. Les brèches des Arzaliers	
I.2. Caractères microscopiques structuraux	122
II. Les laves intrabréchiques	
II.1. La coulée trachyandésitique du ruisseau de Peyregrosse	
II.2. Le dôme latitique du ruisseau des Cros	123
III. Les formations terminales	
III.1. Les trachyandésites	
III.1.1. Définitions	
III.1.2. Caractères généraux	124
III.1.3. Types pétrographiques	
III.1.3.1. Les trachyandésites à clinopyroxène et sans orthopyroxène	125
III.1.3.1.1. Les phénocristaux	
III.1.3.1.1.1. Les plagioclases	
III.1.3.1.1.2. L'amphibole	
III.1.3.1.1.3. Le clinopyroxène	126
III.1.3.1.1.4. Le mica	
III.1.3.1.1.5. Le péridot	
III.1.3.1.1.6. La magnétite	
III.1.3.1.1.7. L'apatite	
III.1.3.1.2. La mésostase	
III.1.3.2. Les trachyandésites à orthopyroxène	127
III.1.3.3. Les latites	
III.2. Les leucobasaltes	128
III.2.1. Etude macroscopique	129
III.2.2. Etude microscopique	
III.3. Les ordanchites	
D. LES LAVES DE L'ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN	130
I. Les laves basaltiques	
I.1. Définitions	
I.2. Types pétrographiques	131
I.2.1. Les laves mélanocrates	
I.2.1.1. Les tachylites	
I.2.1.2. Les laves microlitiques aphanitiques : les limburgites	132

I.2.1.3. Les laves microlitiques porphyriques	
I.2.1.3.1. Les laves à verre brun interstitiel	133
I.2.1.3.2. Les laves microdoléritiques	
I.2.2. Les laves mésocrates	134
I.2.2.1. Le basalte doléritique des vacheries de la Fouillarade	
I.2.2.2. Le basalte doléritique du puy de la Belle-Viste	
I.3. Minéralogie	
I.3.1. Le péridot	
I.3.2. Les pyroxènes	135
I.3.1.1. L'orthopyroxène	
I.3.2.2. Le clinopyroxène augitique	
I.3.3. L'amphibole	136
I.3.4. La magnétite	
I.3.5. Le mica	137
I.3.6. Les feldspaths	
I.3.6.1. Les plagioclases	
I.3.6.2. Le feldspath alcalin	
I.3.7. Les feldspathoïdes	
I.3.7.1. La néphéline	
I.3.7.2. L'analcime	138
I.3.7.3. La leucite	
I.3.8. Le verre	
II. Les roches en enclaves dans les formations basaltiques planésiennes	
II.1. Péridotite	
II.2. Socle	139
II.3. Trachyandésites	
II.4. Trachyphonolite	
II.5. Rhyolite	140
II.6. Monzonites	141
II.7. Autre cas	
E. CONCLUSIONS	
CHAPITRE V : LES MÉLANGES DE LAVES	143
A. LE DOME DE SANISSAGE - VALLEE DU BREZONS	
I. Description et dynamisme d'ensemble	
I.1. Les affleurements de rive gauche	
I.1.1. Le long de la route	
I.1.2. Dans le ruisseau	145
I.2. Les affleurements de rive droite	146
I.3. Conclusions à l'étude de terrain	
II. Les différents types pétrographiques	147
II.1. Les laves différenciées	
II.1.1. La latite de la brèche d'écroulement	
II.1.2. Les différents trachyandésites	
II.1.2.1. Les trachyandésites à biotite et hornblende	
II.1.2.2. Les trachyandésites à hornblende et clinopyroxène	148
II.1.3. Conclusion	
II.1.4. Remarque	149
II.2. Les laves basiques	
II.2.1. Les basaltes microdoléritiques	
II.2.2. Les basaltes à verre interstitiel et à hornblende	
II.3. Les cumulats noirs	150
II.3.1. Minéralogie	
II.3.2. Structure	151
II.4. Les roches grenues (syéno-diorite à monzo-diorite)	

II.5. Les xénolites	152
II.5.1. Les fragments de socle ou de sédimentaire détritique	
II.5.2. Les nodules de péridotite	
III. Les relations entre ces différents termes pétrographiques	
III.1. Les relations entre les trachyandésites s.l.	
III.1.1. Cas des latites	
III.1.1.1. La latite de la brèche d'écroulement	
III.1.1.2. Les "brèches" latitiques de l'échantillon SG 17	153
III.1.1.3. Relations entre ces latites et les trachyandésites de l'échantillon SG 18	
III.1.2. Relations entre les autres laves trachyandésitiques	
III.1.2.1. Cas des échantillons SG 02 et SG 05	
III.1.2.2. Cas des échantillons SG 07	154
III.1.2.3. Cas des échantillons SG 18 et SG 20	
III.1.3. Conclusions	
III.2. Relations entre basaltes	
III.2.1. Relations entre basaltes à hornblende	
III.2.2. Relations entre basaltes à hornblende et basalte microdoléritique	155
III.2.3. Conclusions	
III.3. Relations entre roches de nature et de type différents	
III.3.1. Relations entre les basaltes et leurs enclaves	
III.3.1.1. Relations entre basaltes et trachyandésites	
III.3.1.1.1. Caractéristiques des gouttelettes de trachyandésites	
III.3.1.1.2. Modifications enregistrées par ces laves	156
III.3.1.2. Relations entre trachyandésites et enclaves	
III.3.1.3. Relations entre basaltes et enclaves	
III.3.1.3.1. Cas général	
III.3.1.3.2. Cas de l'échantillon SG 11	
III.3.1.4. Conclusions	157
III.3.2. Relations entre basaltes et nodules de péridotite	
III.3.3. Relations entre basaltes et cumulats ou veines à hornblende	
III.3.3.1. Cas des cumulats	158
III.3.3.1.1. Les cumulats à gros grains jointifs	
III.3.3.1.2. Les cumulats à grains fins non jointifs	
III.3.3.2. Veine à calcite et hornblende	
III.3.3.3. Conclusions	159
III.3.4. Problème de la calcite	
IV. Comparaisons avec un autre mélange de lave connu : la cheminée des Gardes	
V. Comparaisons chimiques entre les laves de Sanissage et les laves moyennes du Cantal	162
V.1. Les latites	
V.2. Le trachyandésite SG 21	163
V.3. Les basaltes (SG 06 et SG 13)	164
V.4. Les roches grenues	
V.5. Un cumulat amphibolique (SG 16)	165
VI. Conclusions	
B. LA CHEMINÉE DU P.C. 1 531, DIT DE LA COMBE DE SAURE - PLANEZE DE CEZENS	
I. Description d'ensemble	
II. Les différents termes pétrographiques	167
II.1. Les basaltes	
II.1.1. Le basalte à phénocristaux d'augite et d'olivine (β^1)	
II.1.2. Le basalte à phénocristaux d'olivine seule (β^2)	168
II.1.3. Remarque sur quelques caractères particuliers de ces basaltes	

II.2. Les trachyandésites	169
II.2.1. Cas général	
II.2.2. Cas particulier	
II.2.3. Remarque	
II.3. Les xénolites	
II.3.1. Les nodules de péridotite	
II.3.2. Les enclaves feldspathiques	170
III. Les relations entre les différents termes pétrographiques	
III.1. Les relations entre trachyandésites	
III.2. Les relations entre basaltes	
III.2.1. Relations entre le basalte à phénocristaux d'augite (β^1) et celui à phénocristaux d'olivine seule (β^2)	
III.2.2. Relations entre deux termes à phénocristaux d'olivine ne différant que par la taille des cristaux	171
III.2.3. Relations entre le basalte à phénocristaux d'augite (β^1) et celui à grands phénocristaux d'olivine	
III.2.4. Conclusions	
III.3. Relations entre les basaltes et les trachyandésites : les émulsions	
III.3.1. La lave des émulsions	
III.3.1.1. Stade "initial" ou peu évolué	
III.3.1.2. Stade intermédiaire	172
III.3.1.3. Stade très évolué	
III.3.2. Le basalte β^2 à phénocristaux d'olivine	
III.3.3. Les gouttelettes de trachyandésites	
III.3.3.1. Taille des gouttelettes	
III.3.3.2. Modifications enregistrées par ces trachyandésites	173
III.3.4. Evolution des émulsions	
III.3.4.1. Stade pétrographique observé	
III.3.4.2. Evolution du litage	
III.3.5. Conclusions	174
III.4. Relations entre le basalte des émulsions et les xénolites	
III.4.1. Relations entre le basalte et les nodules de péridotite	
III.4.2. Relations entre le basalte et les enclaves feldspathiques	
III.5. Remarque	
IV. Comparaison avec un exemple connu : l'appareil d'Auzolles	176
V. Géochimie des laves	
V.1. Les basaltes	
V.2. Les émulsions	177
V.3. Conclusions	178
VI. Conclusion à l'étude de ce mélange de laves	
C. CONCLUSIONS GÉNÉRALES	179
CHAPITRE VI : LES PEGMATITOÏDES DU PUY DE NEIREBROUSSE	181
A. LA BASANITE-HÔTE (M 1102)	182
I. Le péridot	
II. Le plagioclase	
III. Le clinopyroxène	183
IV. Les opaques	
V. Les feldspathoïdes	
VI. Le mica	
VII. Un autre minéral : le feldspath alcalin (?)	
B. LES PEGMATITOÏDES (M 1101a, M 1101b et M 1101c)	
I. Structure des pegmatitoïdes	184
II. Remarques sur l'association "en peigne"	185
III. Minéralogie	186

III.1. Le péridot	
III.2. Les clinopyroxènes	
III.2.1. La titano-augite	
III.2.2. Les augites vertes	
III.3. Les plagioclases	
III.4. Les opaques	187
III.4.1. La titano-augite	
III.4.2. L'hématite	
III.5. Les apatites	
III.6. Le mica	188
III.7. La rhönite	
III.8. Les feldspathoïdes	
III.8.1. La néphéline	
III.8.2. La sodalite	
III.8.3. L'analcime	
III.9. Le feldspath alcalin	
C. BILAN GENERAL	189
I. Bilan minéralogique	
I.1. Comparaison entre la basanite de Neirebrousse et les laves du même type du secteur étudié	
I.2. Comparaison basanite - pegmatitoïdes	
I.3. Evolution minéralogique dans les pegmatitoïdes	
I.4. Comparaison entre les ordres de cristallisation	190
II. Bilan géochimique	191
II.1. Comparaison entre la basanite de Neirebrousse et la basanite moyenne du secteur étudié	
II.2. Comparaison entre la basanite de Neirebrousse et ses pegmatitoïdes	192
II.3. Comparaison entre les différents faciès de pegmatitoïdes	194
II.4. Evolution du magma de Neirebrousse	
II.4.1. Le diagramme A.F.M.	
II.4.2. Le diagramme diopside-anorthite-forstérite	195
II.4.3. Diagramme albite-anorthite-diopside	
II.4.4. Tétraèdre diopside-albite-anorthite-forstérite	197
II.4.5. Diagramme anorthite-albite-orthose	
II.4.6. Diagramme anorthite-albite-néphéline	
II.4.7. Diagramme albite-orthose-néphéline	
II.4.8. Conclusions	
III. Comparaison avec d'autres pegmatitoïdes mondiales	199
III.1. Caractéristiques générales des pegmatitoïdes	
III.2. Comparaisons avec les pegmatitoïdes de la Sagnette (Cantal)	
III.3. Comparaison avec les roches du lac de lave du Makaopuhi consécutif à l'éruption du 19 mars 1965 (Hawaii)	200
D. DONNEES EXPERIMENTALES	201
I. Cas de l'apatite	
I.1. Expérimentation	
I.2. Comparaison avec les apatites des roches volcaniques	
I.2.1. Les carbonatites d'Oka (Canada)	
I.2.2. Les pegmatitoïdes	
II. Cas de l'olivine	202
II.1. Expérimentation	
II.2. Comparaisons avec les olivines des roches de Neirebrousse	
II.2.1. Les olivines de la basanite encaissante	
II.2.2. Les olivines des pegmatitoïdes	203
II.2.3. Conclusions	
E. HYPOTHESES GENETIQUES ANTERIEURES	
I. Hypothèse d'A. Lacroix (1928)	

II. Hypothèse de J.M. Rémy (1965)	204
III. Hypothèse d'A. de Goër de Herve (1968)	
IV. Hypothèse de J.P. Bard (1980)	
V. Remarque	
VI. Hypothèse de S. Fernandez-Santin (1969)	
F. UN MODELE PLAUSIBLE DE FORMATION DES PEGMATITOÏDES : LA SOLIDIFICATION DES LINGOTS METALLIQUES	205
I. Les observations en métallurgie	
I.1. Structure type des lingots	206
I.1.1. La couche de contact ou "peau"	208
I.1.2. La couche intermédiaire ou "zone colonnaire"	
I.1.3. La zone centrale dite "équiaxe"	
I.2. Les défauts des lingots métalliques	209
I.2.1. Les retassures	
I.2.1.1. Origine	
I.2.1.2. Importance des éléments les plus fusibles	210
I.2.2. Les soufflures	211
I.2.3. Les tapures ou criques	
I.3. Les lingots en coulée continue	213
I.4. Les lingots coulés sous vide	
I.5. Conclusions à l'étude des lingots métalliques	
II. Comparaisons entre les lingots métalliques et les roches du puy de Neirebrousse	214
II.1. Le contact basanite - pegmatitoïdes	
II.1.1. Le contact du côté de la basanite	
II.1.2. Le contact du côté des pegmatitoïdes - Structure des veines grenues	
II.1.2.1. La couche de contact ou "peau"	
II.1.2.2. La couche "colonnaire"	216
II.1.2.3. La zone centrale "équiaxe"	
II.1.2.3.1. La zone à gros grain	
II.1.2.3.2. La zone à grain fin	217
II.1.2.3.3. Conclusions à l'étude de la zone "équiaxe"	
II.2.2. Conclusions à l'étude comparative "lingot-pegmatitoïdes"	
III. Histoire de la solidification d'un lac de lave : le processus conduisant à la formation des pegmatitoïdes	218
III.1. Formation d'une croûte superficielle	
III.2. Différenciation par cristallisation fractionnée et gravité	219
III.3. Dégazage et contraction de la lave	
III.4. Injection des pegmatitoïdes	
III.5. Remarques	220
G. OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES A L'ETUDE DES PEGMATITOÏDES	
I. Remarque à propos de la structure des laves encaissantes	
I.1. Observation générale	
I.2. Conditions d'apparition de cet état cristallin doléritique	221
I.3. Importance de cet état cristallin dans le processus d'élaboration des pegmatitoïdes	
II. Remarque à propos des anomalies de cristallisation de ces laves holocristallines	222
III. Remarque à propos de l'absence de nodules de péridotite dans ces laves holocristallines	
H. ESSAI DE GENERALISATION DES PHENOMENES DECRITS AUX DIFFERENTS TYPES DE GISEMENTS DE PEGMATITOÏDES	223
I. Les lacs de lave	
II. Les filons et les coulées	224
II.1. Les filons	
II.1.1. Cas où le filon est l'équivalent d'un lingot	
II.1.2. Cas où le filon sert de lingotière à un produit différencié	225

II.2. Les coulées	226
II.2.1. Position spatiale des pegmatitoïdes par rapport à l'évent émetteur de la lave-hôte	
II.2.2. Remarques sur les exemples cantaliens	227
II.2.3. Hypothèses génétiques possibles	
II.2.3.1. Brujaleine (Cantal)	
II.2.3.2. Bouzentès (Cantal)	228
II.2.3.3. Les pegmatitoïdes de Lanzarote et Fuerteventura (archipel des Canaries)	
II.2.3.4. Conclusions	229
II.2.4. Les veines et les globules vésiculés de la basanite microdoléritique du Battut	
I. CONCLUSIONS A L'ETUDE DES PEGMATITOÏDES	230
CHAPITRE VII : APPROCHE CHIMIQUE DE LA RÉGION CANTALIENNE	233
A. GENERALITES	
I. Introduction	
I.1. Les hypothèses magmatologiques antérieures	
I.2. Remarques	234
II. Moyens d'étude	
II.1. Pour le secteur étudié	
II.2. Compléments empruntés aux travaux antérieurs	
III. Les normes C.I.P.W.	
B. ETUDE DE LA SERIE CANTALIENNE	
I. Rappels de stratigraphie et de pétrographie	
I.1. Rappels pétrographie dans le contexte stratigraphique	
I.2. Rappels géochronologiques	235
I.2.1. L'ensemble basaltique infra-cantalien	237
I.2.2. L'ensemble latitique paléo-cantalien	
I.2.3. L'ensemble trachyandésitique néo-cantalien	238
I.2.3.1. Les laves trachyandésitiques	
I.2.3.2. Les latites à orthopyroxène	
I.2.3.3. Les roches différenciées acides	
I.2.3.4. Les leucobasaltes et les basaltes de la zone centrale	
I.2.3.4.1. Les leucobasaltes	
I.2.3.4.2. Les basaltes	239
I.2.3.5. Les roches différenciées sous-saturées	
I.2.3.6. Les basaltes porphyriques	240
I.2.4. L'ensemble basaltique supra-cantalien	
I.2.5. Les roches grenues de la haute vallée de la Jordanne	
I.3. Remarques	
II. Caractérisation de la série volcanique cantalienne	241
II.1. Diagramme alcalins/silice	
II.2. Diagramme K_2O/Na_2O	
III. Etude des différents termes de la série cantalienne	243
III.1. Remarques préliminaires	
III.1.1. Sur la nature, la structure et la position stratigraphique des roches analysées	
III.1.2. Rappel de la classification de R. Maury (1976)	
III.2. Etude des différentes laves du Cantal	244
III.2.1. Calcul de l'analyse moyenne	
III.2.2. Expression du fer	
III.2.3. Calcul de la fonction "Zn"	
III.2.4. Abréviations utilisées	

C. EVOLUTION DES LAVES CANTALIENNES AU COURS DU TEMPS	245
I. Remarques préliminaires	
II. Etude par ensemble stratigraphique	
II.1. L'ensemble basaltique infra-cantalien	
II.2. L'ensemble latitique paléo-cantalien	251
II.3. L'ensemble trachyandésitique néo-cantalien	254
II.3.1. Les roches saturées	
II.3.1.1. Les trachyandésites	
II.3.1.2. Les latites et les trachytes	
II.3.1.3. Les rhyolites	256
II.3.1.4. Evolution des roches saturées néo-cantaliennes	
II.3.2. Les roches sous-saturées	
II.3.2.1. Les basaltes porphyriques	
II.3.2.2. Les leucobasaltes	259
II.3.2.3. Les phonolites et les ordanchites	261
II.3.2.3.1. Les phonolites	
II.3.2.3.2. Les roches ordanchitiques	262
II.3.3. Conclusions à l'étude de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien	267
II.4. Les roches grenues de la haute vallée de la Jordanne	
II.5. L'ensemble basaltique supra-cantalien	272
II.5.1. Les basanites et les basaltes	
II.5.2. Les leucito-néphélinites	274
II.5.3. Le leucobasalte du col de Chèvre et le basalte à tendance hawaïitique de Tiaulade	
III. Le problème de nomenclature : comparaisons entre les laves cantaliennes et des moyennes mondiales	
III.1. Les roches basaltiques	275
III.1.1. Les basanites	
III.1.2. Les basaltes	
III.2. Les hawaïites, les basaltes à tendance hawaïitique, les leucobasaltes et les "gabbros"	276
III.3. Les roches différenciées sous-saturées	
III.3.1. Les roches dites à tendance téphritique : les ordanchites	
III.3.2. Les roches phonolitiques : miaskites et agpaïtes	277
III.4. Les roches différenciées saturées	
III.4.1. Les trachyandésites	
III.4.2. Les trachytes, les latites et les "monzonites"	278
III.4.3. Les rhyolites	279
III.5. Conclusions	280
D. CONCLUSIONS	
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	283
A. STRATIGRAPHIE	
B. DYNAMISME VOLCANIQUE	284
C. TECTONIQUE	285
D. PETROGRAPHIE	
E. CHIMIE	287
F. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION CANTALIENNE	

LISTE DES FIGURES

1 - Les provinces du Massif Central français.	2
2 - Localisation du secteur étudié.	3
3 - Carte géologique d'ensemble du strato-volcan cantalien.	4
4 - Coupe schématique à travers le Cantal.	4
5 - Les écoulements pyroclastiques.	9
6 - Le dôme de Farreyre.	14
7 - Le dôme hypothétique de Lustrande.	17
8 - Les brèches du ruisseau d'Inchastang.	20
9 - Les brèches du ruisseau de Livernade.	22
10 - Les formations volcano-sédimentaires du ruisseau d'Inchastang.	26
11 - Les tufs lités intercalaires supérieurs du ruisseau de Gerbel.	41
12 - Les cinq grands volcans générateurs du Cantal selon Y. Boisse de Black (1939)	54
13 - Le puy Gros.	56
14 - Schéma général d'un appareil "strombolien".	59
15 - Relations maar-diatrème.	67
16 - Coupe schématique du puy de Grandval.	82
17 - Fissure du col de la Tombe du Père.	86
18 - Fissure du puy de la Jambe.	89
19 - Fissure du col de Chèvre.	91
20 - Directions principales relevées dans le secteur étudié et sur la Planèze de Saint-Flour.	98
21 - Tracé du ruisseau transverse à la planèze de Cézens.	104
22 - Le dôme de Sanissage.	144
23 - Coupe schématique du puy de Neirebrousse au niveau du hameau de Neirebrousse.	181
24 - Structure d'une veine de pegmatite.	184
25 - Association en peigne.	185
26 - Diagramme A.F.M.	195
27 - Diagramme anorthite-diopside-forstérite.	196
28 - Diagramme diopside-albite-anorthite.	196
29 - Tétraèdre diopside-albite-anorthite-forstérite.	196
30 - Diagrammes anorthite-albite-orthose.	198
31 - Diagramme néphéline-albite-orthose.	198
32 - Diagramme orthose-albite-néphéline.	198
33 - Formes des olivines obtenues expérimentalement.	202
34 - Schéma d'une lingotière.	205
35 - Zones de cristallisation et profils de température correspondants - Coupe.	206
36 - Zones de cristallisation dans un produit coulé - Plan.	206
37 - Naissance des grains "basaltiques" par croissance préférentielle des grains < 100 > - Coupe.	207
38 - Variations de l'épaisseur de la zone colonnaire.	207
39 - Structure de solidification "en toit" des petites pièces moulées - Plan.	207
40 - Profondeur de la retassure selon la pente de la lingotière.	209
41 - Formation des ponts de solidification.	210
42 - Principe de la coulée continue.	212
43 - Texture rubanée symétrique dans un filon.	225
44 - Répartition des types pétrographiques au cours du temps.	236
45 - Caractéristiques des ensembles stratigraphiques cantaliens.	242
46 - Diagramme % poids/D.I. des laves infra-cantaliennes.	246
47 - Localisation des laves infra-cantaliennes dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.	247

48 - Diagramme saturation/D.I. des laves infra-cantaliennes.	248
49 - Diagramme saturation/D.I. des laves paléo-cantaliennes.	248
50 - Diagramme % poids/D.I. des latites (laves massives et écoulements pyroclastiques) et des trachytes paléo-cantaliens.	249
51 - Diagramme % poids/D/I/ des rhyolites paléo-cantaliennes.	250
52 - Localisation des laves paléo-cantaliennes dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.	252
53 - Diagramme % poids/D.I. des laves trachyandésitiques néo-cantaliennes.	253
54 - Diagramme % poids/D.I. des latites et trachytes néo-cantaliens.	255
55 - Diagramme % poids/D.I. des rhyolites et des basaltes porphyriques néo-cantaliens.	257
56 - Diagramme % poids/D.I. des leucobasaltes néo-cantaliens.	258
57 - Diagramme % poids/D.I. des roches phonolitiques néo-cantaliennes.	260
58 - Diagramme % poids/D.I. des roches ordanchitiques néo-cantaliennes.	263
59 - Localisation des laves néo-cantaliennes dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.	265
60 - Diagramme saturation/D.I. des laves néo-cantaliennes.	266
61 - Diagramme % poids/D.I. des roches grenues de la Jordanne.	268
62 - Localisation des roches grenues de la Jordanne dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.	269
63 - Diagramme saturation/D.I. des roches grenues de la Jordanne.	270
64 - Diagramme saturation/D.I. des laves supra-cantaliennes.	270
65 - Diagramme % poids/D.I. des laves supra-cantaliennes.	271
66 - Localisation des laves supra-cantaliennes dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.	272
67 - Evolution de la saturation des laves cantaliennes au cours du temps.	281
68 - Evolution de l'indice de différenciation (D.I.) de Thornton et tuttle (1960) au cours du temps.	281

LISTE DES TABLEAUX

1 - Stratigraphie cantalienne.	6
2 - Classification granulométrique.	10
3 - Equivalence des notations des brèches trachyandésitiques.	27
4 - Classification de R. Maury (1976)	124
5 - Comparaisons entre les gisements des Gardes et Sanissage.	161
6 - Comparaisons des latites de Sanissage avec les latites cantaliennes	163
7 - Comparaisons du trachyandésite de Sanissage avec les laves trachyandésitiques cantaliennes	163
8 - Comparaisons entre les basaltes de Sanissage et les basaltes cantaliens.	164
9 - Comparaisons entre les roches grenues de Sanissage et celles du Cantal.	165
10 - Comparaisons entre le cumulat amphibolique de Sanissage, le cumulat moyen du Mont Dore et la pargasite moyenne de la vallée de la Cère.	165
11 - Comparaisons entre les gisements d'Auzolles-Haut et de la Combe de Saure.	175
12 - Comparaisons entre les basaltes de la Combe de Saure et les basaltes supra-cantaliens.	176
13 - Comparaisons entre les émulsions de la Combe de Saure, les basaltes mélanocrates supra-cantaliens et les leucobasaltes néo-cantaliens.	177
14 - Analyses modales estimées.	190
15 - Ordres de cristallisation.	191

16 - Comparaisons chimiques entre la basanite de Neirebrousse et la basanite moyenne du secteur étudié.	192
17 - Comparaison basanite-pegmatitoïdes.	193
18 - Variations des teneurs en C, S et P dans les lingots.	210
19 - Proportions minéralogiques estimées en pourcentages.	215
20 - Relations entre pétrographie et stratigraphie cantaliennes.	235
21 - Comparaisons entre les teneurs en éléments en traces des leucobasaltes et des laves susceptibles de leur avoir donné naissance.	261
22 - Comparaisons entre les teneurs des éléments en traces des trachyandésites et des latites néo-cantaliens, des roches ordanchitiques et des phonolites.	264
23 - Comparaisons entre les basanites cantaliennes et la moyenne des basanites "CLAIR".	275
24 - Comparaisons entre les basaltes cantaliens et la moyenne des basaltes "PETROS".	275
25 - Comparaisons entre les hawaïtes, les basaltes à tendance hawaïtiques, les leucobasaltes et les "gabbros" cantaliens, et les moyennes "CLAIR" des mêmes roches ou des roches voisines.	276
26 - Comparaisons entre les laves ordanchitiques cantaliennes et les téphrites, les phono-téphrites et les mugéarites "CLAIR".	277
27 - Comparaisons entre les roches phonolitiques cantaliennes et les trachy-phonolites et les phonolites "CLAIR".	277
28 - Comparaisons entre les trachyandésites cantaliens et les mugéarites "PETROS" et "CLAIR".	278
29 - Comparaisons entre les trachytes, les latites et les "monzonites" cantaliens, et les roches correspondantes des compilations "CLAIR" et "PETROS".	279
30 - Comparaisons entre les rhyolites cantaliennes et les rhyolites "CLAIR".	279

INTRODUCTION

INTRODUCTION

A. PRÉSENTATION

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

I.1. Situation du massif volcanique du Cantal (Fig. 1)

Situé en presque totalité dans le département du Cantal (15), le massif volcanique du Cantal est le plus grand des strato-volcans français et l'un des plus importants d'Europe. Sa forme est celle d'un tronc de cône dont la base mesure 50 km environ du Nord au Sud, et 70 km d'Est en Ouest, ce qui représente une surface de 2 500 km² environ, soit deux fois celle de l'Etna. Le volume de matériaux émis a été estimé aux environs de 1 000 km³ par H. Vuitteze (1964) et par A. de Goër de Herve (1977). Le chiffre de 4 000 km³ proposé par R. Brousse (1961) et A. Rude1 (1964) semble nettement surestimé. Bien que de dimensions considérables, ce strato-volcanne culmine qu'à 1 856 m au Plomb du Cantal. Il en résulte une allure de volcan en bouclier à très faibles pentes, excepté dans la région centrale.

Du point de vue morphologique, deux zones nettement contrastées se distinguent :

- l'une centrale, hérissée de crêtes découpées et de horns, appelée "la Montagne" par les Cantaloux. Cette zone est vouée à l'élevage des veaux et génisses des races de Salers et d'Aubrac.
- l'autre périphérique, formée de plateaux très réguliers, à faibles pentes, au moins dans leur partie basse, le plus parfait d'entre eux étant celui de Saint-Flour appelé "la Planèze". Par extension, tous les autres plateaux seront qualifiés de planèzes. Actuellement, cette zone est consacrée à l'élevage des vaches auvergnates (races de Salers, d'Aubrac et de Saint-Flour) ainsi qu'aux races de Charolles, de Montbéliard et, depuis peu, de Frise. Dans les troupeaux mixtes, les métissages ont été parfois très importants, mais pas toujours du meilleur effet. Ils sembleraient être de moins en moins pratiqués actuellement.

I.2. Situation du secteur étudié (Fig. 2)

Le secteur étudié se situe en bordure de la zone centrale et, en grande partie, sur la zone périphérique. L'étude a pour cadre les hautes vallées du Brezons, de l'Epie et du Siniq, ainsi que les hautes planèzes de Cézens, de Malbo et de Lacapelle-Barrès (ou du puy Gros).

Le secteur étudié se situe sur les cartes I.G.N. au 1/25 000 Murat 7-8 et Vic-sur-Cère 3-4. D'environ 75 km² de superficie, il est limité :

- au Nord, par une ligne puy du Rocher - col de Prat de Bouc, en passant par les Rochers de Chamalière ;
- à l'Est, par la vallée de l'Epie ;
- au Sud, par une ligne brisée joignant les puys de Lanluc et de Neirebrousse, le hameau de Vidèche, la Croix de Montréal, le puy de la Grousse et le hameau du Captat ;
- à l'Ouest, par la ligne de crête du puy de Bâne au puy Gros, puis par l'alignement de sommets dit "chaîne du Plomb" : puy de la Cède, puy Brunet, Plomb du Cantal et puy du Rocher.

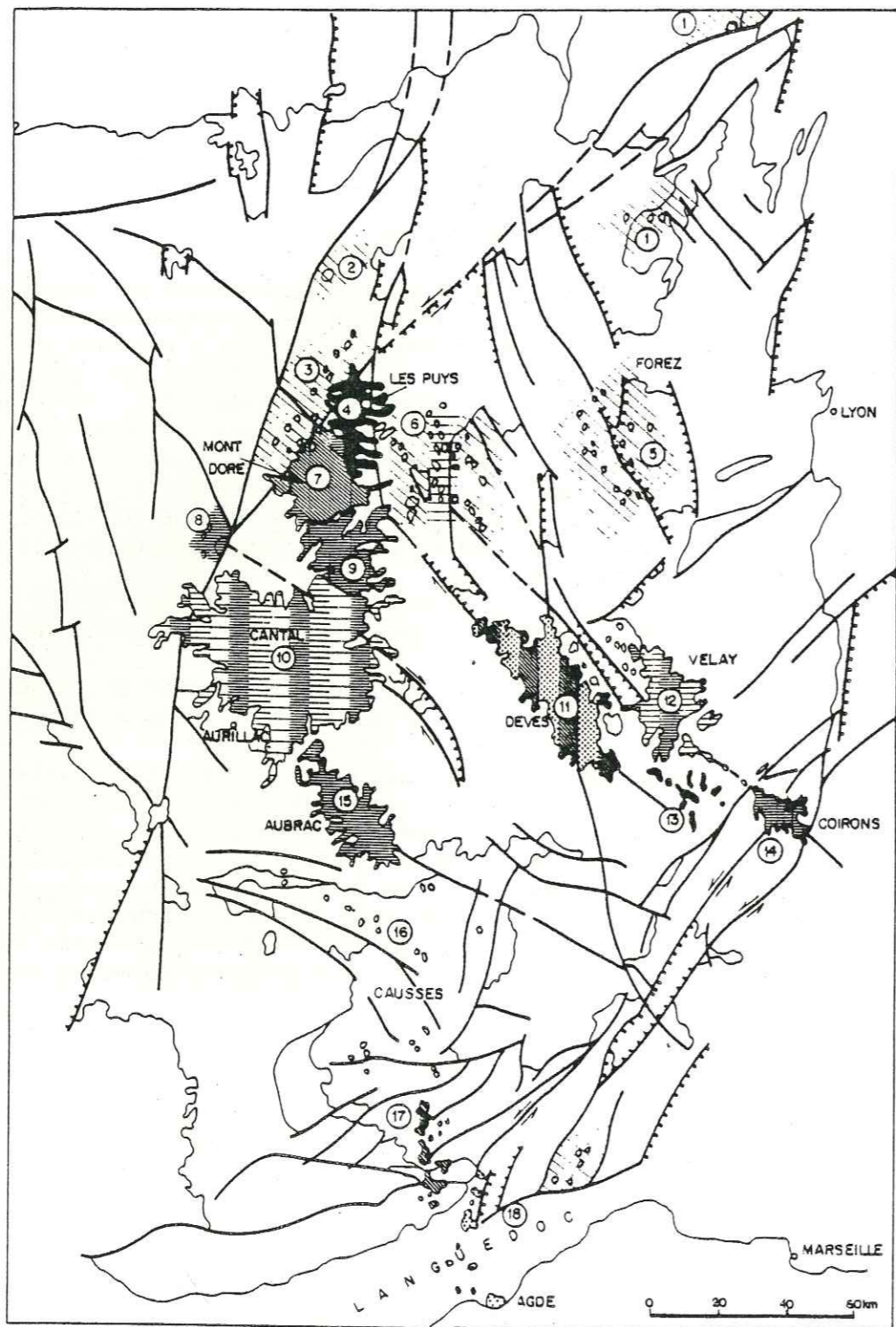


Fig. 1 : Les provinces volcaniques du Massif Central français d'après R. Maury et J. Varet (1980).

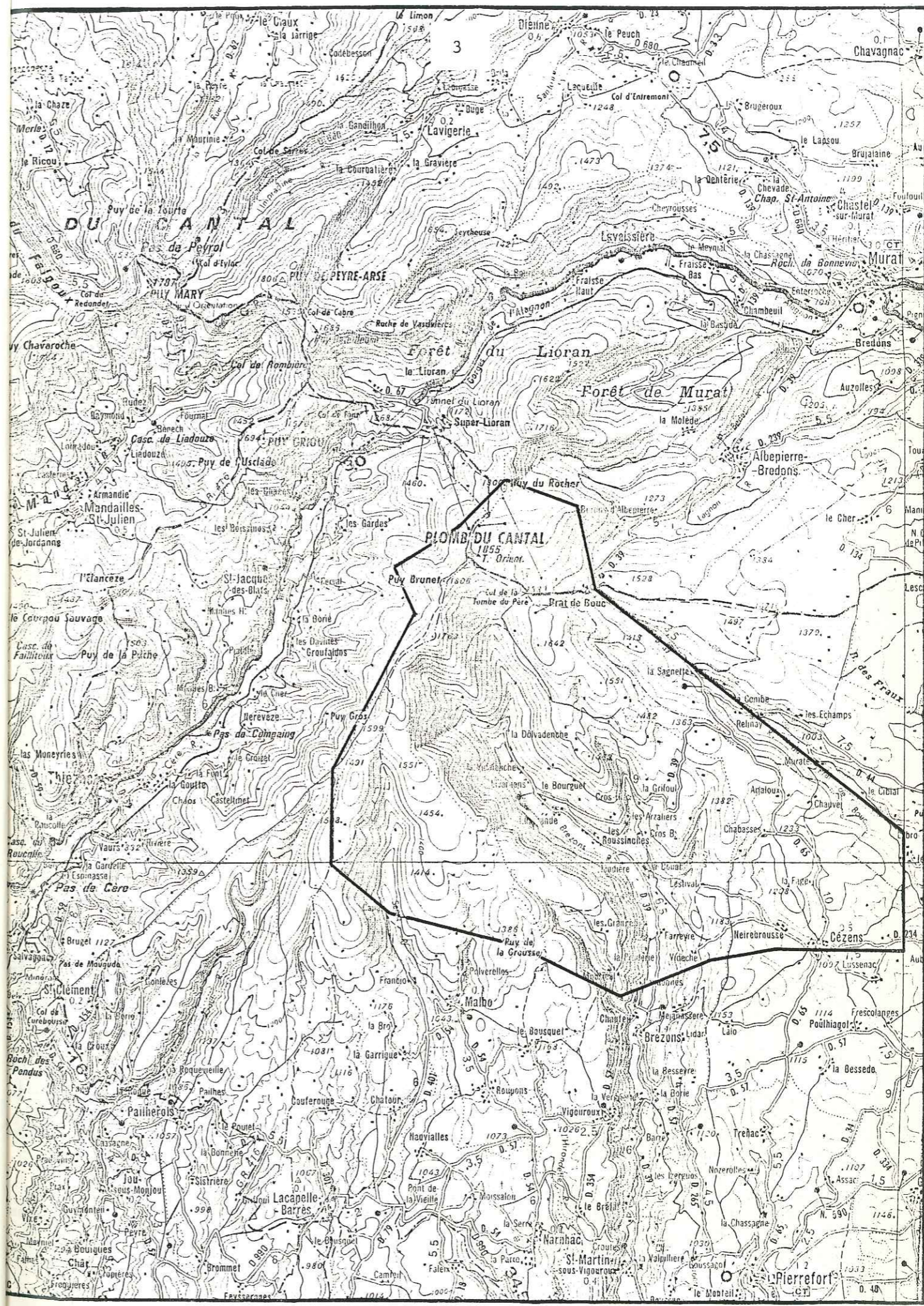


Fig. 2 : Localisation du secteur étudié.

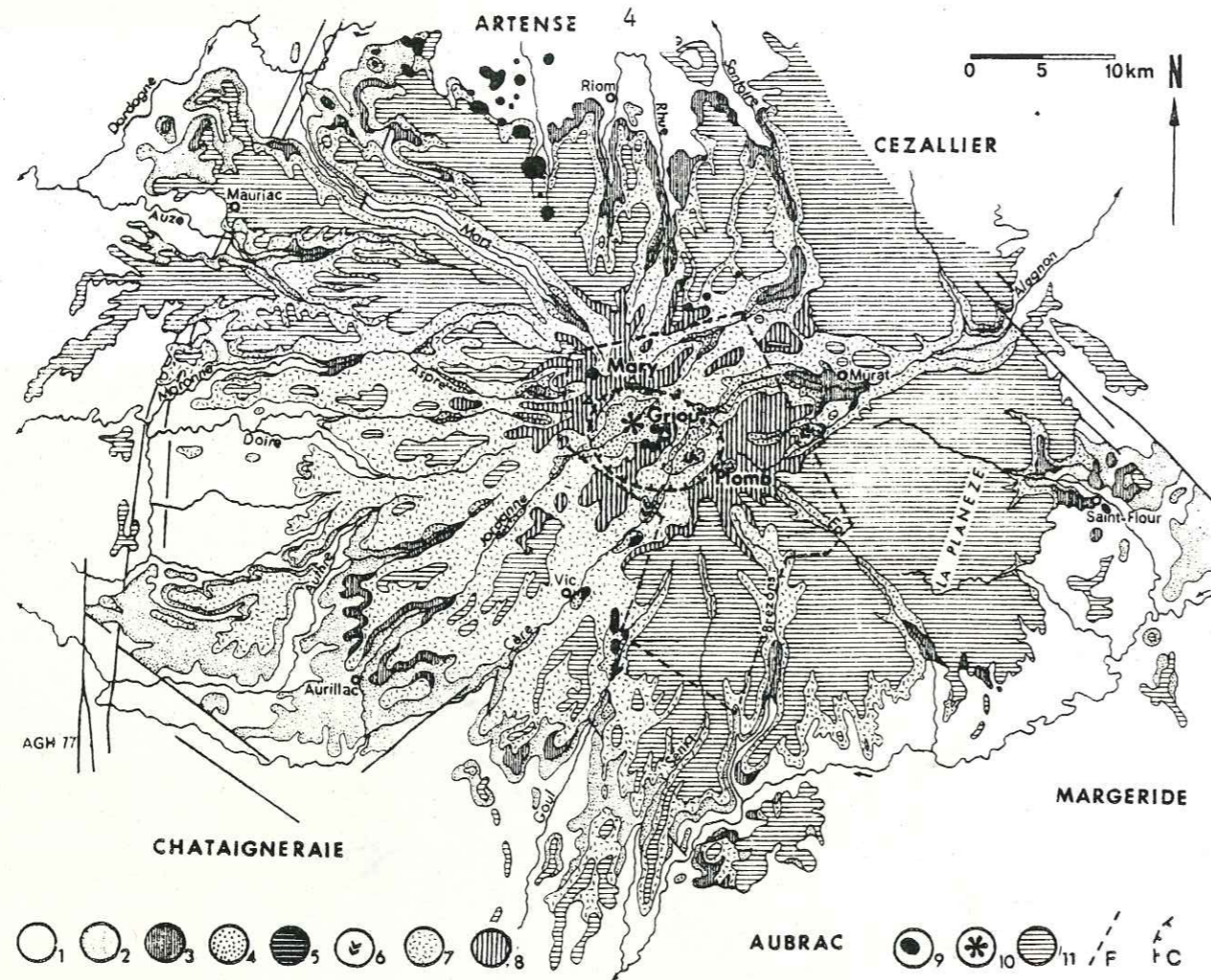


Fig. 3 : Carte géologique d'ensemble du strato-volcan cantalien (d'après A. de Goër de Herve, 1977)

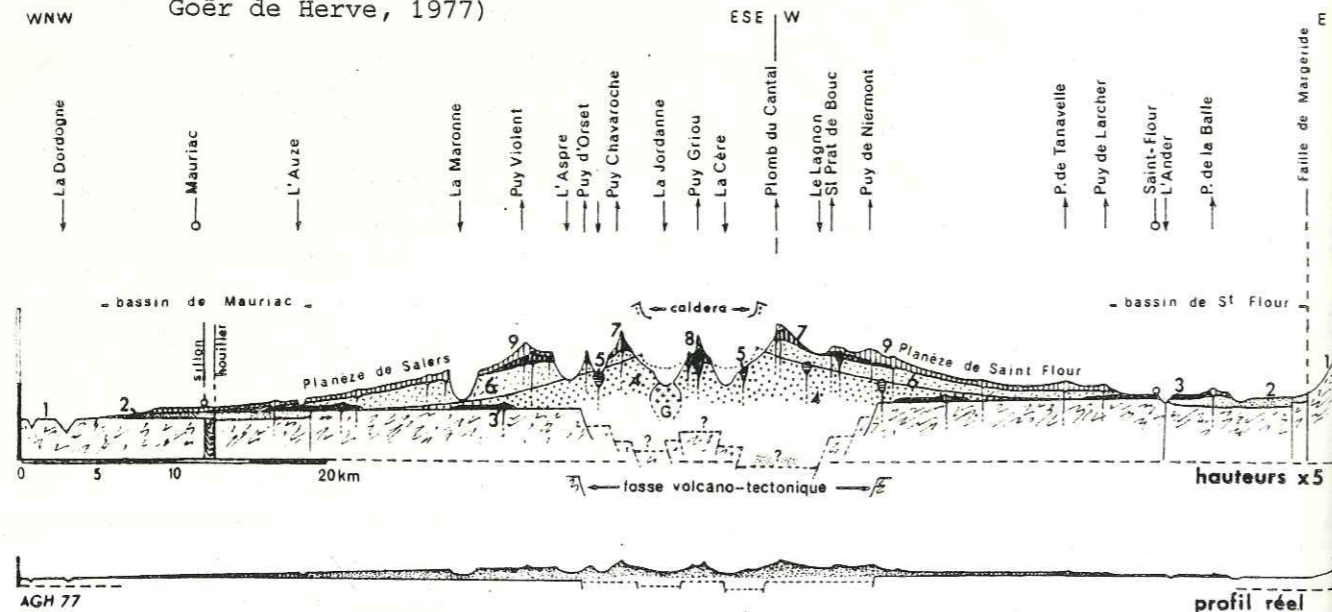


Fig. 4 : Coupe schématique à travers le Cantal (d'après A. de Goër de Herve, 1977)
 Légende commune aux figures 3 et 4 : 1 - Socle hercynien (gneiss et micaschistes). 2 - Sédiments tertiaires (Oligocène et Miocène). 3 - Basaltes infra-cantaliens. 4 - Ecoulements pyroclastiques paléo-cantaliens. 5 - Trachytes paléo-cantaliens. 6 - Rhyolites paléo-cantaliennes. 7 - Ecoulements pyroclastiques trachyandésitique et lahars néo-cantaliens. 8 - Trachyandésites des sommets (y compris latites et ordanchites). 9 - Phonolites et trachytes néo-cantaliens. 10 et G - Complexe hypovolcanique de la haute Jordanne ("gabbros" et "monzonites"). 11 - Basaltes supra-cantaliens. F - Fosse volcano-tectonique. C - Caldera paléo-cantaliennne.

II. CADRE GEOLOGIQUE

II.1. Géologie régionale (Fig.3 et 4)

L'édifice volcanique cantalien s'est installé sur un socle cristallin hercynien, dans lequel plusieurs bassins sédimentaires oligocènes se sont individualisés. En règle générale, les relations socle-sédimentaire sont visibles dans les vallées rayonnantes.

Trois systèmes de fractures classiquement décrits dans le Massif Central, ont probablement eu un rôle important dans l'installation du strato-volcan cantalien. Selon J. Jung et R. Brousse (1961), il s'agit des systèmes suivants :

- un système NW-SE dit Auvergne-Provence, déterminant le grand horst de la Margeride qui sépare les dépressions tertiaires de Brioude et de Saint-Flour ;
- un système NS dit Auvergne-Languedoc, parallèle au fossé d'effondrement de la Limagne et déterminant la dépression jurassique des Causses ;
- un système NE-SW dit du Sillon Houiller, qui détermine le volcanisme de la chaîne de la Sioule.

Ces différents réseaux convergeant sous le Cantal, ont permis la formation d'une fosse volcano-tectonique au centre du massif (N. Vatin-Pérignon et R. Michel, 1966). Les premiers affaissements ont peut-être été contemporains de l'individualisation des grabens oligocènes locaux : Aurillac à l'Ouest, Saint-Flour à l'Est et les Limagnes au Nord. J. Roux et G. Sénéaud (1978) ont précisé par géophysique (aéromagnétique et électrique) la forme et l'emplacement de la fosse volcano-tectonique, ainsi que le prolongement probable du bassin sédimentaire de Mur-de-Barrez sous le massif du Cantal.

II.2. Stratigraphie locale

Largement ébauchée par J.B. Rames (1873 et 1879), F. Fouqué (1882 et 1884) et M. Boule (1896, 1900 et 1932), la stratigraphie locale a été complétée par les travaux du laboratoire d'Orsay (1966-1976) portant sur les parties externes du massif, alors que l'équipe de Clermont-Ferrand - Grenoble en étudiait la partie centrale (1974-1979). Les résultats de tous ces travaux sont consignés dans un tableau synthétique (Tableau I). Les termes en italiques ont été reconnus dans le secteur étudié.

B. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Relativement pauvre en moyens d'accès, le secteur du Brezons a été assez peu étudié. Les travaux qui s'y rapportent, ont un intérêt soit ponctuel, soit, le plus souvent, très général :

- F. Fouqué porte les premières observations sur les cartes géologiques 1/80 000 de Saint-Flour (1882) et d'Aurillac (1884).
- A. Lacroix (1890) signale de l'hypersthène dans les "andésites" de la chaîne du Plomb.
- P. Glangeaud (1921) considère le Plomb du Cantal comme le volcan générateur de toutes les planèzes du SE du massif.
- Entré 1921 et 1965, Y. Boisse de Black parcourt le Cantal en s'intéressant surtout aux phénomènes glaciaires. En 1921, elle publie conjointement avec P. Marty, une note sur le puy Gros dont ils pensent avoir retrouvé l'immense cratère, et une autre sur le Plomb du Cantal qu'ils considèrent comme un lambeau du grand "Mont Saporta" déchiqueté par l'érosion. En 1929, elle signe le seul travail concernant la vallée du Brezons.

STRATIGRAPHIE	EQUIVALENCES
ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN (Goër de Herve)	Basaltes des plateaux (Rames-Fouqué-Boule-Brousse) Basaltes planéziens (Milési-Boudon) Basaltes terminaux (Watelet)
Leucito-néphélinites <i>Basanites à leucite et néphéline (Boudon)</i> <i>Basaltes mésocrates doléritiques</i>	Dolérites (Goër de Herve) Basanites inférieures et supérieures (Goër de Herve - Maurizot-Blanc)
<i>Basanites à néphéline et analcime (Boudon)</i>	
~ (Watelet) ≡ Alluvions à galets de phonolite (Goër de Herve)	
ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN (Goër de Herve)	Complexe bréchiq. (Watelet)
<i>Formations terminales</i> -	
<i>Rhyolites*</i> (Watelet) <i>Ordanchites et phonolites*</i>	Phonolites pliocènes (Boule)
<i>Latites et trachytes</i> <i>Trachyandésites des sommets</i>	Andésites des hauteurs (Fouqué-Boule)
~ (Watelet)	
<i>Tufs lités intercalaires supérieurs (Watelet)</i>	Cinérites (Boule) Niveau ponceux supérieur (Maurizot-Blanc)
<i>Brèches trachyandésitiques zonées</i>	Brèche supérieure (Fouqué-Brousse) Agglomérats (Boule-Milési) Complexe conglomératique supérieur (Brousse) Brèches zonées (Watelet)
<i>Brèches des Arsaliers</i> ~ <i>Brèches zonées</i>	
<i>Tufs lités intercalaires inférieurs (Watelet)</i>	Cinérites (Rames-Fouqué-Boule) Niveau ponceux inférieur (Maurizot-Blanc)
~	
<i>Brèches trachyandésitiques inférieures</i>	
<i>Brèches basiques</i> <i>Brèches blanches (Watelet)</i>	Brèche zéolitique (Milési)
ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN (Goër de Herve)	Trachytes miocènes (Boule) Trachytes inférieurs (Fouqué) Trass (?) (Rames) Formations acides inférieures (Goër de Herve - Watelet) Ensemble clair infrabréchiq. (Milési)
Rhyolites <i>Latites et trachytes</i> <i>Brèches latitiques à ponce (Milési)</i> <i>Brèches latitiques à éléments de socle (Milési)</i> <i>Brèches rouges (Milési-Watelet)</i>	Brèches rouges inférieures (Maurizot-Blanc)
ENSEMBLE BASALTIQUE INFRA-CANTALIEN (Goër de Herve)**	Basaltes miocènes (Rames-Fouqué-Boule) Basaltes anciens (Milési)
Episode récent (Brousse) ~? ≡ Argiles fauves sidérolitiques (Brousse) Episode ancien (Brousse)	

Tableau I : Stratigraphie cantalienne

Les termes marqués en italique ont été reconnus dans le secteur étudié.

* Ces termes n'ont été reconnus, dans le secteur étudié, qu'en bloc dans les formations planéziennes.

** Ces termes existent dans la vallée du Brezons, hors des limites du secteur étudié.

~ Erosion ~? Erosion possible ≡ Passage latéral

Les basaltes porphyriques présents à divers niveaux des brèches trachyandésitiques zonées n'ont pas pu être mentionnés.

- En 1952 et 1959, M. Auniord et C. Palm-Lazard traitent de quelques laves et brèches du secteur.

- H. Vuittenez (1964), dans sa "Géologie cantalienne", n'apporte aucune observation nouvelle sur la vallée du Brezons.

- N. Vatin-Pérignon et A. de Goër de Herve (1965) étudient les pegmatitoïdes de la Sagnette.

- N. Vatin-Pérignon dans son étude pétrographique et minéralogique des roches volcaniques de la partie centrale du massif du Cantal (1966), ne s'intéresse qu'à quelques laves isolées : basanites du puy Gros et du Plomb du Cantal, trachyandésites des puy de la Cède et Brunet.

- A. de Goër de Herve (1972) en étudiant la Planèze de Saint-Flour, fait le levé de la vallée de l'Epie et en étudie les formations quaternaires. Il considère, dès 1966, que le Plomb du Cantal n'a pas participé à l'édification des planèzes, mais qu'il s'agit d'un événement tardif.

C. BUTS ET ORIENTATION DES TRAVAUX

L'étude effectuée fait suite aux travaux d'A. de Goër de Herve sur la Planèze de Saint-Flour (1972), de J. Demange (haute vallée de la Cère, 1974), du laboratoire d'Orsay en général (carte Vic-sur-Cère, 1/50 000, 1975) et de J.P. Milési (haute vallée de l'Alagnon, 1976). Elle a été menée parallèlement au travail de G. Boudon (1979) sur la planèze de Chalinargues et les têtes de planèzes de Salers, de Trizac et du puy Violent.

I. Buts

Cette étude entreprise dans le cadre des recherches conjointes de l'équipe de Clermont-Ferrand - Grenoble, a une double finalité :

- participation au levé de la carte Murat, 1/50 000, pour le compte du Service géologique national du B.R.G.M. ;
- connaissance approfondie du secteur SE de cette carte, tant du point de vue dynamisme volcanique que pétrographique et chimique.

II. Orientation des travaux

Cette étude réalisée au cours de deux campagnes de terrain (étés 1975 et 1976), comprend trois grandes parties :

- la première relative au travail de terrain dont les résultats sont consignés dans les trois premiers chapitres, vise à définir les ensembles stratigraphiques locaux et le mode de mise en place des laves (chapitres I et II), et à faire une étude rapide des formations quaternaires, largement développées sur les planèzes et fort gênantes pour l'observation des phénomènes volcaniques planéziens (chapitre III) ;

- la seconde est un travail classique de pétrographie : études des différentes laves du secteur (chapitre IV), de mélanges de laves (chapitre V), et des pegmatitoïdes du puy de Neirebrousse (chapitre VI) ;

- la troisième est une étude statistique portant sur plus de 350 analyses chimiques (86 analyses nouvelles + 265 empruntées aux travaux antérieurs), représentant tous les niveaux stratigraphiques.

Remarque : quelques-unes de mes descriptions de terrain peuvent comporter des aberrations au niveau de la couleur des affleurements. Que le lecteur veuille bien m'en excuser car je suis daltonien et que, seul, j'ai quelques difficultés à apprécier la teinte exacte. La plupart de mes observations portant sur la teinte des minéraux en lames minces ont été vérifiées grâce à la complaisance de mes camarades de troisième cycle.

D. NOMENCLATURES UTILISÉES

I. TOPONYMIE

La toponymie utilisée dans ce travail, est celle des cartes I.G.N. 1/25 000 de Murat 7-8 et Vic-sur-Cère 3-4. Dans certains cas, je serai conduit à employer le nom du lieu-dit le plus proche pour désigner certains ruisseaux. Parfois, la toponymie des cartes I.G.N. en courbes de niveau diffère des éditions en hachures. Assez souvent, l'orthographe des noms est notablement différente de celles des registres cadastraux ou de la prononciation locale. Dans les deux cas, j'indiquerai entre parenthèses et en italique, les autres orthographes et/ou les noms employés par les habitants, par exemple :

- la Bohal (*La Boual* ou *la Boyle*). Cette dernière orthographe est la plus proche de la prononciation locale.
- ruisseau de Prat de Bouc (*l'Epie*).

II. Nomenclature des formations clastiques

Classiquement, cette nomenclature comprend deux séries de critères pour définir ces formations :

- des critères génétiques : nuées ardentes, écoulements pyroclastiques, projections, lahars, etc. ;
- des critères descriptifs : stratification, classement, nature, granulométrie, proportions des éléments, etc.

Dans ce travail, je déterminerai les formations clastiques à l'aide des critères génétiques déduits de l'étude sédimentologique et pétrostructurale des minéraux.

II.1. Notion d'écoulement pyroclastique

La notion d'écoulement pyroclastique a été condensée par P.M. Vincent (1974), 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 (canalisations dans les vallées, ennoyage du relief). La signification de ces mécanismes et leur importance n'ont été comprises que tardivement ; antérieurement, on classait 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 déferlantes basales. Dans tous les cas, il s'agit d'un aérosol dense de débris - solides ou liquides pâteux - enveloppés de gaz en expansion à haute température ; le phénomène s'entretient lui-même par l'apport continu du gaz des débris qui se poursuit pendant tout le parcours, ce qui donne à l'aérosol une énergie et une autonomie supérieures à celles des mélanges "fluidifiés" de l'industrie. Le gaz en expansion réduisant le frottement des particules, l'ensemble est d'une fluidité très supérieure à celle des laves les plus fluides. Le mélange s'écoule à forte vitesse

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 classification proposée par P.M. Vincent peut être schématisée ainsi (Fig. 5) :

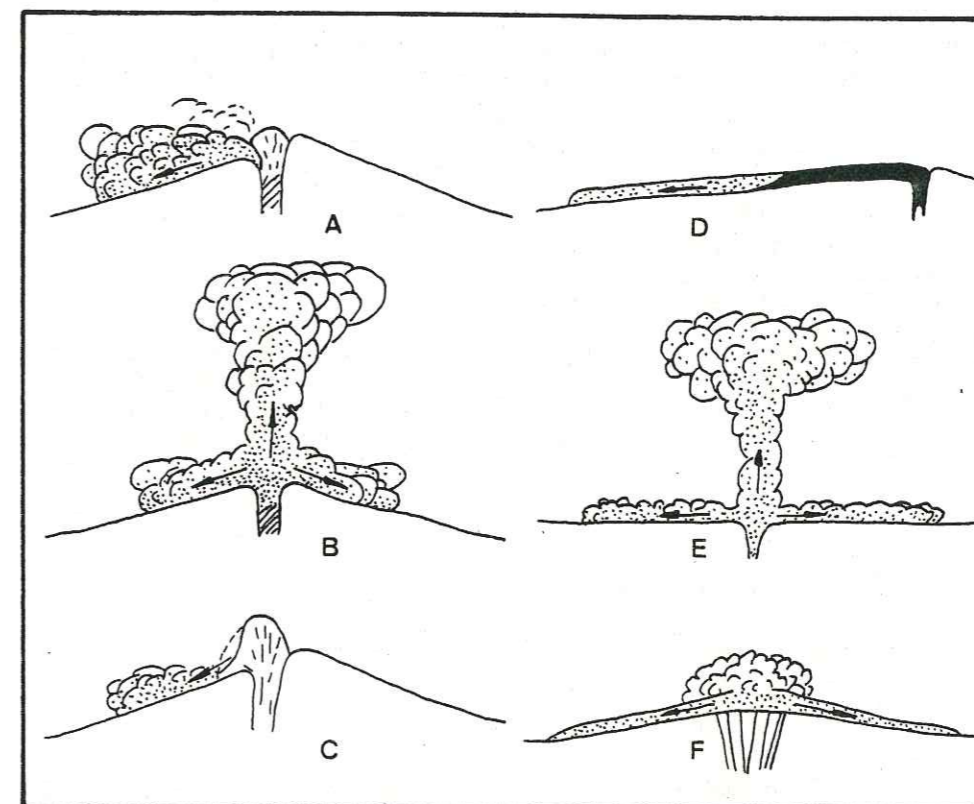


Fig. 5 : les écoulements pyroclastiques
(d'après P.M. Vincent, 1974)

- A : nuée ardente type Montagne Pelée
- B : nuée ardente type Saint-Vincent
- C : nuée ardente type Mérapî
- D : coulée de brèche partant d'une coulée autobréchiée
- E : déferlante basale
- F : éruption ignimbrétique

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

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

D'après P.M. Vincent (1960 et 1974), E. Locardi et M. Mittempergher (1967), A. de Goër de Herve et J.P. Milési (1976), J.P. Milési (1976), un écoulement pyroclastique peut être issu d'une coulée de lave. Ce phénomène bien connu en milieu "acide", a aussi été décrit en milieu basique (G. Boudon, A. de Goër de Herve et P.M. Vincent, 1979).

II.2. Classification granulométrique

La classification granulométrique utilisée dans ce travail, n'impliquant aucune notion de remaniement, est la suivante :

Taille des éléments en mm	Désignation de l'élément isolé	Désignation de la roche indurée
2 000 à 200	Gros bloc	Brèche grossière
200 à 20	Petit bloc	Brèche fine
20 à 2	Lapilli	Tuf graveleux
2 à 0,2	Sable	Tuf sableux
0,2 à 0,02	Cendre grossière	Cendre grossière
0,02	Cendre fine	Cendre fine

Tableau 2 : Classification granulométrique

III. NOMENCLATURE DES LAVES

III.1. Les roches intermédiaires

Je n'emploierai pas le terme "d'andésite" consacré pourtant par près d'un siècle d'usage, car les considérations actuelles l'ont fortement éloigné de son sens originel et l'associent à un contexte très particulier.

Je subdiviserai les roches intermédiaires en latites et trachytes, et en trachyandésites sur des critères minéralogiques. Ces termes correspondent aux latites-andésites et latites-basaltes de la classification de Streckeisen (1972). Le terme local "d'ordanchite" consacré par l'usage, sera conservé pour désigner les trachyandésites à haüyne.

III.2. Les roches basaltiques

J'emploierai la même terminologie qu'A. de Goër (1972), C. Maurizot-Blanc (1974), P. Watelet (1977) et G. Boudon (1979).

III.3. Remarque

Dans ce travail à vocation locale, je n'emploierai que des termes à valeur locale très bien définis, notamment en ce qui concerne les roches dites "intermédiaires" (trachyandésites et ordanchites). Je me refuse de substituer à ces qualificatifs, des termes à valeur mondiale tels que : hawaïtes, mugéarites, benmoréites, etc. comme il est de bon ton actuelle-

ment. Ces termes, bien que j'y fasse référence dans le texte, ne traduisent pas, à mon avis, les particularités minéralogiques et structurales des laves dites "intermédiaires" des stato-volcans français.

IV. Numérotation des échantillons

Les cartes topographiques Murat 7-8 et Vic-sur-Cère 3-4, 1/25 000 ont été quadrillées suivant le carroyage Lambert. Chaque carré est désigné, d'Ouest en Est, par une lettre majuscule de A à O, et du Nord au Sud, par un chiffre de 1 à 12. Chaque échantillon est repéré dans ce carré de 1 km², par un numéro d'ordre de 01 à n, par exemple pour l'échantillon du Plomb du Cantal :

- colonne : F
- ligne : 3
- N° d'ordre : 01 d'où F 301

Les numéros d'échantillonnage portés dans le texte se rapportent, sauf spécification contraire, à une analyse chimique (cf. annexe).

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE I : LE VOLCANISME ANTÉ-PLANÉZIEN

CHAPITRE II : LE VOLCANISME PLANÉZIEN

CHAPITRE III : LES FORMATIONS QUATERNAIRES

CHAPITRE I

LE VOLCANISME ANTE-PLANEZIEN

Dans le Cantal, le volcanisme anté-planézien se traduit par une intense activité pyroclastique qui a donné une masse de brèches fort considérable. A ces brèches, sont parfois associées des coulées. De bas en haut, cet ensemble comprend :

- un massif latitique ancien dit "ensemble latitique paléo-cantalien" (A. de Goër de Herve, 1980) qui recouvre les basaltes de l'ensemble infra-cantalien ;
- un ensemble trachyandésitique dit néo-cantalien, présentant des faciès variés, plus ou moins nombreux selon le secteur considéré (tufs lités intercalaires, ensemble bréchiq ue trachyandésitique, formations terminales).

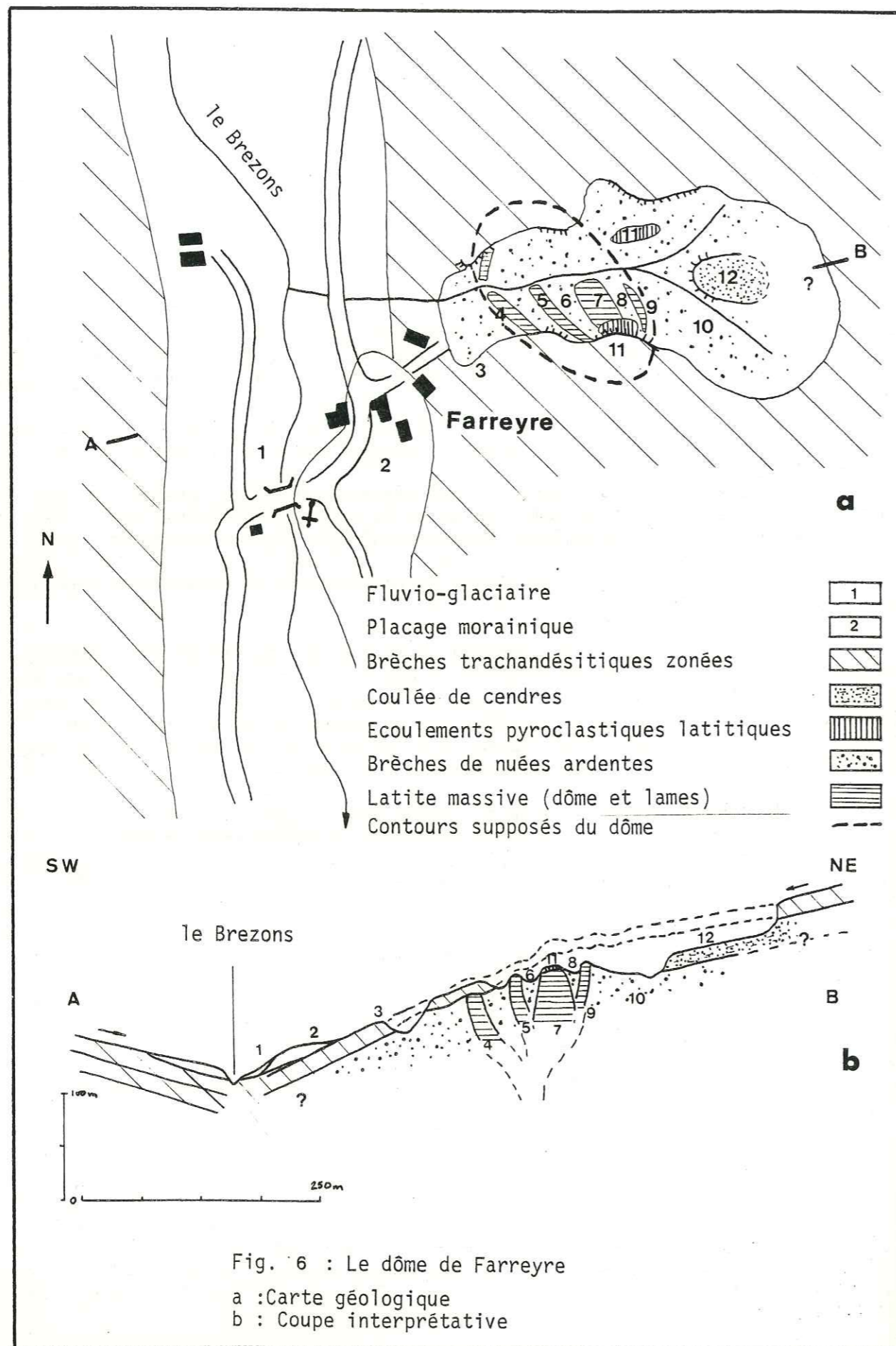
Dans ce chapitre, j'étudierai successivement les diverses formations selon l'ordre stratigraphique local.

Le secteur étudié ne comprend, dans les hautes vallées du Brezons, de l'Epie et du Siniq, que des brèches et des laves appartenant aux ensembles paléo- et néo-cantaliens. Les basaltes de l'ensemble infra-cantalien ne sont observables, dans la vallée du Brezons, qu'au niveau de Saint-Martin-sous-Vigouroux, en rive gauche du ruisseau. Ils reposent probablement sur les gneiss qui affleurent dans le village au niveau de l'église.

A. LES FORMATIONS DE L'ENSEMBLE LATITIQUE PALÉO-CANTALIEN

Connues sous divers vocables : "*trachytes miocènes*" (M. Boule, 1896), "*formations acides inférieures*" (A. de Goër de Herve, 1972 ; P. Watelet, 1977), "*ensemble clair inférieur ou infrabréchiq ue*" (J.P. Milési, 1976), ces formations différenciées ont vu pendant longtemps, leur importance sous-estimée, mais elles étaient classiquement décrites dans les vallées de la Cère, de la Jordanne et de l'Alagnon. J.P. Milési (1976) en a fait une étude détaillée dans l'Alagnon, entre le Super-Lioran et Murat. P. Watelet (1977) les a reconnues dans les vallées de l'Impradine, de la Santoire et de la Petite Rhue. Dans l'ensemble, elles sont formées par l'empilement de coulées pyroclastiques à granulométrie fine. Elles sont traversées par de grands dômes endogènes, de nature le plus souvent latitique ou trachytique, parfois rhyolitique, toujours situés sous les brèches trachyandésitiques.

C'est ainsi que je rattache, sous le terme "ensemble latitique paléo-cantalien", plusieurs affleurements qui présentent tous la même position stratigraphique sous les brèches trachyandésitiques. Leur nature latitique est parfois difficile à prouver tant l'intense altération les a argilisés. L'aspect dynamique ne peut pas être abordé de façon péremptoire dans tous les cas, en raison de lacunes et d'affleurements réduits. La mauvaise qualité des affleurements est peut-être due, comme l'a déjà souligné P. Watelet (1977)



à un faible creusement des vallées secondaires (Impradine, Brezons, Epie et Siniq) par rapport aux trois vallées majeures (Cère, Jordanne et Alagnon). Je décrirai ces formations selon la qualité décroissante des affleurements.

I. LA VALLEE DU BREZONS

I.1. Les dômes

I.1.1. Le dôme de Farreyre et ses produits (Fig. 6)

Juste au-dessus du village de Farreyre, en rive gauche du Brezons, affleurent, entre 870 et 1 000 m, un dôme latitique et ses produits. Sur la carte Vic-sur-Cère, 1/50 000 (1975), ces affleurements sont figurés comme des trachyandésites leucocrates postérieurs aux brèches ($\tau\alpha^6$), bien qu'ils soient situés dessous.

La coupe, en rive gauche du petit ruisseau, fait apparaître depuis le village, les formations suivantes :

- le fluvio-glaciaire de la vallée du Brezons jusqu'au niveau du village (1) ;
- un petit placage morainique (2) entre le village et 850 m ;
- entre 860 et 880 m, des formations pyroclastiques trachyandésitiques dans lesquelles s'observent quelques blocs vitreux (3) ;
- à 880 m, une première lame latitique d'une dizaine de mètres d'épaisseur, à pendage 20 à 30° W, accompagnée d'une brèche de nuée ardente blanche de type Mèrapi. Le bord E de cette lame est subvertical et présente en quelques endroits, une brèche de friction dans les produits de nuée. Par places, une paroi froide s'est formée en plusieurs temps. Elle a été disloquée en donnant des blocs de verre étirés, puis a été injectée de matériel néogène chaud (4) ;
- à 900 m, une seconde lame latitique à pendage W comme la précédente (5). Son allure est un peu courbe. A son sommet, s'observe un passage continu entre la masse lavique formant la lame et une brèche latitique à éléments centi- à décimétriques, très vitreux. Il s'agit du même phénomène de dislocation de la bordure vitreuse observé sur la première lame ;
- entre 900 et 915 m, une brèche claire, cendreuse, renfermant des blocs décimétriques de latite grise et de verre noir. Cette brèche (6) composite est en fait une brèche de nuée ardente qui a emporté les parois du dôme ;
- à 920 m, le coeur du dôme (J 1104) aux bordures subverticales à l'Est, inclinées de 30° environ à l'Ouest (7). Il est ennoyé en grande partie sous une brèche de nuée ardente composite où s'observent des blocs de couleurs variées : latite compacte grise ; latite rose, jaune ou blanche selon le degré de poncification atteint, verre noir. Dans la matrice cendreuse, abondent les minéraux libres : biotite, feldspath, amphibole ;
- entre 930 et 950 m, des brèches claires (8) de nuée ardente à blocs de taille variable, plus ou moins poncifiés, et à minéraux libres ;
- à 965 m, une lame de latite (9) incurvée de façon indiscutable vers l'Ouest ;
- entre 950 et 1 000 m, des brèches de nuée ardente (10).

En rive droite, la brèche de nuée affleure sur près de 50 m de hauteur. Au sommet du dôme, repose un tuf d'écoulement pyroclastique clair qui remanie des blocs latitiques compacts et/ou vitreux, appartenant au dôme, ainsi que des éléments peu poncifiés empruntés aux brèches de nuée. Un tuf d'écoulement pyroclastique semblable, ravine la brèche de nuée en rive droite du ruisseau, à la cote 960 m (11).

Entre les branches du ruisseau, affleure une coulée (12) de cendres très fines (J 1108), grises, renfermant quelques blocs centimétriques (2 cm au maximum). La base de cet écoulement a rubéfié un niveau cendreux fin qui pourrait appartenir soit aux brèches de nuée, soit à une précédente coulée de cendres. Cet écoulement pyroclastique contient beaucoup d'échardes de verre. Ce faciès semble très proche de celui décrit par J.P. Milési (1976) à Pierre-Taillade, dans la vallée de l'Alagnon. Aucune relation ne semble possible avec le dôme proprement dit. Ce doit être un écoulement pyroclastique postérieur au dôme qui a été piégé entre les diverses lames qui devaient former un barrage local.

Tant en rive droite qu'en rive gauche, les brèches trachyandésitiques de l'ensemble néo-cantalien, passent au-dessus du dôme et de ses produits. Elles semblent avoir été déviées et canalisées par cet obstacle. En effet, une ou deux coulées de brèches présentent, en rive droite, un rebroussement de leur base vers le Nord, au franchissement du dôme, alors qu'en rive gauche, où la semelle de la coulée pyroclastique est lavique sur un mètre de puissance, le contact est penté vers le Sud.

En rive droite, la première coulée pyroclastique trachyandésitique, est localement altérée par des fumerolles, dans sa partie située à l'aplomb des brèches de nuée du dôme. Il est probable que cet écoulement chaud se soit mis en place sur une formation imbibée d'eau donnant lieu à un dégagement gazeux par vaporisation de l'eau. Ce phénomène a été décrit tant sur les ignimbrites de la Vallée des Dix Mille Fumées (Katmaï, 1912) que sur la nuée ardente de la Montagne Pelée (1902). Au front de cet écoulement pyroclastique trachyandésitique, des blocs latitiques compacts gris et/ou vitreux noirs peuvent être relevés.

Du point de vue dynamique, on peut interpréter cet ensemble comme un dôme "en bouton de rose". Au cours de sa croissance, ce dôme s'est refroidi assez rapidement sur ses bordures en formant des écailles concentriques. Au fur et à mesure que la partie centrale était alimentée, ces différentes écorces se sont écartées comme s'ouvre un bouton de rose. Pendant ce temps, des explosions se produisaient en donnant les brèches de nuée du type Mérapi dont certaines se trouvaient emprisonnées entre les écailles du dôme faisant obstacle à leur progression.

Ce même piège a dû fonctionner à nouveau pour les coulées pyroclastiques cendreuses dont l'origine n'a pu être déterminée, qui se sont écoulées sur le dôme et ses produits en les ravinant. Elles ont dû combler les vides de cet ensemble, empêchant ainsi les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques d'y pénétrer. Celles-ci ont donc été détournées par l'obstacle ainsi formé.

I.1.2. La brèche à obsidienne de Lustrande (Fig. 7)

Entre 910 m en rive gauche du lit du Brezons, et jusqu'à 965 m dans le ruisseau de Lustrande, affleure presque de façon continue, une brèche ne contenant que des blocs vitreux noirs. Si l'extension verticale est aisément chiffrable, rien ne permet de limiter horizontalement cette brèche en dehors du cours du ruisseau de Lustrande et de ses affluents. Le toit de cette formation est bien visible dans un des affluents en rive gauche du ruisseau principal. Le contact avec les brèches trachyandésitiques est très franc et subhorizontal. Cet affleurement a déjà été signalé par Y. Boisse de Black dès 1929.

Les blocs d'obsidienne latitique (H 805b) ont une taille variant de quelques centimètres à 70 cm. Jamais anguleux, ils sont aplatis ou arrondis, mais rarement étirés. Quelques-uns parmi les plus gros présentent une nette fluidalité qui se traduit macroscopiquement par des passées

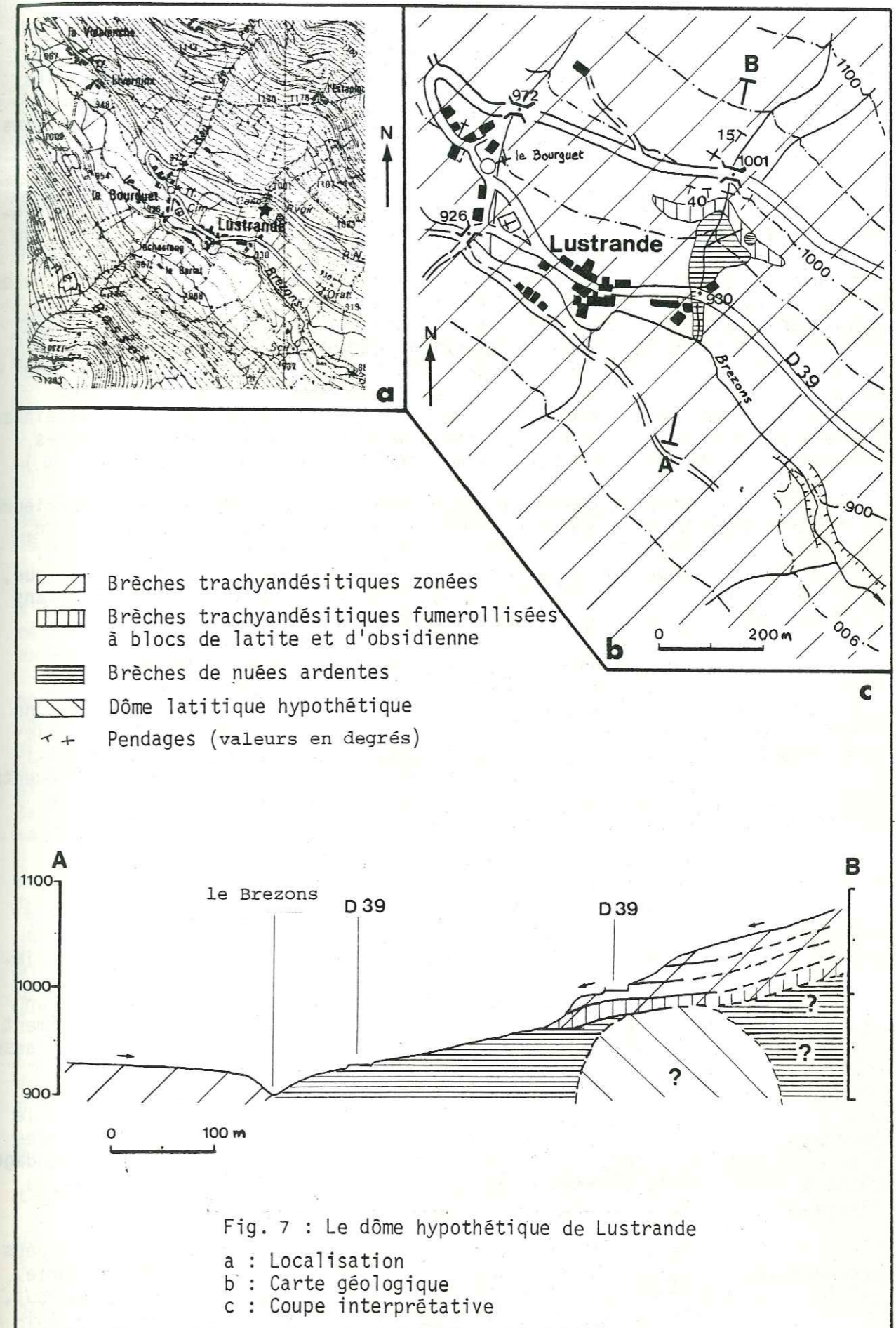


Fig. 7 : Le dôme hypothétique de Lustrande

a : Localisation
 b : Carte géologique
 c : Coupe interprétative

de couleurs différentes (vert ou noir). Localement, certains peuvent passer à un faciès très étiré par cisaillement le long des plans de fluidalité. Un gonflement peut se traduire par un début de poncification au coeur des blocs déjà étirés. Quelques autres blocs vers le sommet de la formation, prennent une couleur verte, et un éclat gras semblable à celui de la poix. Bien que plus compacts que les blocs de verre noir, ils sont de même nature (pechstein).

Au-dessus de cette brèche à blocs d'obsidienne, affleure, entre 965 et 980 m, une brèche trachyandésitique à éléments variés : trachyandésites à clinopyroxène, obsidiennes et pechsteins latitiques, latites grise latites roses ou jaunes en blocs poncifiés. Tous ces éléments manifestement empruntés à la brèche à obsidienne, ne se rencontrent qu'à la base de l'écoulement pyroclastique trachyandésitique. Vers le sommet de cette unité, des niveaux cendreaux et/ou à blocs contiennent encore quelques éléments latitiques.

Cette brèche trachyandésitique présente la particularité d'avoir subi, en certains endroits au contact de la brèche à obsidienne, une altération fumerollienne qui a transformé la matrice en produits argileux jaunâtres, rougeâtres ou même bleuâtres, sans que les blocs ne soient atteints. L'explication de ce phénomène est probablement la même que pour les brèches trachyandésitiques au contact des formations du dôme de Farreyre (cf. p. 16).

L'unité bréchique trachyandésitique, immédiatement supérieure, se compose d'une seule venue non fumerollisée. Son pendage de 15° W environ, au-dessus de 1 040 m, passe à l'horizontale au niveau du pont coté 1 001 m, puis s'accroît jusqu'à 45° W en-dessous de la route. Cet écoulement bréchique, dont nous verrons qu'il descend selon le versant (cf. p. 32), a été gêné dans son cheminement par un obstacle qu'il franchit en cascasant.

Pour expliquer la genèse de cette brèche à obsidienne, il faut étudier cet affleurement comme ceux de Farreyre, avec lesquels il présente de très nombreuses similitudes. Pour ma part, je l'interprète comme une brèche de nuée ardente qui a pulvérisé l'écorce vitreuse d'un dôme actuellement enfoui dans le versant, sous les brèches trachyandésitiques. La disposition des blocs de verre peut s'expliquer aisément par la mise à plat d'éléments dans un aérosol progressant à l'horizontale. Ils offrent ainsi une moindre résistance au déplacement du fluide en mouvement.

I.1.3. Les affleurements de la Borie

A un kilomètre au Sud de Brezons, au niveau du hameau de la Borie, les brèches trachyandésitiques forment un éperon qui s'avance dans la vallée. Le ruisseau del Bao le franchit aux pittoresques cascades de la Borie.

Juste au-dessus du hameau de la Borie, se dressent, dans un épais roncier, des falaises de brèches trachyandésitiques à allure apparemment stratifiée. Dans la partie inférieure de chacune des venues, j'ai trouvé d'assez nombreux blocs de latite compacte grise ainsi que des blocs vitreux noirs et poncifiés jaunes de même nature. Cette observation peut être faite beaucoup plus facilement, dans le talus le long de la route D 57 ainsi que derrière le hameau de la Besseyre. Les variations de pendage dans ces brèches trachyandésitiques, sont assez sensibles : de 5 à 10° S au-dessus de la route, le pendage passe à l'horizontale au niveau des cascades de la Borie, puis s'accroît au niveau de la vallée du Brezons.

Vu les observations de terrain et les interprétations données précédemment, je pense pouvoir donner, pour l'éperon des cascades de la Borie, la même interprétation qu'à Farreyre : un dôme latitique, actuellement enfoui, a fait obstacle à la progression des écoulements pyroclastiques trachyandésitiques.

I.1.4. Les brèches de la Praissinette

Dans le ruisseau de Livernade, j'ai observé des brèches trachyandésitiques jusqu'à l'altitude de 1 225 m. Ces formations ont un pendage assez faible qui s'accroît brusquement vers 1 150 m, pour s'atténuer vers la cascade de la Praissinette (1 100 m).

Entre la cascade de la Praissinette et 1 130 m, j'ai relevé, dans ces brèches trachyandésitiques, quelques blocs fragments décimétriques de latite compacte grise (G 601) ainsi que des lentilles à granulométrie fine où prédominent les éléments poncés ou poncifiés de même nature.

Il se pourrait que, comme aux cascades de la Borie, il y ait un dôme latitique enfoui dont les seuls témoins visibles seraient ces blocs. Les lentilles à éléments poncés ou poncifiés ont pu être arrachés à des dépôts de nuée ardente ou d'écoulement pyroclastiques classiques.

I.2. Les écoulements pyroclastiques

I.2.1. Les brèches du ruisseau d'Inchastang (Fig. 8)

Pour cet affleurement, j'emploierai le terme de niveau pour désigner des ensembles sans base, ni sommet bien définis, mais dans lesquels les caractères macroscopiques présentent une certaine homogénéité.

En rive droite du Brezons, au niveau du Bourguet, le ruisseau d'Inchastang recoupe, entre 1 030 et 1 040 m, une formation claire à granulométrie fine, composée de cendres et de ponces aplaties, dont la coupe de bas en haut, est la suivante :

- une série de cendres fines et de ponces alternantes, contenant quelques blocs arrondis de 10 à 40 cm (1). Les deux niveaux inférieurs de ponces sont épais de 20 cm environ et ne comportent que de petites ponces un peu aplaties. Le niveau supérieur de ponces est riche en éléments étirés et flués. Un faciès flammé multicolore (jaune, rose, vert) est localement atteint. Les niveaux de cendres comme ceux de ponces, renferment toujours des lapilli de petite taille. La granulométrie des cendres peut être parfois assez sableuse.

- un niveau de cendres sableuses à lapilli et ponces (2). Moins nombreuses vers le haut que vers le bas de ce niveau, les ponces ont alors une taille plus importante. De plus, elles sont très nettement aplaties.

- après un contact assez net, un niveau à blocs émoussés, de 10 à 50 cm de diamètre, emballés dans des cendres (3). Ces blocs jointifs au milieu du niveau, voient leur proportion diminuer près des contacts. La lave, de nature latitique, est très vitreuse, de couleur noire ou rouge par altération des oxydes de fer.

- une alternance de cendres fines et de ponces peu aplaties (4). L'allure générale fait penser à un niveau de retombées sans blocs. Les niveaux de ponces sont relativement flous et discontinus. L'horizon terminal se pince d'ailleurs en rive droite sous l'ensemble supérieur.

- un niveau de cendres sableuses très homogènes, non litées (5). Elles se débitent très facilement en plaquettes.

- après un passage assez flou, des cendres à blocs de petite taille, de plus en plus nombreux vers le haut (6).

- un horizon de cendres à très gros blocs de nature latitique, dont le diamètre varie de 10 à 50 cm. Les éléments vitreux noirs prédominent sur les rouges (7).

- un niveau métrique de cendres sableuses sans blocs (8), homogènes et semblables au niveau 5. Elles sont localement ravlinées par une brèche trachyandésitique un peu grossière (9).

Le pendage général de tous ces niveaux est de l'ordre de quelques degrés (5° maximum) vers l'actuelle vallée du Brezons.

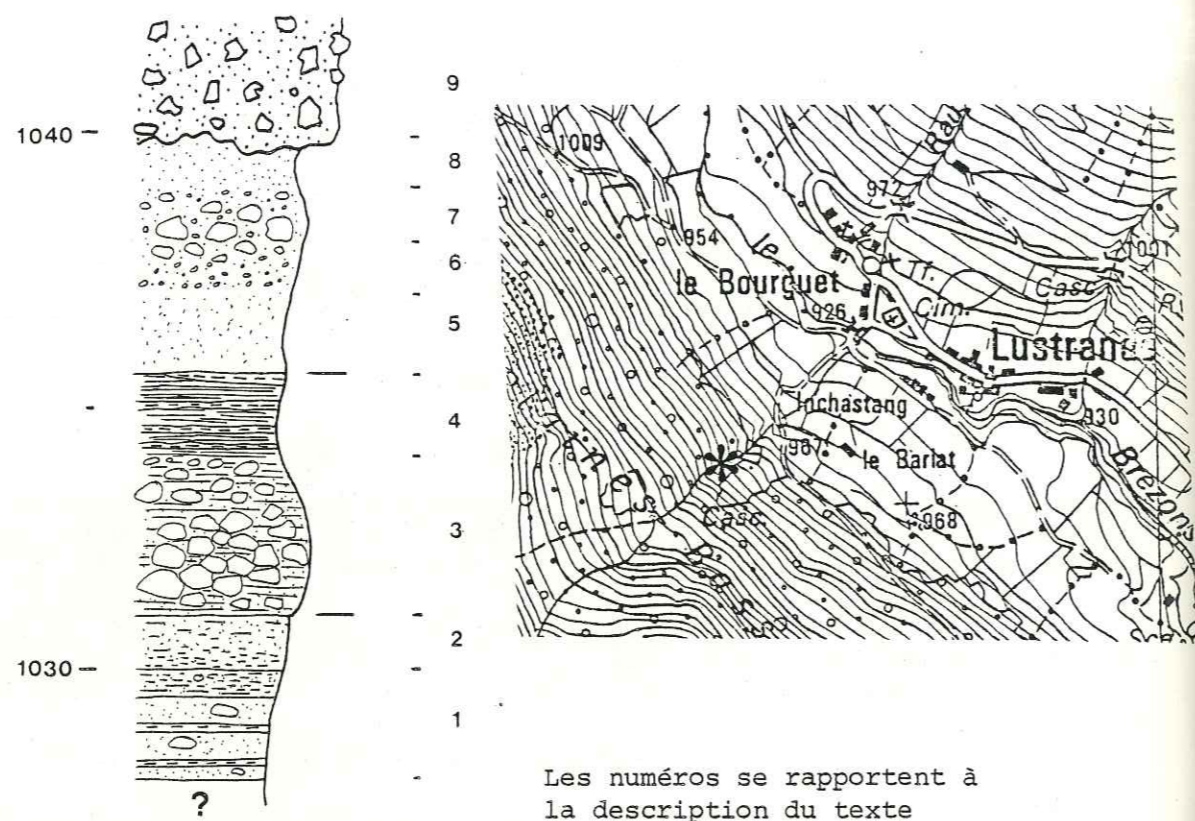


Fig. 8 : Les brèches du ruisseau d'Incastang.

Du point de vue dynamique, cet affleurement pose le problème de la genèse du dépôt, car :

- il ne peut être dû à un remaniement des formations de l'ensemble paléo-cantalien, aucune figure sédimentaire (notamment les litages entrecroisés) ne pouvant y être relevée. L'émoissé des blocs paraît être un critère insuffisant pour l'attribuer à une formation remaniée.

- cette série présente localement (niveaux 1, 2 et 4) la rythmicité et le granoclassement des formations de retombées. L'absence d'impacts est à noter, bien que le niveau 1 renferme des blocs de taille conséquente qui n'ont pas déformé les couches inférieures.

- le débit en plaquette des niveaux fins (5 et 8) et la disposition des blocs au milieu de certains horizons (3 et 7) font penser à des écoulements pyroclastiques d'une puissance demi-métrique. Le faciès multicolore à éléments allongés pourrait appuyer cette idée. J.P. Milési (1976) a montré que ce type d'écoulement peut se faire en venues demi-décamétriques ou moins à Fraisse-Haut et à Pierre-Taillade, dans la vallée de l'Alagnon.

Il est probable que cet affleurement montre des écoulements pyroclastiques suivis par des retombées de cendres et de ponces.

De telles brèches ont été observées à plusieurs niveaux dans le lit de ce ruisseau :

- à 980 m, une brèche cendreuse contenant de nombreux lapilli vitreux, se débite en plaquettes. Elle forme un abri sous roche dont le toit

est constitué par une brèche trachyandésitique banale. Le contact entre ces deux formations est très onduleux, l'une ravinant l'autre selon la pente du versant.

- à 1 080 m, au-dessous d'une épaisse coulée trachyandésitique canalisée dans un paléo-talweg, affleure, en dehors du ruisseau, une brèche fine à très nombreux blocs poncifiés. La matrice cendreuse renferme quelques blocs émoissés, rarement anguleux, de lave compacte. Ce type de brèches peut être rapporté sans problème au type d'écoulement pyroclastique précédent.

I.2.2. Les brèches du ruisseau du Louvatier

Situé juste au-dessous d'une brèche trachyandésitique qui le ravine, affleure dans le ruisseau, entre 1 000 et 1 020 m, un ensemble à alternances décimétriques à métriques de cendres et de ponces. Les caractères de cette formation semblent identiques à ceux des niveaux 3 et 7 de la formation du ruisseau d'Incastang.

I.2.3. Les brèches du ruisseau de Mandre

Dans le ruisseau de Mandre, affleurent entre 1 210 et 1 370 m, des brèches très indurées, à pâte de couleur rose. De nombreux éléments variés y sont observables : blocs centimétriques poncifiés de couleur ocre jaune, lapilli bleutés, cristaux isolés (amphiboles noires plurimillimétriques et feldspaths millimétriques). Ces brèches apparaissent à la faveur de cascades sous une coulée de trachyandésite qui descend le long du ruisseau. Les contacts brèche-coulée sont en maints endroits des contacts de ravinement.

Ce type de brèche (F 605) présente un faciès proche de celui des écoulements pyroclastiques du ruisseau d'Incastang : allure multicolore ; ponces un peu étirées, aplaties, voire pétaloïdes ; nature latitique des éléments frais ; pendage faible vers la vallée ($\approx 5^\circ$).

I.2.4. Les brèches du ruisseau d'Encloux

Pratiquement sur toute la longueur du lit du ruisseau, une brèche fine à éléments poncifiés pétaloïdes (E 601) affleure entre 1 170 et 1 390 m. Les blocs qu'elle renferme, sont rares et atteignent une taille moyenne de 5 cm environ. Au niveau de l'ancienne lauzière, cette brèche présente une pseudoschistosité discordante sur l'aplatissement des ponces. Ce dernier est peut-être lié au passage de la coulée de trachyandésite qui a rubéfié ces brèches.

Ce faciès local, bien que plus argilisé que le niveau 1 du ruisseau d'Incastang, pourrait avoir la même origine : niveaux de retombées suivant un écoulement pyroclastique.

I.2.5. Les brèches du ruisseau de Livernade (Fig. 9)

Entre 1 110 et 1 120 m, affleurent, à la faveur d'une cascade, des formations ressemblant à celles décrites précédemment. La base de ces niveaux n'est pas visible. La coupe montre, de bas en haut :

- un niveau très argilisé, formé de lapilli et de scories (1) ;
- un niveau de sables lités à horizons de lapilli (2) ;
- une série alternante de sables et de cendres (3) ;
- un niveau assez épais de cendres fines compactes (4) ;
- une poche de scories trachyandésitiques coincées dans une dépression (paléo-talweg ?) faisant la transition avec la coulée de trachyandésite à débit laminaire (5 et 6).

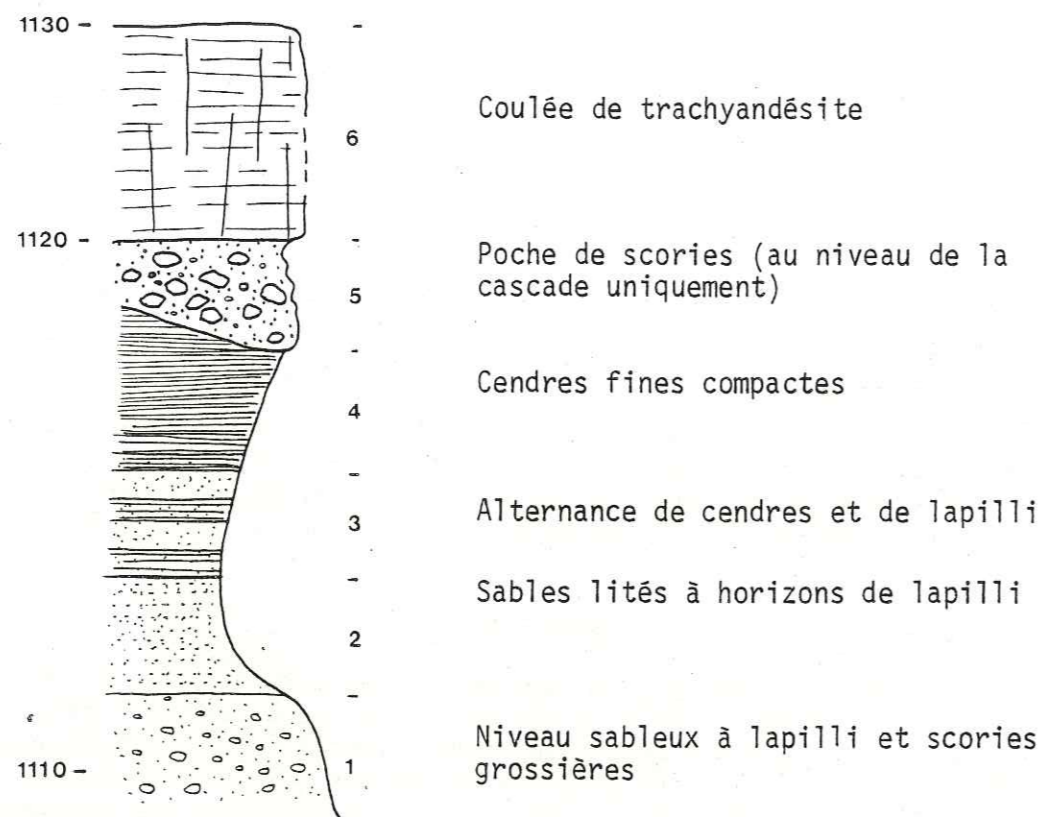


Fig. 9 : Les brèches du ruisseau de Livernade

I.2.6. Les brèches du ruisseau de Gerbel

A 1 260 m, affleure ponctuellement, au-dessous d'une coulée de trachyandésite porphyrique, une brèche ressemblant énormément à celle du ruisseau d'Encloux. Cette brèche rougie a une allure ignimbrétique et une granulométrie très fine. Elle comporte beaucoup d'éléments plus ou moins poncifiés et pétaloïdes. Son pendage est de l'ordre de quelques degrés vers la vallée du Brezons.

Pour les mêmes raisons que précédemment, je rattache ce petit affleurement à un sommet d'écoulement pyroclastique.

II. LA VALLEE DE L'EPIC

Dans la vallée de l'Epice, les formations bréchiques quelles qu'elles soient, percent à peine la couverture morainique. Quelques affleurements peuvent être rattachés à l'ensemble latitique paléo-catalien.

II.1. Les brèches du ruisseau de Prat de Bouc et de la route D 39 entre la Sagnette et le col de Prat de Bouc

II.1.1. Confluent des ruisseaux de Prat de Bouc (l'Epice) et de l'Epice (ruisseau de la Jambe)

A. de Goër de Herve (1972) a déjà décrit cet affleurement : "Juste à l'amont du confluent, sous la coulée trachyandésitique, le lit de l'Epice montre une brèche bleutée à petits éléments scoriacés, passant à la base à des tufs grossièrement stratifiés, plus ou moins sableux ou ponceux".

Personnellement, j'ai reconnu un affleurement de quelques mètres carrés de surface présentant ces caractères.

La coulée de trachyandésite qui serpente sur ces brèches, présente un faciès porphyrique à phénocristaux de plagioclase, amphibole et clinopyroxène, caractéristique du faciès des trachyandésites des sommets.

Ces formations différenciées sont recouvertes en rive droite de l'Epice par une brèche trachyandésitique néo-catalienne, grossière, à ciment très induré, puis en continuité d'affleurements, par un niveau granoclassé et rythmé de retombées de cendres et de ponces (tufs lités), qui atteint vingt mètres de puissance. Au resserrement de la gorge, ce dépôt aérien est directement recouvert par des scories basaltiques soudées (spatter-cone), puis par une coulée de basalte.

II.1.2. Affleurements de la D 39 entre la Sagnette et le col de Prat de Bouc

Entre 1 260 et 1 300 m, A. de Goër de Herve (1972) signale le long de la route, la présence du faciès "brèche bleutée à petits éléments scoriacés". Cette coupe était visible au moment de l'élargissement de la route en plusieurs points sous les formations quaternaires, mais actuellement les produits argileux morainiques masquent tout l'affleurement, permettant ainsi la colonisation progressive des talus par la végétation. A 1 300 m, dans le ruisseau de Bourg-Bas (*le Bouc-Bas*), affleure assez mal ce même type de brèche.

II.1.3. Conclusions

Ces affleurements présentent un même type de brèches que l'on peut attribuer à l'ensemble latitique paléo-catalien par analogie de faciès. Il doit s'agir d'écoulements pyroclastiques latitiques mais la taille réduite et la mauvaise qualité des affleurements ne permettent pas de l'affirmer.

Les levés géophysiques (J. Roux et G. Sénard, 1978), confirment cette attribution par comparaison avec les sondages réalisés dans l'Alagnon et de la Santoire où sont connues de telles formations.

II.2. La brèche du puy de la Jambe

Dans la hêtraie, à mi-pente sur le versant Est du puy de la Jambe, à 1 400 m, affleure une brèche de teinte assez uniforme beige clair (I 401). La matrice fine cendreuse, largement prédominante, renferme de très nombreux minéraux libres : plagioclase et pyroxène, ainsi que des lapilli millimétriques bleus et des blocs décimétriques aux vacuoles nombreuses et arrondies et remplies de produits argileux. Cette brèche a subi un lessivage important car les oxydes de fer sont très nombreux et viennent en remplacement des minéraux ferromagnésiens. Ceux-ci sont plus ou moins transformés en un gel limonitique qui ne diffracte pas les RX. L'altération hydrothermale, liée au passage d'un dyke basaltique alimentant un appareil planézien situé une vingtaine de mètres au-dessus (cf. p.90), pseudomorphose les plagioclases en épidoite.

Cet affleurement de brèche est à rapprocher du faciès "brèche bleutée à petits éléments scoriacés" décrits par A. de Goër de Herve (1972), la nature des lapilli se révélant être latitique au microscope.

Du point de vue dynamique, je considère cet affleurement de brèches comme une partie d'un écoulement pyroclastique pour les mêmes raisons que ceux déjà décrits dans cette vallée.

II.3. La brèche du ruisseau de Lavergne

A 1 080 m, au débouché du ruisseau de Lavergne, apparaît en rive gauche, sous un placage d'éboulis et de moraines, une brèche trachytique assez soudée. Sur la surface de l'affleurement (10 m² environ), les blocs décimétriques sont rares, alors qu'en moyenne les éléments ne dépassent pas 5 cm. Les blocs, tous de nature trachytique, sont sombres, soit vitreux, soit scoriacés. Rarement poncifiés, ils prennent alors une teinte jaunâtre. Dans la matrice qui représente environ 90 % de la brèche, s'observent de très nombreux minéraux libres (plagioclase, amphibole, clinopyroxène).

Cette brèche est surmontée, comme dans le ruisseau de l'Epie, par un niveau granoclassé et rythmé de 3 m de retombées de cendres et de ponces, puis par des scories basaltiques et une coulée de basanite à altération sonnenbrenner.

Par analogie de faciès, je pense pouvoir rapprocher cet affleurement de celui de Lustrande (cf. p. 16), mais il se peut que ce soit un écoulement pyroclastique vrai très évolué.

III. CONCLUSIONS A L'ETUDE DE L'ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN

Selon M. 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." Bien que les affleurements des vallées du Brezons et de l'Epie ne soient pas mentionnés, ils se situent bien dans les limites du massif trachytique de M. Boule.

Dans la vallée de l'Alagnon, ce massif défini par M. Boule (1896) culminerait encore à près de 1 450 m d'altitude, et prend place entre les basaltes infra-cantaliens et les premiers écoulements pyroclastiques qui inaugurent les épisodes trachyandésitiques (J.P. Milési, 1976).

La position stratigraphique de cet ensemble ne peut actuellement être précisée davantage dans la vallée du Brezons. Pour cela, une coupe serait nécessaire au niveau du hameau d'Izergues, situé sur un éperon bréchtique barant la vallée du Brezons, un peu en amont de Saint-Martin-sous-Vigouroux, où les basaltes infra-cantaliens sont connus. Il semble cependant que ce massif latitique soit postérieur aux basaltes infra-cantaliens puisque quelques-uns des éléments du lahar de Billiez leur sont imputables (carte 1/50 000, Vic-sur-Cère, 1975).

Ces formations latitiques claires apparaissent toujours en bou tonnières ou en fenêtres sous les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques (carte Vic-sur-Cère, 1/50 000, 1975).

La position altimétrique la plus élevée de ces formations se trouve à 1 300 m dans le ruisseau d'Encloux. Plus on s'éloigne du centre du massif, plus les points d'observation sont bas en altitude : 1 390 m à 800 m (estimé) dans la vallée du Brezons, 1 400 m à 1 080 m dans la vallée de l'Epie. L'extension vers le Sud et le Sud-Est de ce massif se limite au moins au niveau des cascades de la Borie, dans la vallée du Brezons ; entre le Cibial et Farges, dans la vallée de l'Epie.

Cette constatation a pour conséquence immédiate, une approche chiffrée des pentes du massif trachytique. Elles doivent être de l'ordre de 5 à 6 %, ce qui est nettement plus fort que les pentes moyennes actuelles du strato-volcan cantalien (2 %).

Comme pour l'Alagnon, l'ensemble latitique paléo-cantalien est constitué par une grande masse de formations pyroclastiques (écoulements et retombées) que percent quelques dômes latitiques isolés. Les empilements de ces brèches et de ces tufs se font sur de faibles pentes, en donnant un cône très régulier et surbaissé, d'un volume considérable (pratiquement la moitié du volume du strato-volcan). L'allure surbaissée de cet ancien cône latitique a peut-être pu guider ainsi l'édification des planèzes.

J.P. Milési (1976) et P. Watelet (1977) distinguent trois domaines structuraux pour les formations de l'ensemble latitique paléo-cantalien :

- le domaine interne limité aux hautes vallées de la Jordanne, de la Cère et de l'Alagnon, se caractérise par une propylitisation assez poussée des écoulements pyroclastiques (J.P. Milési, 1976).

- le domaine médian se singularise par des formations assez épaisses d'une grande diversité (écoulements pyroclastiques, dômes et brèches associées). Il intéresse donc le secteur considéré au même titre que les vallées de l'Impradine et de la Santoire (P. Watelet, 1977).

- le domaine externe se caractérise par une épaisseur moindre de formations composées de lahars (Dienne, P. Watelet, 1977) et de retombées (Joursac, A. de Goër de Herve, 1981).

B. LE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DU RUISSEAU D'INCHASTANG

Vers 1 080 m, affleure, dans le ruisseau d'Inchastang, une formation volcano-sédimentaire. Elle est comprise entre les coulées pyroclastiques de l'ensemble latitique paléo-cantalien et une coulée de trachyandésite (G 901a) canalisée, appartenant à l'épisode néo-cantalien dit des formations terminales. Cette coulée détermine une cascade de 40 m de hauteur, typiquement en "fond de bateau". Elle a comblé un talweg installé dans les formations de l'ensemble latitique. De bas en haut, la coupe de la formation volcano-sédimentaire s'établit comme suit :

- des alluvions torrentielles à gros galets roulés ($\phi = 20$ cm), de nature trachyandésitique (1) ;
- des sables et des graviers déposés par un ruisseau (2). Les litages entrecroisés sont bien nets.
- des retombées de cendres et de lapilli dans un chenal peu profond rempli d'eau. Quelques litages entrecroisés peuvent encore se voir (3).
- des retombées aériennes de lapilli et de cendres dans un chenal sec. Le dépôt n'est pas perturbé (4).
- des retombées de cendres et de lapilli montrant des images de dépôt éolien, acquises soit directement au moment de la chute des produits de panache soit lors d'un remaniement ultérieur (5).

Cette formation répond bien à la définition de volcano-sédimentaire. Sa localisation particulière montre bien qu'elle ne peut avoir une valeur de repère stratigraphique local.

A mon avis, la formation volcano-sédimentaire du ruisseau d'Inchastang, ne peut pas, actuellement, être mise en parallèle avec un quelconque épisode éruptif.

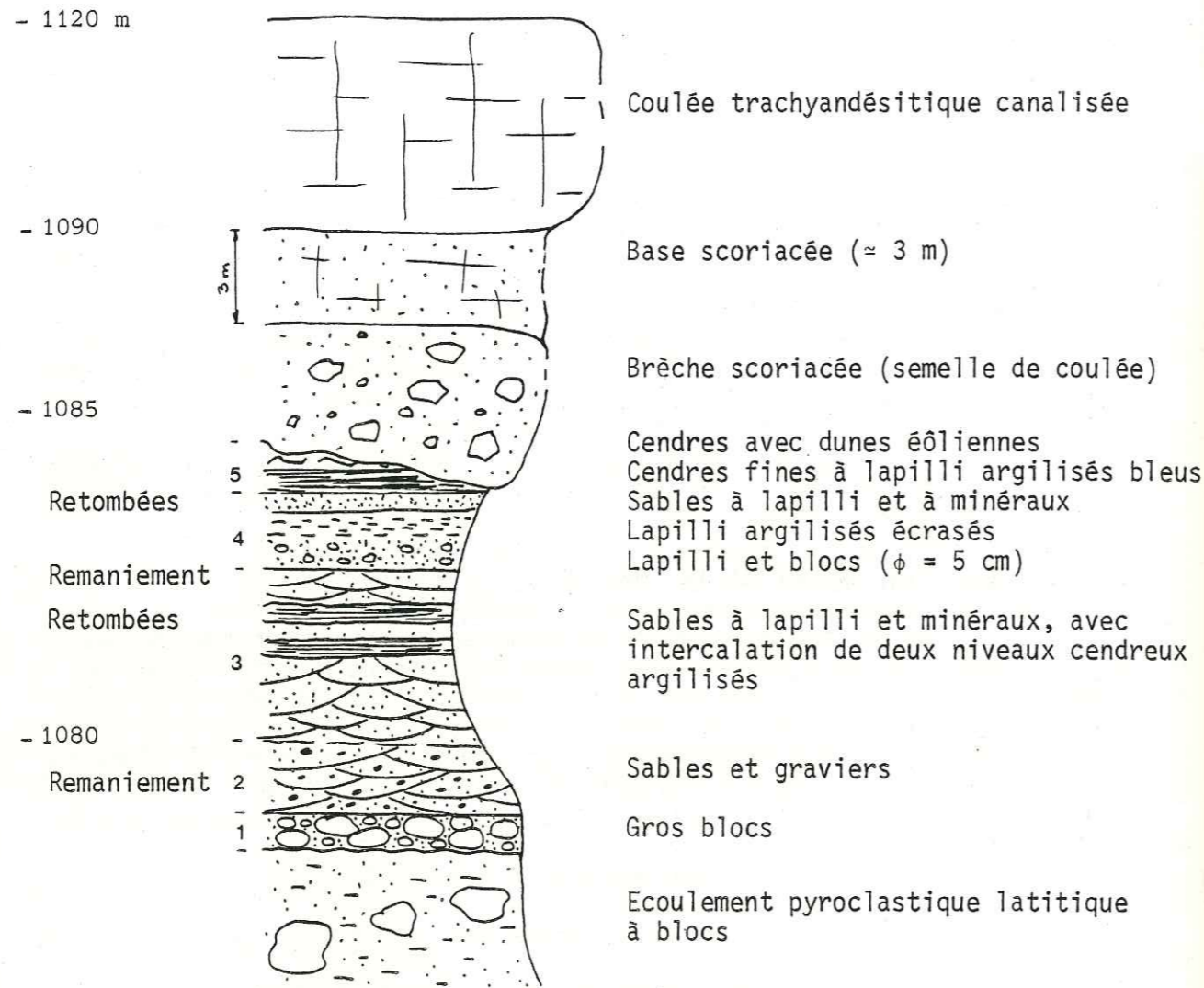
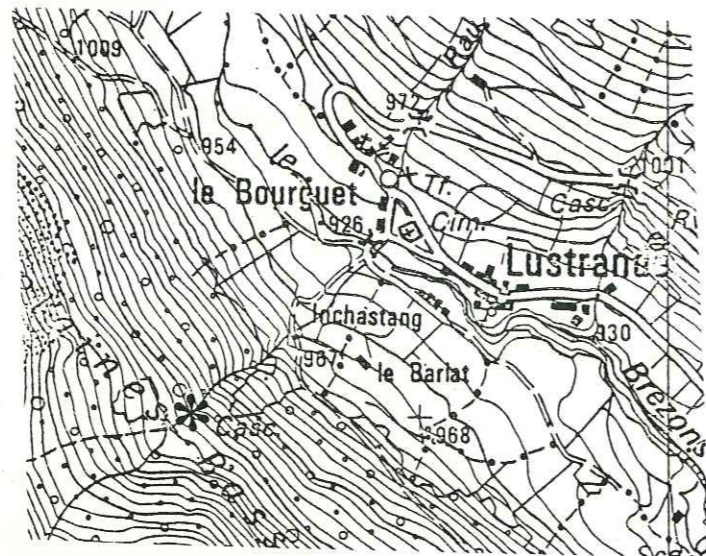


Fig. 10 : La formation volcano-sédimentaire du ruisseau d'Incastang.



C. LES FORMATIONS DE L'ENSEMBLE TRACHYANDÉSITIQUE NÉO-CANTALIEN

Sous le terme "d'ensemble trachyandésitique néo-cantalien", je comprends toutes les formations volcaniques comprises entre celles de l'ensemble latitique paléo-cantalien, et les basaltes planéziens ou supra-cantaliens.

En 1873, J.B. Rames crée deux termes séparés par les basaltes porphyroïdes et les cinérites:

- le "Trass", brèche polygénique à ciment peu cohérent, renfermant des blocs de socle, de sédimentaire et de roches volcaniques ;
- le "conglomérat trachytique", brèche ignée monogénique à ciment cohérent de même nature que les blocs.

En 1882, F. Fouqué regroupe les deux termes distingués par J.B. Rames, sous le seul vocable de "brèche andésitique", parce que la différence entre les faciès n'est pas nette partout. Ce terme est resté longtemps en usage dans la littérature régionale.

M. Boule en 1896, montre que le "Trass" et le "conglomérat trachytique" de J.B. Rames forment un seul et même terme stratigraphique qu'il baptise "brèche andésitique". Il constate que les "basaltes porphyroïdes" et les "cinérites" ne sont pas localisés en un seul et même niveau. Il appelle "agglomérat andésitique", les faciès supérieurs de la "brèche andésitique" de F. Fouqué. De plus, il intercale entre les brèches et les "basaltes des plateaux", deux formations :

- les "andésites des hauteurs" qui se rapprochent des coulées observées dans les "agglomérats andésitiques",
- les "phonolites pliocènes".

N. Vatin-Pérignon (1966) ne s'intéresse qu'aux formations laviques massives du centre du Cantal, et réutilise le terme de "brèche andésitique", de même A. de Goër de Herve (1972) qui étudie plus spécialement la stratigraphie et les formations glaciaires de la Planèze de Saint-Flour.

R. Brousse et les chercheurs du laboratoire d'Orsay (1966-1975), reprenant les idées de deux ensembles bréchiques séparés par un niveau-repère de volcano-sédimentaire intercalaire, donnent la stratigraphie suivante :

- au Nord du massif (carte Riom-ès-Montagnes, 1/50 000 - 1973)
 - TV₁ : complexe conglomératique supérieur
 - TV : terrain volcano-sédimentaire
 - TBr : brèche inférieure
- au Sud du massif (carte Vic-sur-Cère, 1/50 000 - 1975)
 - TV₂ : brèche supérieure stratifiée
 - Vs : volcano-sédimentaire intercalaire
 - TV₁ : brèches supérieures non stratifiées
 - Vs : volcano-sédimentaire intercalaire
 - TBr : brèches inférieures

Vic-sur-Cère 1/50 000	Riom-ès-Montagnes 1/50 000
TV ₂	TV ₁
Vs	Tv
TBr-TV ₁	TBr

Tableau 3: équivalence des notations des brèches trachyandésitiques, d'après R. Brousse et al., 1975.

J.P. Milési (1976) et P. Watelet (1977) étudient, dans le centre et le Nord du massif, le dynamisme des brèches trachyandésitiques.

Pour ma part, ayant axé ce travail sur la dynamique des volcans plannéziens, je n'ai pas spécialement approfondi les problèmes relatifs aux écoulements pyroclastiques trachyandésitiques. Je n'apporterai donc que des compléments d'observations à la connaissance de cet ensemble. Travaillant sur la très haute vallée du Brezons, j'ai cependant étendu mes investigations dans les parties plus basses de cette vallée, pour essayer d'accorder mes observations avec les interprétations stratigraphiques faites sur la feuille 1/50 000 de Vic-sur-Cère (1975).

Pour la commodité de l'exposé, j'étudierai dans un premier temps, les formations pyroclastiques, puis les coulées et intrusions associées.

I. LES BRÈCHES TRACHYANDESITQUES

"L'origine des brèches andésitiques est très facile à établir, elle n'a d'ailleurs été discutée par aucun géologue ayant quelque expérience des volcans et des roches volcaniques. Il est évident qu'il s'agit ici d'une formation franchement ignée".

M. Boule (1900)

En se basant sur la téphrochronologie de R. Brousse et al. (1975), les deux faciès de brèches se différencient assez aisément sur le terrain :

- les brèches inférieures ne sont ni stratifiées, ni litées. Leur ciment clair et abondant soude des blocs trachyandésitiques plus ou moins anguleux. L'ensemble est peu induré.

- les brèches supérieures ont pour caractéristique principale un certain alignement des blocs qu'elles renferment. D'après R. Brousse et al. (1975), "elles sont formées par l'alternance de bancs parallèles ; ceux de lahars bien individualisés à base conglomératique et sommet à fine granulométrie".

Une excursion même rapide, dans le secteur de Brezons, renseigne l'observateur sur le type de brèches. De par leur litage, il pourra très aisément les identifier comme des brèches supérieures stratifiées. Nulle part dans le secteur étudié, ne se rencontrent des brèches de type "brèches inférieures", si ce n'est lorsque les brèches supérieures, au cours de leur écoulement, rencontrent un obstacle qu'elles franchissent en cascade. De ce fait, elles deviennent chaotiques, perdent leur litage et prennent momentanément des caractéristiques de "brèches inférieures".

I.1. Les brèches de la vallée du Brezons

Le Brezons dans sa partie haute, coule dans une vallée profonde de 400 m environ, dont la forme en auge glaciaire est remarquable. Sur tout le versant oriental de cette vallée, les brèches trachyandésitiques affleurent presque de façon continue depuis le village de Brezons jusqu'à l'origine de la vallée. Il n'en est pas de même sur l'autre versant couvert de hêtres importantes, où elles n'apparaissent que dans le fond des ruisseaux.

Quiconque, se promenant sur la route qui relie Lustrande à la Sagnette, serait à même de distinguer deux types de brèches : l'un de couleur grise, très abondant et assez ubiquiste, et l'autre, blanc, très local, à blocs émoussés, situé près du hameau des Arzaliers.

I.1.1. Les brèches trachyandésitiques banales zonées

Ces brèches, dites banales en raison de leur importance volumétrique, - environ 90 % des brèches trachyandésitiques affleurant dans la vallée du Brezons sont de ce type - font partie des brèches zonées de l'ensemble pyroclastique supérieur (carte Murat, 1/50 000 - à paraître). Dans la vallée de la Santoire, P. Watelet (1977) les a décrites sous le terme de "brèches zonées", Elles sont comprises dans le "complexe conglomératique supérieur" de R. Brousse et al. (1973 et 1975).

I.1.1.1. Caractéristiques

Ce sont des brèches monogéniques de nature trachyandésitique dont la matrice roussâtre est composée de petits éléments, parfois un peu poncifiés, et de cristaux libres (feldspaths, amphiboles et pyroxènes) provenant de la fragmentation de la lave. Les éléments sont formés par des blocs émoussés de trachyandésite porphyrique, à patine grise plus ou moins sombre. La taille des éléments est variable suivant le niveau considéré. En moyenne, les plus gros blocs atteignent 30 cm de diamètre, les plus petits étant centimétriques. Par endroits, notamment dans le ruisseau de Peyregrosse ou près du dôme de Farreyre à 950 m, s'observent de très gros blocs métriques ou décimétriques qui, par vésculation de plus en plus intense, passent à la brèche. Dans certains cas, la masse lavique présente une nette fluidalité et se débite en dalles demi-centimétriques. D'une manière générale, il est à remarquer que les brèches de la rive gauche de la vallée du Brezons présentent une hétérogénéité granulométrique très sensiblement plus importante que celles de la rive droite.

Cette lave trachyandésitique est parfois compacte, le plus souvent très vésculée ou scoriacée. A l'oeil nu, les plagioclases forment des phénocristaux demi-centimétriques en baguettes arrondies. Parfois sur quelques sections, une certaine zonation peut être distinguée. Quelques cristaux d'amphiboles et de pyroxènes se distinguent dans la pâte.

Ces brèches forment des falaises de dix à vingt mètres de haut, ayant l'aspect stratifié (en-dessous de Montréal ; le long de la D 39 entre Brezons et la Besseyre ; la Borie ; gorges des ruisseaux des Cros, des Plaines Basses, etc.). Quelques pseudo-monolithes peuvent être dégagés par érosion (la Borie).

I.1.1.2. Zonation

La zonation provient de l'empilement d'unités métriques, bréchiques, comportant des blocs émoussés dont la taille varie de 5 à 50 cm, noyés dans une matrice roussâtre. Des discontinuités nettes sont difficiles à mettre en évidence entre deux écoulements successifs, ce qui laisse supposer des séries d'émissions très rapprochées dans le temps. Dans les meilleurs des cas, quelques lits cendreuse gris roussâtre, très discontinus, marquent la rythmicité des écoulements.

La zonation peut être très bien vue dans le fond des ruisseaux où l'eau a attaqué différentiellement les passées grossières et dures qui sont mises en relief (cascade ou surplomb), tandis que les passées fines sont très érodées. En général, chaque unité comporte une semelle assez mince, à granulométrie fine, une masse principale enrichie en blocs atteignant le demi-mètre et, se termine vers le haut par des niveaux assez peu classés. Quelques affleurements montrent plusieurs niveaux fins alternant avec des niveaux à blocs alignés. Il se peut que ce phénomène soit à rapprocher des plans de fluidalité des coulées laviques. Dans le ruisseau de Peyregrosse, où tel est le cas, les blocs sont très nettement arrondis.

I.1.1.3. "Pendage"

Le pendage des brèches ne peut être vu que dans les coupes naturelles qu'offrent les ruisseaux. Dans toutes les unités, le pendage est souligné par des alignements de blocs sur des distances pouvant atteindre 5 à 10 m dans les meilleurs des cas d'affleurements. Le pendage, au maximum de 15°, est toujours orienté vers la vallée aussi bien en rive gauche (ruisseaux de Peyregrosse, de Lustrande, des Cros, de Sagnarade) qu'en rive droite (ruisseaux des Plaines Basses, d'Inchastang, du Louvatier, de Montréal).

Les brèches peuvent présenter des variations de pendage pour plusieurs raisons :

- au passage d'un obstacle. A ce moment-là, elles perdent leur caractère lité et deviennent chaotiques, ressemblant ainsi à des brèches de type inférieur. C'est le cas dans le ruisseau de Lustrande, au niveau du pont coté 1 001 m sur la route D 39. La brèche trachyandésitique a un pendage de 15°W à 30 m en amont de la route. Il passe à l'horizontale au niveau du pont, puis plonge avec une inclinaison de 30 à 40° en-dessous de la route. Il en est de même au niveau du dôme de Farreyre et au niveau des cascades de la Borie, au Sud de Brezons.

- à des "coups de burin" dans les formations antérieures plus tendres. Telen est le cas dans le ruisseau d'Inchastang, où la première venue trachyandésitique ravine très irrégulièrement les formations pyroclastiques de l'ensemble latitique paléo-cantalien.

I.1.1.4. Origine et mode de mise en place

Plusieurs origines peuvent être invoquées pour la mise en place de ces brèches :

- "volcano-sédimentaire", dans la mesure où l'on peut inclure les lahars dans cette catégorie ;
- retombées aériennes ;
- écoulements pyroclastiques.

L'origine volcano-sédimentaire, sous la forme de lahars bien rythmés de moins d'un mètre d'épaisseur, proposée par les chercheurs du laboratoire d'Orsay, paraît peu vraisemblable. En effet :

- à une cinquantaine de mètres au Nord du dôme de Farreyre, à la cote 900, j'ai trouvé un alvéole de 20 cm de diamètre, dont les parois étaient encore enduites d'une pellicule charbonneuse, témoin d'un tronc calciné par un écoulement chaud ;

- le granoclassement des diverses unités bréchiques, élément de diagnose indispensable pour déterminer un dépôt lié au déplacement d'un fluide chargé en particules, et arrivé en bout de course, n'a jamais été observé ;

- l'émoussé des blocs se fait beaucoup plus facilement à chaud quand les éléments sont encore "malléables", qu'à froid où, consolidés, ils se débitent en esquilles.

L'hypothèse de retombées aériennes doit être également écartée, encore que certains caractères rapprochent ces brèches des produits de déferlantes basales (blocs de toutes tailles, parfois enchâssés entre deux niveaux non déformés, etc.). Aucune trace d'impact (bomb-sag) n'a été relevée, ce qui concorde assez mal avec des projections aériennes. Il en est de même pour le granoclassement inexistant et/ou la rythmicité classiques des dépôts de cendres.

L'hypothèse des écoulements pyroclastiques répond le mieux à la mise en place de ces brèches. Elle permet de comprendre de façon satisfaisante que :

- la zonation en grand de ces brèches, est due à une série d'écoulements de 1 à 5 m de puissance ;
- la zonation de chaque venue est liée à la présence de filets d'écoulements, ce qui se traduit par des niveaux de granulométries différentes suivant le degré de vésiculation atteint ;
- la vésiculation assez poussée de l'ensemble ciment-blocs représenterait un phénomène comparable à celui décrit par J.P. Milési (1976) et P. Watelet (1977).

Aucun point d'émission de ces écoulements pyroclastiques n'a pu être mis en évidence sur le terrain, soit par manque d'affleurements dû à une couverture végétale dense, ce qui semble fort improbable ; soit parce qu'ils sont cachés sous d'autres formations, ce que je vais tenter de prouver en analysant le sens d'écoulement de ces coulées pyroclastiques.

Le sens d'écoulement de ces brèches pose un problème très important à la fois dynamique pour les coulées, et historique pour le Cantal lui-même. Deux hypothèses peuvent être a priori envisagées :

- l'une invoquant un écoulement longitudinal par comblement à partir de l'amont de la vallée ;
- l'autre les faisant descendre le long des flancs d'une vallée déjà creusée, soit par comblement latéral.

Bien que séduisante, l'hypothèse d'un écoulement longitudinal est difficilement concevable car elle se heurte très rapidement à des impossibilités :

- les brèches trachyandésitiques zonées affleurent au niveau de Lustrande sur plus de 300 m de dénivellation. Dans le cadre de cette hypothèse, je suis conduit à imaginer le comblement d'une vallée au moins aussi profonde que la vallée actuelle du Brezons. Les écoulements pyroclastiques, de par la présence démontrée en plusieurs endroits dans les versants ou au fond de la vallée des formations de l'ensemble latitique, ne peuvent s'enfiler dans les versants et, de ce fait, ils n'ont pu que mouler une morphologie pré-existante ce qui expliquerait les "pendages" observés. Ceci est possible dans certains cas privilégiés, mais au niveau du dôme enfoui de Lustrande, l'explication n'est plus plausible : des pentes de près de 40°, ne peuvent être dévalées sans une désorganisation totale de quel que liquide que ce soit et ce sur de grandes distances. Or, à moins de 50 m au Sud du dôme, l'écoulement pyroclastique est parfaitement zoné et non perturbé.

- le comblement de cette paléo-vallée du Brezons sur 300 m de hauteur, se serait produit en un temps très court : 0,6 Ma. (de 9,4 à 8,8 Ma. d'après J.C. Baubron et J. Demange, 1976). Il faudrait invoquer ensuite une phase érosive particulièrement importante pour qu'en 1,6 Ma. (de 8,8 à 7,2 Ma. selon les mêmes auteurs) toutes ces brèches soient déblayées au niveau des ruisseaux de Mandre et d'Encloux, car les coulées des trachyandésites des sommets recouvrent directement les formations de l'ensemble latitique paléo-cantalien, en les ravinant (cf. p. 49).

- de plus, les formations de l'ensemble latitique sont beaucoup plus tendres que les brèches zonées trachyandésitiques. De ce fait, le massif trachytique de M. Boule (1896) aurait dû entièrement disparaître, ce qui n'est absolument pas le cas.

- par ailleurs, les blocs de latite arrachés aux dômes de Farreyre et de Lustrande devraient se trouver uniquement vers le Sud de la vallée, et sur toute la hauteur de ces affleurements. Or, il n'en est rien : les blocs ne se trouvent que dans le bas de la vallée, à l'Ouest de ces dômes.

L'existence d'un écoulement transverse à la vallée, est par contre beaucoup plus facile à établir :

- dans le ruisseau d'Inchastang en rive droite du Brezons, la zonation des brèches trachyandésitiques est parallèle à la base de la coulée qui ravine les formations latitiques paléo-cantaliennes, avec un pendage voisin, mais cependant un peu plus accentué ;

- le franchissement des dômes de Farreyre et de Lustrande, en rive gauche du Brezons, par les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques, montre des brèches à écoulement transverse à la vallée, qui sont déviées et gênées dans leur progression par ces obstacles ;

- la zone de répartition des blocs de latite arrachés aux dômes par les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques, se situe en contrebas de ceux-ci, mais jamais de part et d'autre ;

- dans le ruisseau des Cros, à 920 m, se situe une extrusion latitique, de taille décimétrique (cf. p. 38) qui a fait obstacle à la progression d'une coulée pyroclastique. Du côté amont, celle-ci s'est encapuchonnée à la base du dôme, alors qu'elle cascade du côté aval, ce qui est incompatible avec un tout autre sens d'écoulement.

Dans cette optique, les points de sortie de ces écoulements pyroclastiques ne peuvent pas être visibles car ils se situent sous les formations laviques postérieures : les trachyandésites des sommets d'une part, et les basaltes planéziens d'autre part.

Ces brèches trachyandésitiques se sont mises en place, pour partie, sous la forme de langues canalisées dans des paléo-talwegs, affluents d'un paléo-Brezons, creusés dans les formations de l'ensemble latitique. Elles ont emprunté de nombreux blocs plus ou moins poncifiés, en les rassemblant de préférence dans leur semelle ou dans leur tiers inférieur. La densité de ces blocs peut être telle que, si l'on n'y prend pas garde, un nouveau type de brèche paraît s'individualiser. Ainsi s'expliqueraient les apparentes fenêtres dans la brèche trachyandésitique, où affleurent les "brèches ponceuses épiciastiques" (TV1b) de la carte Vic-sur-Cère, 1/50 000 (1975).

Dans le secteur du Bourguet où la végétation est moins dense, la brèche trachyandésitique affleure assez bien en une suite de pointements rocaillieux, de part et d'autre du ruisseau de Peyregrosse. Ce ruisseau paraît s'être installé à la limite de deux langues bréchiennes. En effet, dans son lit, la matrice de la brèche est cendreuse et riche en minéraux libres, caractères que l'on rencontre habituellement sur les bordures des langues bréchiennes. De part et d'autre du ruisseau, la fréquence et la taille des blocs augmentent, alors que leur émoussé se précise (caractères du centre des écoulements pyroclastiques).

Dans le ruisseau de Livernade, apparaissent, sous les coulées de trachyandésites des sommets, des brèches trachyandésitiques semblables à celles rencontrées dans la vallée. Il s'agit d'une langue bréchiennne canalisée dans un paléo-talweg, et émise par une fissure éruptive cachée par les formations des sommets. Il est possible que ces brèches soient issues de la fissure N 30, dite "chaîne du Plomb du Cantal". Seules de tout le secteur étudié, ces brèches auraient pu faire penser à un remplissage longitudinal par l'amont de la vallée. Leur sens d'écoulement particulier vers le Sud est lié à leur position entre plusieurs fissures émettrices pérennes : chaîne du Plomb au Nord, fissure du col de la Pourtoine-puy de la Cède à l'Ouest, et fissure du col de la Tombe du Père à l'Est (cf. chapitre II).

I.1.1.5. Conclusions

Les brèches trachyandésitiques zonées sont des écoulements pyroclastiques qui ont emprunté un réseau hydrographique préexistant, entaillant le substratum au moins aussi profondément que le réseau actuel. Cette interprétation semble d'autant plus probable que les données géophysiques (prospection électrique) comparées aux mesures effectuées dans d'autres vallées, indiquent une très faible épaisseur de brèches trachyandésitiques relayées, dans les versants de la vallée du Brezons, par des formations assimilables à celles de l'ensemble latitique paléo-cantalien (J. Roux et G. Sénaud, 1978).

La présence de formations de l'ensemble latitique paléo-cantalien (retombées, écoulements pyroclastiques et dômes) formant les flancs de la vallée sous les brèches trachyandésitiques zonées, implique une faible épaisseur de ces écoulements pyroclastiques trachyandésitiques au moins sous les hautes planèzes. La puissance de ces brèches dans la vallée du Brezons, est certainement beaucoup plus faible que celle qu'on leur attribue généralement. Les observations de terrain me conduisent à penser que l'épaisseur totale des écoulements pyroclastiques trachyandésitiques, n'excède pas 50 m, et que, bien souvent, il n'y a qu'une seule venue de moins de 10 m d'épaisseur.

Les voies d'émission de ces brèches doivent se situer probablement sous les planèzes actuelles sur des fissures parallèles à la vallée. Il est possible que ces mêmes fissures aient été réutilisées ultérieurement par les basaltes supra-cantaliens.

I.1.2. Le conglomérat des Arzaliers

Ce conglomérat affleure presque en continuité sur près de 1 km, le long de la route D 39, au niveau du hameau des Arzaliers. En raison de lacunes d'affleurement, je n'ai pu préciser ni la base, ni le sommet de cette formation dont l'extension verticale serait de 50 m environ. En revanche, je l'ai identifiée sur la route de Serverette, sur celle du Cros-Haut au niveau de l'ancien moulin, et sur celle du Cros-Bas.

Cet affleurement a été décrit par P. Larroque et H. Dril (1980) sous le terme de volcano-sédimentaire (arrêt VIII, 4 de l'excursion 117 C).

C'est une formation de couleur claire variant du beige au blanc, renfermant des blocs très arrondis qui lui donnent une allure conglomératique. Il s'agit d'une brèche monogénique dont les éléments sont constitués par une lave latitique peu porphyrique. La couleur des blocs peut être variée : noire s'ils sont vitreux, gris beige sous le faciès moyen compact, jaune roussâtre lorsqu'ils sont poncifiés. Il n'est pas rare de trouver des blocs dont le cœur est gris sombre et l'enveloppe jaune par poncification. La matrice blanchâtre, très vésiculée, renferme des éléments de même nature mais de taille plus modeste, auxquels sont associés des minéraux libres (feldspath et amphibole).

Aussi bien à l'embranchement de la route de Serverette que le long de celle des Cros, se poursuit un faciès de brèche de couleur blanche à granulométrie fine, sans blocs. Les venues épaisses de 30 à 60 cm ne sont alors composées que de matrice cendreuse. Au niveau du Cros-Bas, apparaissent localement des blocs latitiques métriques, anguleux, épars dans la matrice cendreuse claire. Ce même type de brèche affleure également un peu après le deuxième virage de la route de Serverette.

Ces deux faciès semblent représenter les faciès de bordure de ces venues bréchiennes dont le centre est occupé par des convois de blocs.

Si, sur le terrain, les contacts entre les brèches trachyandésitiques zonées et celles des Arzaliers ne peuvent être vus dans le secteur des Cros, la limite est très floue le long de la D 39. Il est très difficile de préciser le contact car les deux types de brèches ne contiennent plus ou presque plus de blocs, et se ressemblent à s'y méprendre. Je pense cependant pouvoir le placer le long de la D 39 à environ 1 040 m, au-dessous de l'embranchement de la route de Serverette.

La zonation est peu perceptible mais de petites discontinuités sont cependant visibles. Elles sont parfois soulignées par des accumulations d'oxydes de fer altérés. Il ne semble pas que les diverses unités se ravinent les unes les autres, ce qui fait penser à une mise en place d'unités métriques de façon continue dans un laps de temps assez court.

Une unité présente une base à granulométrie fine, s'enrichit en blocs, puis se termine par un corps normalement granoclassé. De façon générale, les éléments se situent dans le cinquième inférieur de chaque venue. Si leur taille peut varier énormément entre deux unités superposées, elle est constante dans le niveau considéré. Aussi a-t-on des passées grossières (blocs de 15 à 40 cm) et des passées fines (blocs de 1 à 5 cm), toutes ayant une matrice cendreuse vésiculée.

Le pendage de ces brèches n'a pu être mesuré car il n'y a aucune coupe naturelle longitudinale. Il semblerait cependant, d'après des mesures faites dans des grattages, que la pente moyenne serait inférieure à 5°.

Tout comme les brèches zonées trachyandésitiques, le conglomérat des Arzaliers ne présente aucune figure de type sédimentaire (litages entrecroisés notamment), ni de retombées aériennes (bomb-sag, granoclassement, rythmicité). Par contre, de nombreux critères (matrice et blocs vésiculés ; disposition des blocs dans les unités ; enchâssement des blocs entre deux niveaux fins non perturbés) font inmanquablement penser à des écoulements pyroclastiques. De surcroît, la composition uniformément latitique (l'aspect en apparence polygénique n'est lié qu'à des variations de l'état physique de ces latites) paraît difficilement compatible avec un apport détritique.

Dans le virage de la route D 39 situé 30 m avant l'embranchement de la route des Arzaliers, une venue bréchique semble dessiner un pli. Je pense qu'il s'agit là du cascading local, à l'état visqueux, d'un écoulement pyroclastique que l'on voit en coupe transversale. Il se pourrait aussi que ce soit le résultat d'un tassement.

Par sa position, sa composition chimique et son aspect caractérisé par l'émoussé des blocs, ce conglomérat des Arzaliers apparaît comme nettement différent des brèches trachyandésitiques qui l'encadrent. La disposition des affleurements de ces brèches conduisent à penser que ces écoulements se sont épanchés dans une paléo-vallée, d'orientation N-S, creusée dans les brèches trachyandésitiques zonées. La base du talweg se situerait vers la cote 1 030. Par analogie de composition pétrographique, on est en droit de supposer que sa mise en place est contemporaine de celle des latites du secteur du Plomb du Cantal (puy du Rocher, Rochers de Chamalière, Prés Marty) qui terminent le cycle trachyandésitique néo-cantalien.

I.2. Les brèches de la vallées de l'Épie

Dans la partie amont de cette vallée, c'est-à-dire depuis le

col de Prat de Bouc jusqu'au Cibial, les brèches trachyandésitiques n'apparaissent qu'en deux endroits, au travers d'une mince ouverture morainique relayée, sur les pentes, par les éboulis basaltiques issus des falaises planésiennes. De ce fait, les raccords entre les différents affleurements sont difficiles à établir et j'examinerai donc chaque affleurement séparément.

I.2.1. La brèche de la route D 39 de la Sagnette à Pierrefort

Sur la D 39 qui remonte le long de la planèze de Cézens, affleure assez mal dans le Bos del Blat, entre 1 230 et 1 250 m, une brèche trachyandésitique recouverte, après une lacune d'affleurement d'une dizaine de mètres, par une épaisse coulée basaltique. La bande affleurante haute de 1 à 2 mètres, laisse entrevoir une brèche hétérogène à éléments gris et à patine roussâtre. Les nombreux blocs de 5 à 20 cm de diamètre sont très vésiculés et ce, de façon irrégulière. En bordure de route, affleure une énorme masse lavique d'une centaine de mètres cubes au moins. Ses rapports avec la brèche encaissante sont très flous. En effet, le passage est continu entre le cœur du bloc et la brèche, par vésiculation de plus en plus intense. Les vésicules de ce bloc sont remplies irrégulièrement de produits divers : argiles bleutées et/ou cristaux de zéolites.

De par sa position stratigraphique, juste au-dessous des basaltes, ses aspects macroscopique et minéralogique, je classe cette brèche dans le même groupe que celles de la vallée du Brezons, étant entendu qu'elle peut représenter un faciès un peu différent des brèches trachyandésitiques zonées. Le bloc décrit plus haut ne serait en fait qu'un élément lavique non bréchifié d'un écoulement pyroclastique.

I.2.2. Les brèches du ruisseau de la Mouche

Au confluent des ruisseaux de l'Épie et de la Mouche, affleure sur moins de deux mètres de haut, une brèche trachyandésitique grossière, déjà signalée par A. de Goër de Herve (1972). Les blocs sont assez nettement anguleux, décimétriques, vésiculés, très rarement poncifiés. Le ciment scoriacé de même nature que les blocs, est très induré.

Par comparaison avec des faciès rencontrés dans la vallée du Brezons, je classe cette brèche dans les brèches trachyandésitiques zonées.

I.2.3. Conclusions

Les conclusions portant sur les brèches trachyandésitiques de la vallée de l'Épie, ne peuvent être très importantes pour la compréhension de leur dynamisme, vu l'exiguïté des affleurements. Leur intérêt est cependant très grand, car les brèches trachyandésitiques ne sont connues dans la vallée de l'Épie, qu'en deux endroits : le secteur de la Sagnette et à 1 140 m à l'aplomb du hameau de la Combe, et entre Farges (920 m), d'une part, et le Pont de Rochebrune, d'autre part (A. de Goër de Herve, 1972).

En admettant que les brèches trachyandésitiques de l'Épie se soient mises en place comme celles du Brezons, le long des flancs d'une vallée et ce, de façon continue, cela signifie que la vallée de l'Épie n'était alors qu'ébauchée. Lors de la mise en place de ces brèches, le réseau hydrographique n'avait peut-être pas le même tracé que l'actuel puisque les formations de l'ensemble latitique n'ont pas été érodées entre la Combe et Farges.

I.3. Les brèches de la vallée du Siniq (*Séniq*)

Sur la carte I.G.N. Murat 1/50 000, l'extrême partie amont de la vallée du Siniq ne représente que trois kilomètres au total, dont les deux tiers sont en domaine basaltique, le reste en domaine trachyandésitique. Largement ouverte en entonnoir dont les basaltes ont tapissé le fond, la vallée du Siniq s'encaisse rapidement dans les brèches trachyandésitiques et s'ouvre à nouveau avec un profil en U au niveau du Captat (*Captat*). Les flancs sont alors très raides, couronnés de basaltes, alors que le fond très plan, est occupé par des remplissages limno-glaciaires déposés derrière l'ombilic de Pont-la-Vieille.

Les brèches de la vallée du Siniq sont constituées par l'empilement classique de venues pyroclastiques trachyandésitiques. Leurs blocs sont ici très émoussés et ont une taille de 5 à 30 cm, ne variant pas ou très peu dans une même unité. La matrice fine, cendreuse, renferme parfois de très nombreux lapilli poncifiés jaunes.

En général, les discontinuités sont assez bien marquées dans les brèches, par de nettes différences granulométriques entre deux unités successives, encore que ce ne soit pas toujours une règle générale. Cette disposition donne une allure zonée à ces brèches. Les différentes venues, fines ou grossières, présentent toutes, en gros, la même structure. La base de chaque unité est cendreuse sur une épaisseur variable, puis la venue se charge en blocs épars ou jointifs selon la granulométrie. Le sommet de chaque venue est toujours formé de cendres fines semblables à celles de la base.

Accusant encore la zonation, s'intercalent entre 1 180 et 1 220 m, des cendres à lapilli et à petits blocs centimétriques trachyandésitiques, et des niveaux de ponces plus ou moins fibreuses et écrasées. L'aspect rythmique et souvent progressif de ces intercalations semble indiquer des niveaux de retombées aériennes. Cette interprétation pourrait être confirmée par la présence de très nombreux minéraux libres (feldspath et amphibole) dans ces affleurements. Si à 1 190 m, le contact entre la brèche trachyandésitique et les retombées est franc et sans bouleversement, en revanche, à 1 195 m, au niveau du ruisseau, des paquets demi-métriques de cendres et de ponces peuvent être emballés, roulés par la brèche trachyandésitique sus-jacente, dont le sens d'écoulement est parallèle à la direction de la vallée.

Chaque venue pyroclastique recouvre la précédente en suivant le cours du Siniq, parfois en la ravinant. Le pendage est généralement faible de l'ordre de 5 à 10° au maximum. Il semblerait, au moins par endroits, que ces brèches aient été canalisées et qu'elles aient suivi un parcours sinueux (paléo-Siniq). En effet, entre 1 090 et 1 120 m, affleurent en rive droite, une brèche à blocs de 10 à 50 cm et à matrice cendreuse, et en rive gauche, une brèche fine tuffacée. Elles semblent appartenir à la même unité pyroclastique dans laquelle les blocs occuperaient le centre de la venue et les particules fines, les bordures.

Les deux coulées de latite qui occupent le fond de la vallée, ont, elles aussi, un tracé sinueux par rapport au lit actuel du Siniq. Elles sont tantôt en rive droite, tantôt en rive gauche, parfois sur les deux rives à la fois. Elles sont encaissées dans les brèches, comme on le voit bien en rive droite au niveau de la cascade du Captat, où le contact brèche-coulée est discordant et rubéfié.

Ces brèches bien qu'à éléments émoussés, ne présentent pas de figures de sédimentation. Le corps de chaque venue ne possède pas de caractères

de retombées aériennes. Pour les mêmes raisons que pour les brèches étudiées précédemment, je considère les venues bréchiques de la vallée du Siniq comme des écoulements pyroclastiques vrais.

Les niveaux de cendres et de ponces rencontrés entre 1 190 et 1 220 m ont nettement des caractères de retombées aériennes. Deux mécanismes peuvent les avoir produits :

- pluies de cendres et de ponces dues à un point d'émission distinct du centre émetteur des brèches, mais fonctionnant en même temps,
 - retombées du nuage accompagnant un écoulement pyroclastique.
- A l'appui de la deuxième interprétation, on constate que les lapilli poncifiés que renferment les cendres, ressemblent énormément à ceux contenus dans la matrice de la brèche.

I.4. Conclusions à l'étude des brèches trachyandésitiques

De l'étude comparative de ces divers affleurements de brèches trachyandésitiques, plusieurs points communs se dégagent :

- une zonation plus ou moins bien marquée par des niveaux de particules fines ou par de simples discontinuités ;
- la monogénie indéniable de chaque type de brèche ;
- le pendage faible (10° en moyenne), mais toujours marqué, souligné la plupart du temps par des trains de blocs dans la partie centrale de l'écoulement. Aucun bloc n'a été observé près de ses bordures.
- la présence de blocs de grande taille, non bréchifiés, qui sont de véritables trognons de lave ;
- de gros blocs enchâssés dans la masse bréchique qu'ils ne déforment, ni ne perturbent ;
- l'absence de figures de retombées aériennes, dans le corps de chaque écoulement ;
- l'écoulement très localisé, se fait en langues canalisées dans les paléo-talwegs.

Par ces différents caractères, ces brèches posent un problème dynamique délicat, parce qu'elles sont intermédiaires entre les dépôts de nuées ardentes (glowing-avalanches, glowing-clouds), ceux des ignimbrites et ceux des coulées de tufs. Hétérométrie et manque relatif de classement sont à rapprocher des caractères des nuées ardentes, alors que monogénie, aspect stratofide, matrice vitroclastique et blocs vésiculés rappellent les ignimbrites. C'est pour ce type de formation que P.M. Vincent (1974), dans sa classification des écoulements pyroclastiques, parle d'écoulements de brèches de type Cantal (cf. p. 9). Le modèle dynamique en a été discuté par J.P. Milési (1976) et P. Watelet (1977), dont je rappellerai les conclusions :

- éruption fissurale d'un magma trachyandésitique s.l., sous forte pression gazeuse ;
- détente brutale des gaz par différence de pression lithostatique, et vésiculation de la lave déjà amorcée dans le conduit d'alimentation et exacerbée à la surface ;
- écoulement sur des pentes faibles, dans les talwegs creusés dans les formations de l'ensemble latitique paléo-cantalien. L'écoulement laminaire peut parfois "buriner" ces formations antérieures.
- expansion des gaz qui forment un véritable tapis roulant, ou plutôt un aérosol qui favorise l'écoulement sur des pentes faibles. Les blocs de petite taille, encore chauds, explosent, alimentant ainsi la masse bréchique en gaz, alors que les gros éléments certainement un peu plus froids, mais vésiculés, ne se fragmentent que sur leurs bordures.
- la présence de blocs au centre de l'écoulement peut traduire le simple fait que la pression hydrostatique était plus forte au sein de l'aé-

rosol que sur ses bordures, et qu'elle a neutralisé, en partie, l'expansion des gaz ;

- des ruptures au sein même de la masse en cours de bréchification, pouvaient se produire au niveau "d'accumulations gazeuses" génératrices de particules fines. Chaque sous-unité ainsi déterminée pouvait se déplacer à une vitesse différente de celle de ses voisines, comme les filets d'écoulement dans tout fluide en mouvement rapide. De ce fait, il est aisément concevable que des blocs, parfois de grande taille, soient enchâssés dans les niveaux fins qui les moule sans être pour autant déformés.

- il est possible que ces écoulements à haute température, canalisés dans des dépressions, aient vaporisé l'eau de ruissellement, ce qui augmente d'autant l'expansion gazeuse. Cette hypothèse demande à être vérifiée car je n'ai jamais observé de tuyaux de dégazage.

I.5. Les formations laviques associées aux brèches trachyandésitiques

Nous venons de voir qu'il subsiste dans les brèches trachyandésitiques, des masses laviques résiduelles (trognons) qu'il convient de ne pas confondre avec des intrusions. Mais il existe aussi des intrusions vraies ; la plupart ont été reconnues dans la vallée du Brezons, car leur observation y est plus aisée.

I.5.1. Une coulée intrabréchique (H 704)

J'ai cartographié, à la partie sommitale de l'ensemble bréchique, une petite coulée localisée dans le ruisseau de Peyregrosse, au niveau de la route de Serverette. Elle est formée par un trachyandésite fluidal à pyroxène, qui se débite en plaquettes.

La caractéristique principale de cette coulée réside dans la faible taille des phénocristaux de plagioclase bien orientés, ce qui la différencie bien des laves bréchifiées très porphyriques. De plus, cette coulée montre très souvent des amas plus grenus, formés de plagioclases et de pyroxènes.

La faible taille relative des phénocristaux de plagioclase pourraient être un indice pour différencier une coulée de l'ensemble bréchique d'une de l'épisode des trachyandésites des sommets beaucoup plus porphyrique en général. Cette constatation avait déjà été faite par J.P. Milési (communication orale).

En cassure, les parties compactes de la coulée du ruisseau de Peyregrosse, varient du gris au gris beige, ce qui leur donne un aspect bicolore particulier. Il est à noter que dans les parties vésiculées, les ferromagnésiens paraissent assez résorbés.

I.5.2. Les extrusions contemporaines

Plusieurs extrusions ont été reconnues, notamment dans le ruisseau des Cros. Elles se présentent sous la forme de dômes décimétriques à écorce bréchique fumerollisée. La plus caractéristique se situe à 910 m, en rive gauche du ruisseau des Cros. C'est une masse lavique d'une dizaine de mètres dans ses plus grandes dimensions, qui se présente en creux par rapport à son écorce bréchifiée et vitreuse, et aux brèches trachyandésitiques qui l'encadrent. A cette masse lavique, sont associées plusieurs digitations de même nature, observables au sein des brèches environnantes. Il peut s'agir de filons intrusifs dans les brèches antérieures ou de copeaux du dôme entraînés par les brèches postérieures.

La lave grise, constituée par une latite à hornblende (I 905a) peu porphyrique, se débite facilement en blocs polygonaux déterminés par les joints concentriques et des joints disposés en gerbes.

La mise en place de ce dôme s'est faite entre deux venues bréchiques : l'une inférieure, non déformée, un peu fumerollisée à sa partie supérieure ; l'autre supérieure, déformée par le franchissement de l'obstacle et entièrement fumerollisée à son niveau.

I.5.3. Les dykes postérieurs

De nombreux dykes, de nature variée, recoupent l'ensemble bréchique. Très souvent, ils apparaissent dans le fond des ruisseaux où ils déterminent des cascades. Ces intrusions se sont très probablement étagées dans le temps, et peuvent peut-être, grâce à leur nature pétrographique, se rattacher à des épisodes connus :

- les dykes trachyandésitiques sont les plus nombreux et peuvent être rapprochés des coulées terminales de l'ensemble trachyandésitique néo-catalien. Leur fréquence est d'autant plus grande qu'ils se situent près de la zone des sommets.

- le dyke latitique de Liverninx (*Livernens*) mérite une mention spéciale. Il affleure le long de la route, au niveau du hameau. Ce dyke de 50 cm de puissance, se développe en sills successifs pouvant atteindre 3 à 5 m d'épaisseur. Les parois froides et vitreuses sont très nettes.

- les dykes de leucobasaltes pourraient se rattacher soit à l'épisode des coulées terminales de l'ensemble trachyandésitique, soit à celui du dyke du col de Chèvre. Un de ces dykes se situe au pont coté 1 001 m, sur le ruisseau de Lustrande. Large de 30 cm, il présente des parois froides très nettes. Sur son passage, la brèche trachyandésitique est pyrométamorphisée sur une dizaine de centimètres. L'autre dyke détermine la cascade 1 390 m dans le ruisseau d'Encloux. Ce dyke épais de 1 m environ, est régulièrement prismé horizontalement, et a un débit laminaire vertical. La lave finement vacuolaire est presque aphyrique (E 603).

- les dykes basaltiques sont très nombreux et se rattachent aux basaltes supra-cataliens. Les plus caractéristiques se situent :

- . dans le ruisseau de Livernade où un dyke détermine la cascade 1 090 m (la Praissinette). Le ruisseau a tranché ce filon basanitique à sa partie supérieure, en deux crêneaux pittoresques en périodes d'étiage.

- . dans le fond du Brezons, à l'amont du Bourguet.

- . au confluent des ruisseaux de l'Épie (*ruisseau de la Jambe*) et de Prat de Bouc (*l'Épie*). Ce dyke est formé par une basanite à néphéline et leucite (G. Boudon, 1979).

- . le long de la route des Arzaliers où un dyke de 30 cm de puissance, constitué par une basanite à nodules de péridotite et à blocs de socle, recoupe verticalement le conglomérat des Arzaliers. Ce filon peut être mis en parallèle avec une des coulées du puy Tario qui renferme les mêmes éléments en grande quantités.

- . dans le ruisseau de la Belle-Viste où un filon de basalte doléritique détermine une petite cascade à la cote 1 370.

II. LES TUFES PONCEUX LITES INTERCALAIRES

C. Maurizot-Blanc (1974), J.P. Milési (1976), P. Watelet (1977) et A. de Goër de Herve (1981) ont décrit dans la partie orientale du Cantal, des formations de retombées de ponces et de cendres latitiques qui se placent vers le début et vers la fin du cycle des brèches trachyandésitiques zonées. P. Watelet (1977) les qualifie de tufs intercalaires inférieurs ou supérieurs selon leur position relative par rapport aux brèches. Dans le secteur étudié,

seuls les tufs lités intercalaires supérieurs ont été reconnus avec certitude dans les vallées du Brezons et du Siniq. Les formations analogues dans la vallée de l'Epie ont une position stratigraphique indéterminée.

II.1. Ruisseaux de Prat de Bouc et de l'Epie

A 1 210 m dans le ruisseau de Prat de Bouc (*l'Epie*), affleure un dépôt lité, granoclassé et rythmé, formé de retombées de cendres et de ponces, situé au-dessous d'une coulée de latite appartenant à l'ensemble des trachyandésites des sommets.

Entre 1 270 m et 1 340 m, affleure dans le ruisseau de l'Epie (*ruisseau de la Jambe*), un dépôt de retombées de cendres et de ponces, coincé entre des projections basaltiques d'un spatter-cone et les brèches trachyandésitiques du ruisseau de la Mouche. Ce dépôt présente les mêmes caractéristiques que celui du ruisseau de Prat de Bouc. Les ponces aplaties et argilisées sont associées à de petits lapilli. A 1 320 m, au resserrement de la gorge, ce dépôt est directement recouvert par les projections basaltiques, en rive gauche du ruisseau. Entre 1 320 et 1 340 m, ce dépôt de retombées affleure en rive droite, alors qu'il disparaît en rive gauche sous les formations basaltiques. Au niveau de la cascade déterminée par un dyke demi-métrique de basanite, il se termine par une alternance régulière de lits de cendres très fines et de lits mixtes de ponces et de lapilli. Le pendage de la formation est de 30° N.

II.2. Ruisseau de Lavergne

A 1 100 m, en rive gauche d'un des méandres du ruisseau de Lavergne, affleure assez mal un dépôt lité, rythmé, parfois granoclassé, formé de retombées de cendres et de ponces. Sa position stratigraphique est mal définie entre les projections et les coulées basaltiques qui le recouvrent, et les brèches attribuées à l'ensemble latitique paléo-cantalien.

II.3. Ruisseau de Gerbel (Fig. 11)

Entre 1 360 et 1 400 m, affleure dans les genêts bordant le ruisseau de Gerbel, un dépôt très rythmé et lité. Il est intercalé entre les brèches trachyandésitiques affleurant à 1 350 m, et les coulées basaltiques planésiennes non observées sous un important éboulis.

L'horizon A (Fig. 11) contient à la fois des sables et de gros lapilli. Leur présence est compréhensible car cet affleurement se situe près des centres d'émissions supposés être localisés dans la région centrale.

Bien que les conditions d'affleurements n'aient pas permis l'observation de figures de sédimentation nettes, il me paraît logique de considérer l'horizon B comme un niveau alluvial intercalé dans cette formation de retombées.

Cette formation de retombées diffère légèrement des tufs lités ponceux intercalaires reconnus par les auteurs précédents, dans des domaines relativement externes, qui ne contiennent que des ponces, des cendres et de petits lapilli (< 1 cm).

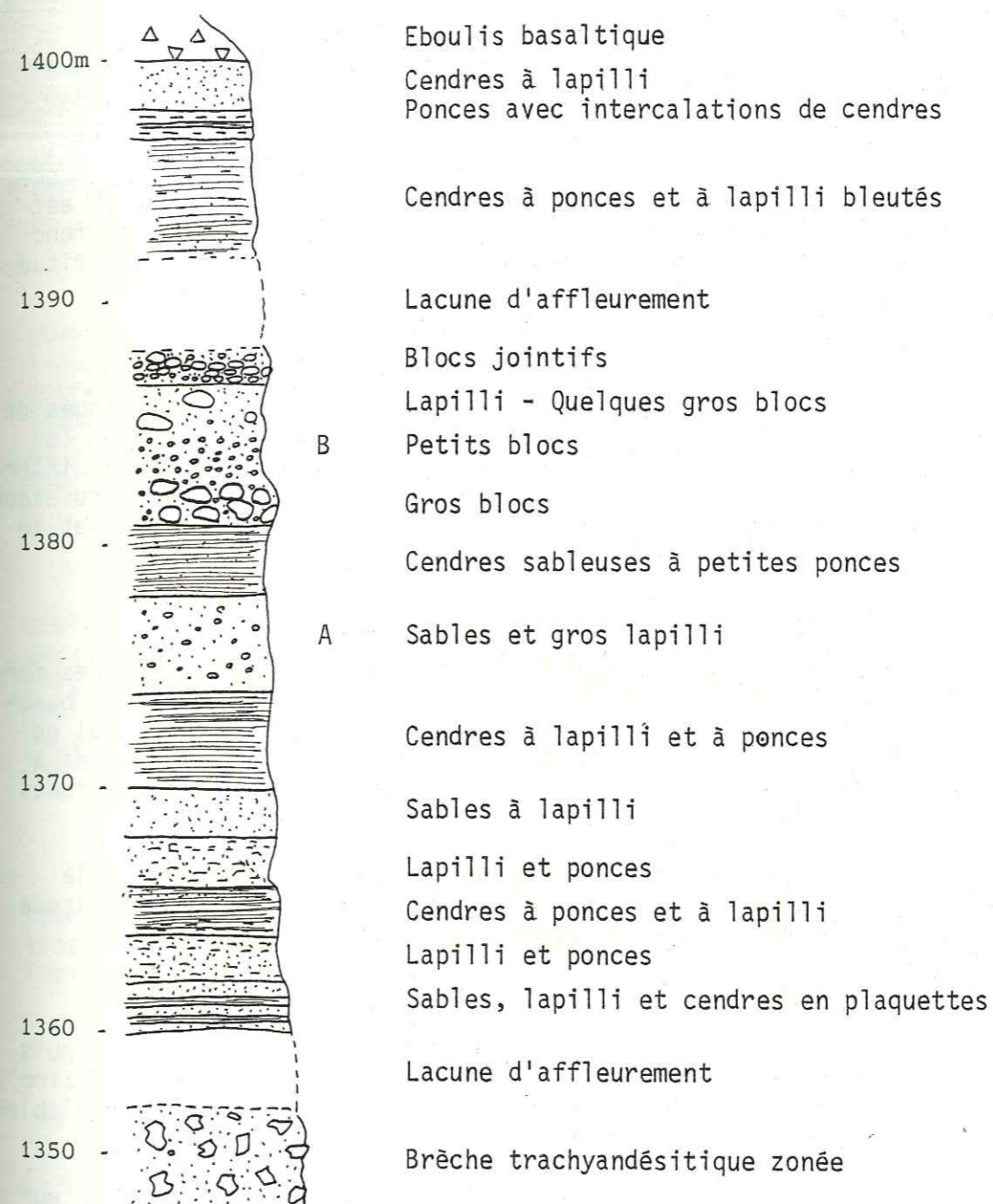


Fig. 11: Les tufs lités intercalaires supérieurs du ruisseau de Gerbel

II.4. Ruisseau de Livernade

Entre 1 310 et 1 350 m, dans le cours principal du ruisseau, une formation litée, formée de cendres et de ponces, est rubéfiée par une coulée de trachyandésite des sommets. Les ponces de ce niveau de retombées sont jaunes ou blanchâtres, et très argilisées. Elles sont associées à de nombreux feldspaths libres. Les niveaux de cendres ont une teinte rougeâtre, et peuvent renfermer des blocs arrondis de trachyandésite dont la taille varie de 1 à 15 cm.

Je n'ai pas observé la base de cet affleurement, mais je pense que cette formation est postérieure aux brèches trachyandésitiques.

II.5. Ruisseau du Louvatier

Vers 1 400 m dans ce ruisseau, subaffleure, dans un éboulis mixte (basanites et trachyandésites), une formation d'environ 5 m de puissance, composée de retombées de cendres et de ponces. Le toit de cette formation est formé par une coulée de trachyandésite des sommets (H 901) canalisée, en fond de bateau, épaisse de 20 m environ au niveau du ruisseau. Le mur est constitué par les brèches trachyandésitiques zonées.

II.6. Ruisseau de Montréal

Dans une poche coincée entre les brèches trachyandésitiques et les coulées basaltiques planésiennes, un affleurement situé à l'aplomb de la cascade du Saut de la Truite, a été cartographié en volcano-sédimentaire intercalaire sur la carte Vic-sur-Cère, 1/50 000 (1975). Ce dépôt de 10 m de puissance, présente toutes les caractéristiques des niveaux de retombées de cendres et de ponces : litage, alternance, granoclassement, rythme.

II.7. Ruisseau du Siniq (Séniq)

Dans le fond du vaste entonnoir du Siniq, j'ai observé des formations de retombées de cendres et de ponces rubéfiées par les coulées de basanites issues tant du secteur du puy Gros que de celui de la fissure du col de Chèvre. Ces retombées ne contiennent pas de blocs basaltiques et affleurent à la faveur de petits ressauts constitués par les coulées basanitiques métriques ou demi-métriques, entaillées par le ruisseau.

Je n'ai pas observé la base de cette formation, mais je la crois postérieure aux brèches trachyandésitiques qui affleurent à une altitude moindre. L'épaisseur estimée de ces retombées est d'environ 40 m.

II.8. Remarques

De nombreuses formations appelées autrefois "cinérites", puis plus récemment englobées sous le vocable compréhensif de "volcano-sédimentaire" se révèlent être des retombées rythmiques de cendres et de ponces vraisemblablement à partir de panaches de type plinien.

La puissance de 40 m minimum de ces retombées dans le secteur étudié, appelle un rapprochement possible avec le développement des lahars qui, plus au Sud, s'étendent jusqu'aux abords de la Croix-Barrez, soit à environ 35 km du centre du massif. Ces lahars à matrice cendro-ponceuse, riches en poches d'argiles, emballent toujours de gros panneaux de brèches trachyandésitiques. Un rapprochement analogue a été fait dans l'Est du massif, par A. de Goër de Herve (1981), entre les puissants lahars du bassin de Saint-Flour et les tufs lités ponceux, supérieurs au versant droit de l'Alagnon.

III. LES FORMATIONS TERMINALES

L'ensemble trachyandésitique se termine dans le secteur étudié, par des émissions essentiellement laviques de plusieurs types : leucobasaltes, ordanchites et trachyandésites s.l. des sommets.

III.1. Les leucobasaltes

Ces laves forment des coulées bien individualisées, peu épaisses (5 m au maximum), à allure basaltique. Elles se placent apparemment à tous les niveaux de l'ensemble bréchique (N. Vatin-Pérignon, 1966), mais elles apparaissent dans le secteur étudié vers la fin de ce cycle. J'assimile ces roches assez porphyriques aux labradorites (R. Brousse, 1961 ; N. Vatin-Pérignon, 1966) et aux trachyandésites basiques (J. Demange, 1974).

III.1.1. La coulée du cirque d'Encloux (E 501)

A 1 470 m dans le cirque d'Encloux, sous le puy de la Cède (*puy de la Croix*), affleure une coulée de leucobasalte à débit en plaquettes lié à un écoulement laminaire. Cette coulée se suit facilement dans le versant, entre 1 470 et 1 420 m, et pourrait être encadrée par des brèches trachyandésitiques et les coulées de trachyandésites des sommets (à orthopyroxène) du puy de la Cède. La lave est riche en phénocristaux de feldspath, de pyroxène et d'olivine.

III.1.2. La coulée de Serverette (H 709)

Derrière le hameau de Serverette, affleure à 1 240 m, une coulée grossièrement prismée, formée par un leucobasalte très sombre et tenace. Apparemment peu cristallisée, cette lave renferme de nombreux phénocristaux de plagioclase miroitant, de pyroxène et d'olivine demi-millimétriques. Le débit des prismes rappelle celui de certains basaltes, car on peut observer le passage d'un faciès à altération sonnenbrenner à un faciès microdoléritique sain. Cette coulée paraît être immédiatement antérieure aux ordanchites.

III.1.3. La coulée du puy Brunet (E 301)

La dernière coulée du puy Brunet est constituée par un leucobasalte reconnu comme labradorite par N. Vatin-Pérignon (1966) ou comme trachyandésite basique par J. Demange (1974). Cette lave plus que toute autre, a un faciès de trachyandésite porphyrique.

III.2. Les roches ordanchitiques

Le terme "d'ordanchite" a été créé par A. Lacroix (1917) pour désigner les "téphrites à haüyne" des Monts Dore et du Cantal. L'appellation de "trachyandésite à haüyne" utilisée par A. Michel-Lévy (1891) et par M. Boule (1900) me paraît plus appropriée (cf. p.264).

A. de Goër de Herve et N. Vatin-Pérignon (1966) ont dressé un inventaire des gisements connus de ces ordanchites cantaliennes. Les gisements découverts dans le secteur étudié étaient inconnus jusqu'alors.

III.2.1. Les coulées de l'Etaplou et de Serverette

Elles affleurent sous la forme de deux coulées métriques superposées dans le ruisseau de Peyregrosse. La plus basse se développe vers l'aval de la vallée, au niveau de l'Etaplou, en une coulée (H 702a) d'une dizaine de mètres d'épaisseur (1 250 m). La seconde semble moins étendue et n'a été reconnue qu'au niveau du ruisseau (1 260 m).

Sur le sentier conduisant du hameau de Serverette à sa "Montagne", j'ai trouvé, dans les formations pyroclastiques basaltiques de l'ensemble supra-cantalien, quelques blocs décimétriques de nature ordanchitique. Il se pourrait que quelques blocs soient de nature phonolitique.

Ces deux coulées d'ordanchite reposent normalement sur l'ensemble des brèches trachyandésitiques. Elles sont séparées par une semelle scoriacée, formée de petits blocs et de lapilli de même nature que la lave, noyés dans une matrice argilisée. Par endroits, affleurent des tufs fins, de couleur brique, renfermant quelques lapilli violacés, bleuâtres ou poncifiés et blancs.

La lave peu vésiculée, à écoulement laminaire, se débite en lauzes centimétriques, toutefois plus minces à la base de la coulée qu'au sommet. Quelquefois, s'observent de petits blocs scoriacés emprisonnés au sein de la lave. Macroscopiquement, peu de minéraux sont visibles. Cependant, vers le haut de la coulée, se reconnaissent quelques cristaux de plagioclase associés à de très rares pyroxènes et amphiboles, parfois centimétriques. Les feldspathoïdes sont difficiles à identifier à ce niveau de la coulée. Ils se présentent sous la forme de globules incolores ou rouges, alors que dans les plaquettes basales noires, ils possèdent leur couleur bleue classique. Ces mochetures millimétriques sont aussi accompagnées par d'autres minéraux globuleux blancs.

De grosses enclaves décimétriques, de couleur claire, se rencontrent vers le haut de la coulée. Il s'agit probablement de roches trachyphonolitiques ou phonolitiques.

III.2.2. Les blocs de "phono-téphrite" de la fissure du col de Chèvre (D 502)

Les ordanchites affleurent ici sous la forme de blocs déci-à demi-métriques, disséminés au-dessus de la brèche d'explosion de la fissure du col de Chèvre (cf. p. 90). Je n'ai pas retrouvé la coulée ou le dôme originel, correspondant à ces blocs ; peut-être est-il (ou elle) masqué profondément par les formations basaltiques, et ces blocs ont-ils été remontés lors des explosions ? Il est peu probable que ces blocs soient des blocs erratiques vu leur position sur une arête commune à deux cirques assez profonds, et l'absence de telles laves en amont de cet affleurement.

Cette lave compacte, résistante, a un faciès trachyandésitique porphyrique. Sur la couleur sombre de la pâte, se détachent de nombreux phénocristaux millimétriques de feldspath et de pyroxène, et parfois d'assez rares feldspathoïdes bleus. Ce type de lave semblerait former plutôt des dômes que des coulées.

III.3. Les cendres grises de Serverette

Situées latéralement et à une altitude supérieure aux ordanchites et reposant sur une brèche trachyandésitique, affleure sur 20 cm de hauteur, un niveau de cendres grises. Elles sont recouvertes par les produits du maar de Serverette (cf. p. 69). Ce niveau tuffacé pourrait constituer l'extrême sommet de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien, si on l'assimile à des niveaux semblables décrits par P. Watelet (1977) sous la planèze du Limon.

III.4. Les trachyandésites des sommets

Les trachyandésites des sommets forment un ensemble composite de coulées, de brèches et d'intrusions. Localisés dans la partie centrale du massif, ils en constituent la plupart des hauts sommets : puy du Rocher (1 813 m), de Peyre Arse (1 806 m), Brunet (1 806 m), Mary (1 786 m), de la Cède (1 768 m), de Seycheuse (1 650 m), etc.

Stratigraphiquement, cet ensemble se surimpose à celui des brèches trachyandésitiques zonées, et se situerait sous la couverture basaltique

planézienne (A. de Goër de Herve, 1972). Dans le secteur étudié, l'extension maximum vers le Sud, pour ce type de coulées, semble se situer au niveau des vacherries du Louvatier où affleure la dernière coulée trachyandésitique porphyrique reconnue.

La structure porphyrique de toutes ces laves, quel que soit le mode de mise en place, est un caractère constant. Sur le terrain, il est toujours facile de différencier une coulée de trachyandésite des sommets toujours porphyrique, d'une coulée de l'ensemble bréchique toujours peu porphyrique.

La plupart des produits trachyandésitiques s.l. de cet ensemble, sont issus de la grande bande volcanisée de la ligne de crête du Plomb du Cantal. Orientée N 30, cette fissure est jalonnée, du Sud au Nord, par : les puy Gros (basaltes), de la Cède, Brunet, Cantalon (trachyandésites), le Plomb du Cantal (basanite), les puy du Rocher, de l'Aiguillon, de la Sagne du Porc, le Peyre Ourse (trachyandésites), et le complexe filonien de la forêt de Belles-Aigues. Cette fissure longue de près de 11 km, a donc fonctionné pendant un laps de temps assez long au cours de l'histoire du Cantal, car elle a émis des coulées pyroclastiques et des coulées trachyandésitiques (J.P. Milési, 1976), et des basaltes supra-cantaliens, une émission tardive de basanite potassique ayant formé le Plomb du Cantal vers 3 Ma. (H. Bellon et al., 1972 ; J.C. Baubron et J. Demange, 1976 ; J.M. Cantagrel et al., 1977). Cette fissure n'a pas été la seule à émettre des trachyandésites et il faut lui adjoindre quelques événements annexes tels que : les Rochers de Chamalière et l'Arpon du Diable. Quelques coulées sans racines visibles, ont par ailleurs été rencontrées.

III.4.1. L'activité explosive

Ce type d'activité se traduit par des formations pyroclastiques limitées à deux secteurs voisins : le col de la Pourtoune et l'Arpon du Diable.

III.4.1.1. La fissure du col de la Pourtoune

III.4.1.1.1. Le secteur du col de la Pourtoune

La ligne de crête du Plomb du Cantal présente au niveau du col de la Pourtoune, une activité fissurale explosive. Depuis le puy Brunet au Nord jusqu'au puy de la Cède au Sud, affleurent de façon continue des projections scoriacées, soudées, très porphyriques, de nature trachyandésitique.

Dans la plupart des cas, les affleurements sont formés par des empilements quelconques de scories soudées. Au contraire, juste au-dessous du puy Brunet, plusieurs falaises montrent des empilements rythmés et stratifiés. L'épaisseur des strates peut atteindre 3 m. Les pendages mesurés ont une valeur moyenne de 20° SE, pouvant parfois atteindre 40° E. Peut-être ces pendages sont-ils primaires, ou bien dus simplement à des tassements ou des glissements des falaises le long des versants ? Ces dépôts s'altèrent en boules centimétriques très instables et/ou en grands blocs de 5 à 10 m de diamètre qui peuvent rouler dans l'amphithéâtre de Grandval.

Dans ces scories soudées, se rencontrent d'assez nombreuses masses laviques informes, plus ou moins vésiculées, dont les contacts avec les scories encaissantes sont assez tranchés. Vu leur aspect, je ne pense pas que ces paquets de lave aient été projetés, mais que ce sont des injections dans un rempart de scories (spatter-rampart), caractéristiques des produits situés dans et/ou à proximité des fissures éruptives.

Cet ensemble de scories soudées est recoupé par un grand dyke trachyandésitique, formé par une lave porphyrique. Ce filon montre, suivant une direction N 130, un alignement de crêtes déchaussées par l'érosion, dans l'amphithéâtre du buron de Ferval, au Sud de l'Arpon du Diable.

En de très nombreux endroits, au Sud du col de la Pourtoune, ces scories soudées sont traversées par des dykes basaltiques (basanites semi-porphyriques, saines ou à altération sonnenbrenner ; basanites vitreuses). La plupart de ces filons ont une orientation soit N 130 (prédominante), soit NS ; un seul a une direction différente : N 20.

III.4.1.1.2. Le secteur Sud du puy de la Cède

Dans le petit col situé entre la dernière coulée du puy de la Cède et le bois de Grandval, affleurent des brèches de scories soudées, de nature trachyandésitique. Comme dans le secteur du col de la Pourtoune, ces brèches présentent des blocs arrondis, vésiculés, mêlés à de petits lapilli scoriacés. La couleur d'ensemble est bleutée ; elle passe au rouge quand les scories sont injectées de masses laviques vésiculées.

Ces affleurements semblent se poursuivre sous la coulée du puy de la Cède en direction du NW. Malheureusement, l'observation ne peut pas être poussée très loin car cette coulée alimente un éboulis assez important qui couvre toutes les formations, jusqu'au pied de la falaise trachyandésitique.

III.4.1.1.3. Conclusions

Ces fissures ont émis le même type de projections qu'il est correct, je pense, d'attribuer à une activité de spatter-cones alignés sur une fissure. De ce fait, les deux secteurs sont à rapprocher bien que les deux fissures aient des orientations différentes : N 30 pour celle du col de la Pourtoune, N 130 pour celle du secteur Sud du puy de la Cède. Un schéma comparable se retrouve avec le même type de dynamisme, dans le même secteur, au cours des épisodes basaltiques planéziens (cf. fissure du col de Chèvre).

III.4.1.2. L'Arpon du Diable

Situé à l'Ouest du puy Brunet, l'Arpon du Diable forme un éperon qui s'avance en direction de la vallée de la Cère. Cet ensemble est assez complexe car il présente deux types d'activités, assez nettement différentes : entre 1 800 et 1 777 m (sur la crête) affleurent des brèches qui sont relayées, vers l'Ouest, par une intrusion et des coulées.

Il s'agit de brèches monogéniques, trachyandésitiques, du type "trachyandésites des sommets", de par le porphyrisme des blocs. La matrice des passées fines contient de nombreux lapilli et des blocs poncifiés. De loin, les formations constitutives de l'Arpon du Diable, surmontées par celles du puy Brunet, ont un aspect stratoïde bien marqué, accentué par l'attaque différentielle de l'érosion sur les différentes passées. A l'affleurement, ces brèches trachyandésitiques perdent une grande partie de leur aspect stratoïde. La formation est très hétérogène et présente de bas en haut de la falaise :

- une base grossièrement stratifiée, formée de une ou deux assises épaisses de 5 à 10 m, de brèches à blocs anguleux de 10 à 50 cm ;
- suivent plusieurs niveaux métriques présentant les mêmes caractères bréchiens (5 à 10 m de hauteur) ;
- puis viennent des passées discontinues, en lentilles se ravinant les unes les autres, formées par des brèches à granulométrie très variable. Une venue très fine sans blocs peut être recoupée par une passée à blocs métriques vésiculés (20 à 30 m) ;

- le sommet de la formation se termine par des niveaux beaucoup plus fins, constitués par des brèches dont les blocs n'excèdent jamais 15 cm. Les passées fines sont nettement prédominantes. L'épaisseur de chaque venue ne dépasse que rarement 50 cm.

Bien que grossièrement litées, ces brèches ne présentent aucune zonation, ni stratification. Les pendages sont toujours forts, de l'ordre de 30 à 40°. Leur direction est variable selon les points de mesure. Franchement Est juste au-dessous du puy Brunet, ils passent au Sud dans le secteur de l'intrusion. Dans quelques niveaux, j'ai pu observer des blocs de taille importante se situant à la limite de deux niveaux bréchiens fins, sans les perturber.

N'ayant relevé ni granoclassement, ni rythmicité, ni traces d'impacts, je pense pouvoir rattacher les brèches de l'Arpon du Diable, du point de vue dynamique, à des dépôts de déferlantes basales. Elles se sont mises en place à partir d'un appareil qui devait se situer dans l'amphithéâtre des Gardes, à peu de distance de la falaise actuelle.

Il est peut-être possible que les petits éléments jaunes observés dans les passées les plus fines, soient des éléments palagonitisés, plutôt que poncifiés.

Au-delà, au point coté 1 777 m, affleure une intrusion à tendance trachytique. Son allure est curieuse car, dans le bas de la falaise, il s'agit d'un dyke de 5 m de puissance, qui s'évase vers le haut en une sorte de dôme. Cette intrusion émet de très nombreux filons qui serpentent dans les brèches trachyandésitiques avoisinantes. J. Demange (1974) voit dans cette intrusion, l'alimentation de plusieurs coulées qui s'épanchent vers l'Ouest en direction du point coté 1 751. Personnellement, je n'ai pas vérifié cette hypothèse.

III.4.2. L'activité effusive

III.4.2.1. Les points d'émission

III.4.2.1.1. Le puy de la Cède (*puy de la Croix* ; "*puy Lacroix*")

Si la dénomination "*puy de la Croix*" me semble justifiée car j'ai trouvé, en parcourant le sommet de ce puy, une très grande croix de bois, de plus de 8 m de hauteur, couchée en contrebas de la coulée sommitale, celle de "*puy Lacroix*" me semble relever d'origines similaires à celles des monts "*Saporta*" et "*Albert Gaudry*". En effet, cette croix de grande taille devait se voir de fort loin, tant depuis les vallées de la Cère et du Brezons, que des sommets et des plateaux environnants, permettant une identification simple et originale de ce sommet (c'est la seule croix de tout le secteur).

Situé à l'intersection de deux fissures précédemment décrites (cf. p.45-46), le puy de la Cède a émis trois ou quatre coulées assez scoriacées en surface, qui se sont largement étalées vers le Sud. Toute la masse du puy de la Cède est trachyandésitique, à l'exception du petit sommet coté 1 768, formé par un dyke de basanite à altération sonnenbrenner (E 502).

Les laves sont des trachyandésites porphyriques, plus ou moins cristallisés. Dans les premières coulées, les feldspaths et le pyroxène ont une taille millimétrique, tandis que l'amphibole forme des aiguilles creuses pouvant atteindre 3 cm de longueur.

De nombreux dykes de basanites se rencontrent sur la ligne de crête en descendant vers le col de Chèvre. Un filon basanitique recoupe

Les diverses coulées au point coté 1 670, dans la partie Sud du puy. Les premiers affleurements sous forme de coulées ou de masses laviques attribuables aux basaltes planéziens ne se situent qu'en-dessous de 1 645 m, en direction du col de Chèvre.

Toutes ces observations modifient donc très sensiblement l'interprétation de J. Demange (1974) qui couronne le puy Lacroix de basaltes des plateaux.

III.4.2.1.2. L'ensemble puy Brunet - Cantalon

Le puy Brunet couronne les émissions pyroclastiques de l'Arpon du Diable à l'Ouest et celles du col de la Pourtoute au Sud. Ce puy a émis deux ou trois coulées dont on peut observer actuellement les écoulements en langues, sur la ligne de crête descendant vers le col de la Tombe du Père.

Si les premières émissions trachyandésitiques sont des laves porphyriques banales, la dernière coulée est constituée par un leucobasalte à faciès trachyandésitique (E 301). Des blocs de même nature se rencontrent déjà dans le sommet de la formation pyroclastique du col de la Pourtoute.

Un dyke de basanite semi-porphyrrique recoupe les coulées de trachyandésite au niveau du Cantalon à la cote 1 820.

La coulée de leucobasalte pose un problème intéressant, mais pratiquement insoluble avec des arguments de terrain : quelle est sa position stratigraphique par rapport aux ensembles trachyandésitique et basaltique supra-cantalien ? Deux solutions sont possibles :

- cette coulée est contemporaine de la plupart des laves du même type, couronnant l'ensemble bréchiq, auquel cas les trachyandésites des sommets sont, en totalité ou en partie, contemporains des brèches trachyandésitiques
- cette coulée est postérieure à l'édification des planèzes et est contemporaine du dyke de leucobasalte qui recoupe les formations basaltiques de la fissure du col de Chèvre. Dans ce cas, il n'est pas exclu qu'une partie des trachyandésites puisse être postérieure ou contemporaine des basaltes.

Dès lors, seule la géochronologie, compte tenu de ses limites d'investigation, pourra peut-être résoudre le problème.

III.4.2.1.3. Le secteur du Plomb du Cantal

A 300 m au Nord du Plomb du Cantal, affleure un empilement d'une dizaine de coulées trachyandésitiques, s'étageant de 1 640 à 1 806 m. Il s'agit très probablement d'un point de sortie dont les émissions laviques se sont enfilées dans le versant en direction du cirque du Cantal. Ces coulées d'une épaisseur variant de 5 à 10 m, servent d'assise à la gare supérieure du téléphérique. Près des quais d'embarquement, pouvaient se voir des intercoulees scoriacées. Toutes ces coulées sont très porphyriques et se reconnaissent, à l'oeil nu, des plagioclases, des pyroxènes, des amphiboles millimétriques, ainsi que, parfois des biotites.

Ce point d'émission est peut-être à l'origine de toutes les coulées trachyandésitiques dont on ne voit pas l'enracinement dans le cirque du Cantal.

III.4.2.1.4. Le puy du Rocher

Culminant à 1 813 m, ce haut sommet offre un panorama magnifique sur les hautes vallées de la Cère et de l'Alagnon.

Ce puy exclusivement effusif s'est installé un peu, je pense, comme le puy de la Cède, à l'intersection de deux fissures de directions différentes (N 30 et N 130), l'une comportant le complexe de l'Aiguillon, l'autre les Rochers de Chamalière.

Huit à dix coulées ont été émises par le puy du Rocher et se sont épanchées dans le cirque du Cantal. Les dernières de ces coulées ont été recoupées en plusieurs endroits par la piste du col de Prat de Bouc à la gare supérieure du téléphérique, en passant par le Pas des Alpains. Les laves sont des trachyandésites s.l. porphyriques du type classique (amphibole et pyroxène) ou, pour les dernières, du type latite (nombreuses biotites).

Le début de piste qui descend vers le Super-Lioran, recoupe en-dessous du téléphérique, un dôme latitique qui affleure très mal entre 1 650 et 1 700 m.

III.4.2.1.5. Les Rochers de Chamalière

Dominant le grand cirque du même nom, les Rochers de Chamalière sont un des lieux de prédilection des anémones soufrées et des mouflons.

Cet événement a émis deux ou trois coulées de trachyandésite porphyrique. L'écoulement semble se faire un peu de tous côtés, mais avec une prédominance tout de même vers le cirque du Cantal. Un petit dôme latitique s'est mis en place à l'Ouest de l'événement présumé, un peu avant la dernière coulée trachyandésitique.

La position de cet événement est analogue à celle du secteur Sud du puy de la Cède par rapport à la ligne de crête du Plomb du Cantal.

III.4.2.2. Les coulées isolées

D'assez nombreuses coulées trachyandésitiques sans racines visibles ont été rencontrées. Quelques-unes d'entre elles peuvent être rattachées à un secteur volcanique basaltique bien précis (cf. cas de Grandval). D'autres viennent directement à la base des planèzes (Encloux, ruisseaux de Mandre, d'Inchastang, etc.) sans que l'on puisse les attribuer préférentiellement à tel ou tel événement.

La coulée trachyandésitique du ruisseau d'Inchastang (G 901a) est le type même de la coulée en fond de bateau. Au niveau du ruisseau où elle détermine une cascade, sa puissance atteint 30 m. Cette coulée s'amincit fortement et rapidement, de part et d'autre du ruisseau, pour disparaître en moins de 50 m.

Un problème comparable à celui posé par la coulée latitique du Lagnon (J.P. Milési, 1976), se retrouve dans les vallées de l'Epie et du Siniq (D 902). En effet, une ou deux coulées serpentent respectivement au fond de ces vallées. Peu d'informations ont été relevées sur le terrain. Ces coulées sont emboîtées dans les brèches des ensembles paléo-cantalien (Epie) et néo-cantalien (Siniq). Sont-elles contemporaines des autres trachyandésites des sommets ? Sont-elles postérieures aux laves planéziennes ? Si dans le cas du Lagnon, l'incertitude a pu être levée par une mesure géochronologique K/Ar (7,5 Ma.) effectuée par J.M. Cantagrel et al. (1977), âge qui l'apparente à l'épisode des trachyandésites des sommets, le problème reste posé pour les coulées de latite en fond des vallées du secteur étudié. Personnellement, je considère ces coulées comme des trachyandésites des sommets car elles sont très porphyriques.

III.5. Conclusions à l'étude des formations terminales de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien

Les trachyandésites des sommets apparaissent dans le centre du massif à la fin des émissions de l'ensemble trachyandésitique par augmentation en nombre et en volume des coulées par rapport aux écoulements pyroclastiques (J.P. Milési, 1976). Dans le secteur étudié, les brèches trachyandésitiques ne s'intercalent jamais entre les coulées terminales car je n'ai observé que la fin du cycle trachyandésitique. Il est possible aussi que je n'ai observé qu'une partie de ce cycle terminal car, si les formations terminales du secteur étudié sont semblables à celles qui ont été décrites par P. Watelet (1977) dans la Santoire, leur épaisseur et le nombre de coulées sont moindres.

L'antériorité des trachyandésites par rapport aux laves basaltiques planéziennes, semble attestée par :

- le nombre important de dykes basaltiques recoupant les trachyandésites, alors que l'inverse ne serait réalisé que dans un seul cas (cf. dyke de leucobasalte de la fissure du col de Chèvre) ;
- l'absence d'imbrication entre coulées trachyandésitiques et coulées basaltiques.

En revanche, deux observations faites dans le secteur étudié, semblent venir à l'encontre de cette supposition. Il s'agit :

- d'un dyke de leucobasalte (D 501) qui recoupe toutes les formations basaltiques de la fissure du col de Chèvre (cf. p. 92) ;
- d'une lave émulsionnée basalte-trachyandésite (s.l.) découverte sur la haute planèze de Cézens, au P.C. 1 531, dit de la Combe de Saure. Cette lave fait l'objet d'une étude pétrographique consignée dans le chapitre V portant sur les mélanges de laves.

Ces deux observations pourraient traduire soit une certaine reprise de l'activité trachyandésitique, soit la subsistance de poches différenciées ou en cours de différenciation pendant l'épisode basaltique supra-cantalien.

Si les trois coulées de latite en fond des vallées de l'Epie et du Siniq appartiennent, comme je le suppose, à l'épisode des trachyandésites des sommets, cela confirme l'existence de vallées au moins aussi profondes que les vallées actuelles, au moment de l'épanchement de ces laves. Il n'est pas impossible que, malgré l'absence de témoins basaltiques, ces vallées aient été comblées par les produits planéziens avant d'être exhumées par érosion.

Il me semble qu'il sera nécessaire d'utiliser un support géochronologique pour confirmer ou infirmer les observations de terrain, ainsi que pour clarifier la stratigraphie relative du centre du massif du Cantal. Cette étude géochronologique sera à doubler d'une étude pétrographique pour localiser l'orthopyroxène dans l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien. Il semble se situer dans les premières brèches émises, bien qu'il puisse se rencontrer à tous les niveaux. Cette observation rejoint celles de J.P. Milési (1976).

D. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Du point de vue stratigraphique, ce chapitre sur le volcanisme anté-planézien, a permis :

- la découverte des formations latitiques de l'ensemble paléo-cantalien, jamais reconnues jusqu'ici ;
- l'extension de l'échelle stratigraphique régionale (cf. Tableau I) à cette partie du massif. C'est ainsi qu'il apparaît de nombreux stades d'érosion et des lacunes importantes tant dans l'ensemble latitique paléo-cantalien (lacune

des brèches rouges et des brèches à éléments de socle) que dans l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien (lacune de toutes les brèches dites inférieures). Un terme local vient s'intercaler au sommet de l'ensemble trachyandésitique. Il s'agit des écoulements pyroclastiques des Arzaliers qui pourraient être contemporains des épisodes latitiques des trachyandésites des sommets.

- de montrer la correspondance stratigraphie-pétrographie dans le secteur étudié, avec la localisation de l'orthopyroxène dans les premiers écoulements pyroclastiques trachyandésitiques, alors que le sommet du cycle bréchiq ue aurait une tendance plutôt latitique.

- la découverte d'un dyke de leucobasalte recoupant toutes les formations basaltiques planéziennes de la fissure du col de Chèvre. Il serait donc possible que certaines laves trachyandésitiques s.l. soient plus récentes que certaines laves basaltiques.

- de poser le problème de la position stratigraphique des autres leucobasaltes du secteur. Si toutes ces laves sont contemporaines, une partie des trachyandésites des sommets leur sont antérieurs. Cette hypothèse, peu probable à mon avis, et la précédente seraient à vérifier par mesures géochronologiques.

Morphologiquement, il apparaît que :

- le cône latitique du paléo-Cantal est vaste. Sur des pentes faibles, se sont installées de nombreuses vallées parmi lesquelles la vallée du Brezons semble s'être rapidement individualisée, avant même la fin du cycle latitique ;

- si la vallée du Brezons est nettement individualisée au moment des premières éruptions de brèches trachyandésitiques, il n'en est pas de même pour la haute vallée de l'Epie, où les formations de l'ensemble latitique ne sont pas encore entaillées entre les villages de la Combe et de Farges ;

- le cône trachyandésitique est assez fortement entaillé par des cours d'eau avant même la fin de l'épisode néo-cantalien, ce qui a permis la mise en place des écoulements pyroclastiques canalisés des Arzaliers ;

- l'édifice bréchiq ue trachyandésitique n'est constitué que de quelques écoulements pyroclastiques, et son épaisseur ne doit pas excéder 30 à 50 m au maximum. Ces venues bréchiq ues se sont écoulées sur les faibles pentes du cône latitique sans en modifier notablement l'allure, avant de s'écouler dans les vallées.

Du point de vue dynamisme volcanique, l'étude de terrain :

- confirme les nombreux phénomènes décrits par J.P. Milési (1976) et par P. Watelet (1977). Comme dans la vallée de l'Alagnon, les brèches trachyandésitiques sont issues de points d'émission cachés par les formations postérieures (trachyandésites des sommets et/ou basaltes planéziens). Elles s'écoulent en langues canalisées par le réseau hydrographique, transversalement à la vallée.

- montre les relations entre les dômes latitiques et leur écorce vitreuse constituée d'obsidienne. Ces observations pourront peut-être éclairer d'un jour nouveau l'interprétation de certains affleurements de pechstein ou d'obsidienne connus dans le Cantal.

CHAPITRE II

LE VOLCANISME PLANEZIEN

Pendant longtemps, il a été admis que la quasi-totalité des "basaltes des plateaux" ont été émis par quelques grands volcans centraux : Plomb du Cantal, "Albert Gaudry" et "Mont Saporta" (J.B. Rames, 1879 ; P. Glangeaud, 1921), auxquels quelques événements secondaires auraient apporté leur contribution. Pour Y. Boisse de Black et P. Marty (1921), cinq grands volcans ont édifié le massif du Cantal : le "Mont Saporta", "l'Albert Gaudry", le puy Griou, le puy Violent et le puy Gros (Fig. 12).

Quelques auteurs ont cependant pensé qu'il devait exister une multitude de bouches disséminées sur les planèzes qu'elles auraient engendrées (F. Fouqué, 1882 ; M. Boule, 1900 ; J. Jung, 1946). Pour eux, l'érosion glaciaire aurait fait disparaître la majeure partie de ces événements. Des études détaillées des planèzes, entreprises conjointement depuis quelques années par les universitaires de Clermont-Ferrand et de Grenoble, ont confirmé ces dernières hypothèses.

Dès 1966, A. de Goër de Herve, dans son étude préliminaire de la Planèze de Saint-Flour, démontre la présence de ces événements dont la plupart se présentent sous la forme de collines surbaissées, constituées de projections scoriacées, très souvent masquées par des facteurs divers : végétation, moraines, éboulis des coulées sommitales. La variété des divers faciès pétrographiques a permis d'établir une carte d'extension des différents types basaltiques et une stratigraphie à valeur locale.

Cependant, d'après les cartes géologiques 1/50 000 de Riom-ès-Montagne (1973), de Vic-sur-Cère (1976) et de Pleaux (1978), les travaux de terrain n'ont mis en évidence qu'un nombre très limité d'événements. Les notices explicatives de ces mêmes cartes, ignorant les conclusions d'A. de Goër de Herve (1966 et 1972), suggèrent que les centres éruptifs principaux sont localisés dans la partie centrale du massif, c'est à dire sur la coupure Murat, 1/50 000. De ce fait, la Planèze de Saint-Flour semblait être une exception dans cet immense massif cantalien, jusqu'à ce que P. Watelet (1977) démontre à son tour, la présence de points d'émission basaltiques sur les plateaux de Golneuf et du Limon. G. Boudon (1979) en a fait de même sur la totalité de la planèze de Chalinargues, et sur les têtes des planèzes de Trizac, du puy Violent et de Salers.

Pour ma part et parallèlement à G. Boudon, j'ai essayé de recenser le maximum d'événements visibles sur les hautes planèzes de Cézens, de Malbo et du puy Gros, tout en tentant de pousser l'analyse dynamique du volcanisme planezien plus loin que ne l'avait fait A. de Goër de Herve (1972) sur l'exemple de la Planèze de Saint-Flour.

Le terme de "planèze", appartenant au vocabulaire du terroir, a été généralisé par les géologues français pour désigner le carapace basaltique constituée par de grands épanchements à la fin du cycle éruptif cantalien. Ces

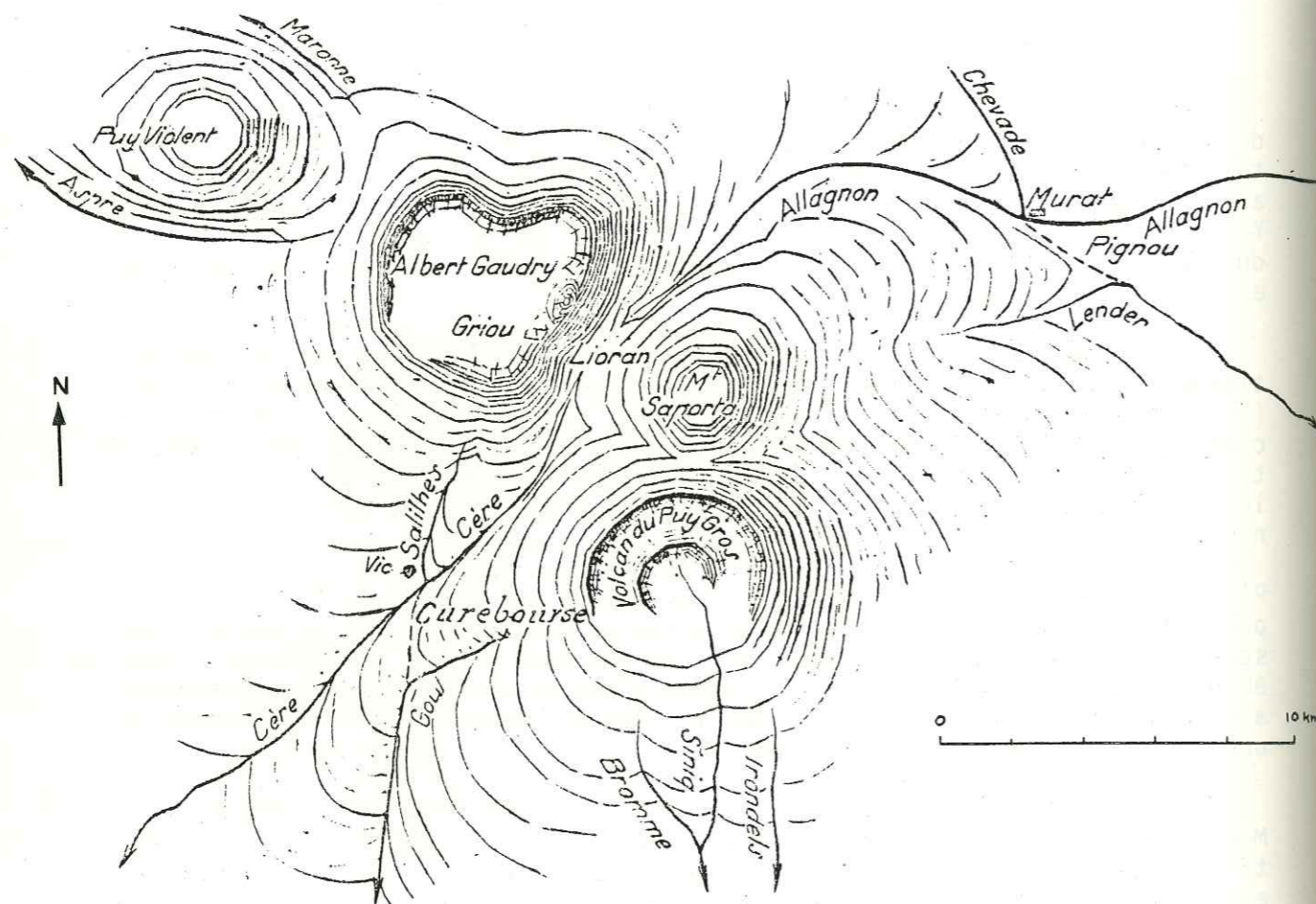


Fig. 12 : Les cinq volcans générateurs du Cantal selon Y. Boisse de Black(1939).

émissions ont créé de vastes plateaux grossièrement triangulaires, à faible pente, déterminés au flanc du strato-volcan par la rencontre au sommet de deux vallées radiales (A. de Goër de Herve, 1972).

Du point de vue géologique, les secteurs de Cézens et de Malbo répondent bien à cette définition. Il est cependant important de noter que les gens du terroir appellent ces hautes planèzes, "la Montagne" car les pentes y sont assez fortes, au moins localement, et le climat rigoureux en hiver. Dans l'acception du terroir, le terme de "planèze" serait à réserver à la partie du plateau située au Sud du secteur étudié.

La notion de "nappe basaltique" développée par A. de Goër de Herve (1972) ne sera utilisée, dans ce travail, qu'au niveau de l'interprétation de la planèze (cf. p. 105).

La stratigraphie locale comprend des émissions de basaltes sombres formant la base des planèzes et des épandages de basaltes doléritiques, terminant le cycle basaltique des planèzes de Cézens et de Malbo. Sur celle du puy Gros, vient se surimposer un troisième terme, apparemment plus épais que les deux autres réunis, composé de basanites sombres.

Sur le terrain, l'étude des hautes planèzes a été axée sur le dynamisme, pour rechercher tous les volcans encore reconnaissables grâce à divers indices. L'exposé des résultats reflètera ce travail de terrain.

A. LES TYPES DYNAMIQUES

Dans ce paragraphe, seront étudiés tous les événements isolés des hautes planèzes de Cézens et de Malbo.

I. LE TYPE A DOMINANTE EFFUSIVE

I.1. Définition

Les volcans à dominante effusive sont constitués presque exclusivement par des empilements de coulées, parfois très longues et peu épaisses. Il se forme alors des volcans très plats, à pentes faibles (2 à 5° en moyenne). Ils comportent toujours dans les premiers temps des éruptions, une certaine quantité de produits scoriacés.

I.2. Monographies

I.2.1. Planèze du puy Gros ou de Lacapelle-Barrès

I.2.1.1. Le puy Gros

Y. Boisse de Black et P. Marty (1921) ont reconnu un très important appareil qu'ils ont nommé "puy Gros". De ce volcan, il ne subsisterait qu'une enceinte érodée en forme de fer à cheval, allant du puy de Bâne à l'Ouest, aux vacheries du Siniq à l'Est, soit en somme la totalité de l'amphithéâtre des sources du siniq (*Séniq*). Elle en représenterait le cratère égueulé en direction du Sud (Fig. 13).

Pour ma part, je restreindrai le volcan du puy Gros à l'évent affleurant à l'aplomb du P.C. 1 594, sur la carte I.G.N. Murat 7-8, 1/25 000. Ce volcan, situé sur la ligne de crête du Plomb du Cantal, est l'appareil le plus effusif de tout le secteur étudié.

Le volume de projections scoriacées, relevées sur son flanc occidental, vers 1 530 m, est ridiculement faible par rapport à celui des

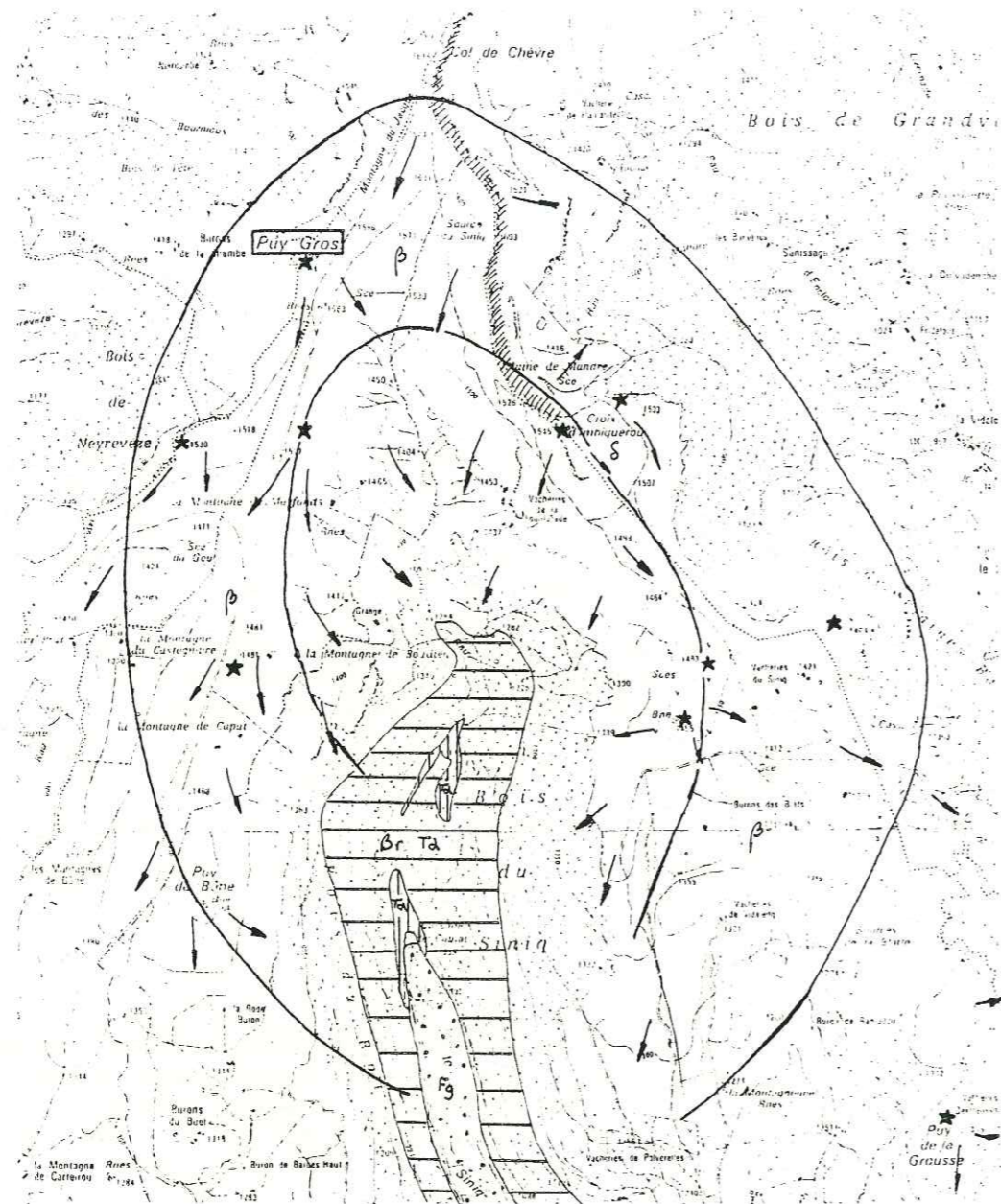


Fig. 13 : Le puy Gros.

- ★ Evénements reconnus
- Sens d'écoulement des laves
- Tracé du puy Gros selon Y. Boisse de Black (1939)
- Fg Limno-glaciaire
- L Coulée de latite
- Br ta Brèche trachyandésitique zonée
- β Basaltes mélanocrates
- δ Basaltes mésocrates
- /// Formations de la fissure du col de Chèvre

coulées émises et qui se sont largement épanchées dans l'entonnoir du Siniq ou en direction du puy de Bâne vers le Sud. Les laves émises sont au moins de deux types pétrographiques : basanites et basaltes mélanocrates, vitreux ou microdoléritiques, et basaltes mésocrates doléritiques. Les laves mélanocrates ont débuté, puis terminé le cycle éruptif du puy Gros. Les différents faciès pétrographiques ne permettent pas d'établir une cartographie précise du secteur.

La coulée de basalte doléritique qui s'échappe du puy Gros (D 801), a été suivie sur un peu plus de 3 km, en rive droite du Siniq. Vu son extension, elle peut servir de repère stratigraphique local. Les premiers affleurements débutent vers 1 530 m à l'aplomb de la vacherie ruinée du puy Gros et les derniers reconnus se situent au P.C. 1 363, à l'orée du bois du Roi. Cette grande coulée de 10 m de puissance en moyenne dans sa partie haute, de 3 à 5 m dans sa partie basse, forme le replat où est bâtie la Montagne de Marfonds, replat qui se poursuit au niveau du soubassement du puy de Bâne.

Cette coulée est constituée par un basalte mésocrate à structure doléritique. A l'oeil nu, se reconnaissent des olivines noires, millimétriques, de nombreux petits pyroxènes demi-millimétriques, disséminés dans la pâte, et des lattes demi-millimétriques à millimétriques de plagioclase blanc.

I.2.1.2. Le volcan du bois de Neyrevèze

Cet événement se situe aussi sur la ligne de crête du Plomb du Cantal. Il affleure à l'aplomb du P.C. 1 530 m, au niveau du bois de Neyrevèze. Bien que je n'ai pas étudié cet appareil en détail, il me semble être du même type que le puy Gros. Ses coulées se épanchées en direction de l'entonnoir du Goul, et peut-être aussi vers le puy de Bâne et le Siniq.

I.2.2. Planèze de Malbo

Il semble possible de rattacher les deux événements suivants (Croix de Montréal et puy des Dames) à un type effusif, encore que les observations de terrain* ni nombreuses, ni probantes. En effet, ces deux volcans voisins affleurent dans une hêtraie épaisse et le long de la route de Montréal aux Granges.

* ne soient

I.2.2.1. La Croix de Montréal

Situé sur la bordure orientale de la planèze de Malbo, au Sud de Montréal, cet appareil ne domine le hameau que d'une trentaine de mètres, mais il se trouve à 300 m au-dessus de l'actuelle vallée du Brezons. Cet événement n'a émis que des basanites mélanocrates, plus ou moins vitreuses. Quelques-unes d'entre elles présentent une altération sonnenbrenner typique.

Ces coulées ont, pour la grande majorité, un écoulement vers le Sud, comme celle qui affleure le long de la route de Montréal, et qui se débite de façons variées : coins, dalles ou boules. Seule la coulée sommitale s'est épanchée vers le Nord, sur une pente faible ($< 6^\circ$). La lave qui la constitue, est une basanite vitreuse, saine au niveau du calvaire, à altération sonnenbrenner poussée au-delà. Les niveaux intercoulés, rarement visibles à l'affleurement, ont une épaisseur inférieure à celle d'une coulée.

I.2.2.2. Le puy des Dames

Situé à mi-distance des hameaux de Montréal et des Granges, ce volcan culmine à 1 199 m. Peu d'observations ont été faites sur

ce volcan si ce n'est le long de la route, et notamment dans l'épingle à cheveux à la sortie de Montréal. Deux coulées de basanite y affleurent très bien dans le talus assez frais. Leur semelle scoriacée est bien visible. Le niveau inter-coulée rubéfié est formé par des projections scoriacées d'une épaisseur de 30 à 50 cm. Localement, peuvent se reconnaître des tufs très fins, bien stratifiés. Le sommet de ce puy est constitué par une coulée de basanite à altération sonnenbrenner très poussée. L'écoulement des coulées du puy des Dames semble s'être toujours fait en direction du Sud.

I.2.3. Planèze de Cézans : le volcan de Vidèche

Ce volcan de Vidèche n'affleure qu'en deux ou trois endroits sous la forme de coulées et de projections inter-coulées scoriacées et rougies. De ce fait, c'est peut-être un volcan abusivement rattaché à ce type exclusivement effusif.

Sur le chemin de terre de Lestival (*L'Estival*) à Vidèche, ainsi que sur le sentier situé vers 1 180 m dans la hêtraie au-dessus de Farreyre, affleurent très mal, quelques projections fines à éléments scoriacés.

La partie Sud est formée par plusieurs ressauts topographiques délimitant des coulées séparées par de minces inter-coulées scoriacées. Toutes ces coulées de basanite ont une altération sonnenbrenner poussée. Leur écoulement semble se faire préférentiellement vers le Sud.

Derrière le hameau de Vidèche, affleure une basanite très scoriacée en surface, dont tous les alvéoles sont tapissés de zéolites. Le corps de la coulée, actuellement visible dans les fondations d'un hangar, est nettement prismé. Cette coulée a été cartographiée en trachyandésite (τa^7 : lave des plateaux recouvrant les brèches B ou C) sur la carte de Vic-sur-Cère (1975).

I.3. Rôle des volcans effusifs dans l'édification des planèzes

Ce type de volcans est certainement bien plus représenté sur les planèzes, qu'il ne peut paraître à la suite des descriptions des événements reconnus. Ils ont dû avoir un rôle très important dans la constitution de la carapace basaltique qui est continue dans tout le secteur étudié.

Cependant sur le terrain, ce type de volcans est difficile à mettre en évidence pour plusieurs raisons :

- la première réside dans le fait que ces cônes extra-plats peuvent être très facilement recouverts par les coulées ou les projections des événements voisins ;
- les formations glaciaires et les éluvions superficielles ont tendance à estomper les reliefs (ennoyage des bosses et remplissage des creux) ;
- les différences entre les faciès pétrographiques au niveau des laves étant très peu marquées, sont indiscernables sur le terrain. Leur altération sonnenbrenner toujours assez poussée, tend à uniformiser l'aspect des coulées.

II. LE TYPE MIXTE EFFUSIF-EXPLOSIF

Dans ce type dynamique seront représentés à peu près tous les termes de passage entre un pôle effusif et un pôle à projections seules.

II.1. Définitions

Le faciès de "cœur de cône" est formé par des accumulations de cendres, de lapilli et de blocs de scories ou de lave massive, aux-

auxquelles s'adjoignent des minéraux volcaniques libres et parfois des éléments de socle. La granulométrie de l'ensemble est très hétérogène, avec un prédominance des blocs. Le litage et le granoclassement sont absents. Une des spécificités du "cœur de cône" est sa teinte rouge obtenue secondairement par oxydation du fer (D. Baudry et G. Camus, 1969).

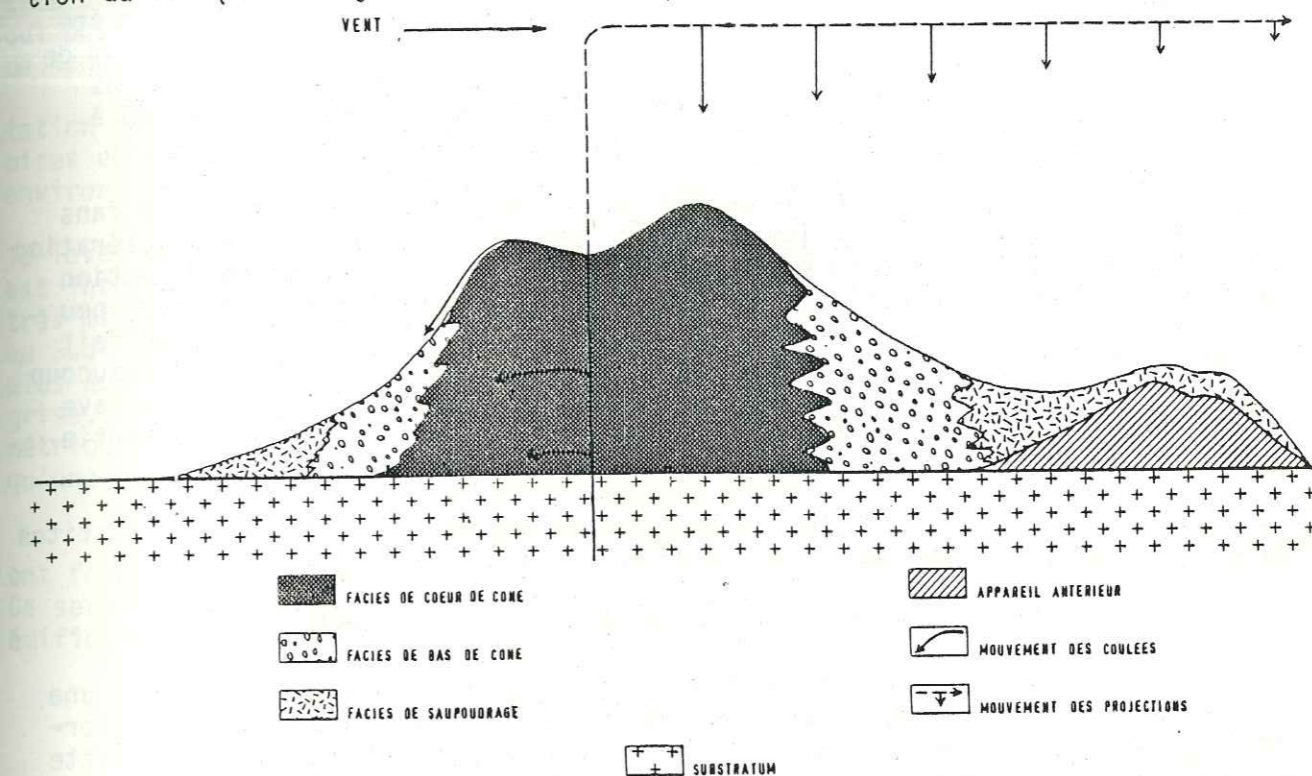


Fig. 14 : Schéma général de la structure d'un appareil "strombolien" (d'après D. Baudry et G. Camus, 1972).

Le faciès "bas de cône" est formé par les mêmes éléments que le faciès "cœur de cône", avec toutefois une diminution nette de la granulométrie. Si le granoclassement est faiblement réalisé, le litage est assez bien marqué. La couleur des projections est noire ou gris bleuté, sauf si une coulée les a rubéfiées sur son passage.

Le faciès de "saupoudrage" est constitué presque exclusivement de lapilli scoriacés très légers auxquels se mêlent quelques cendres et lapilli compacts, ainsi que des minéraux libres. Les projections sont de couleur noire. Le litage et le granoclassement sont assez marqués. Ce faciès correspond en général à la rupture de pente qui marque le pied du cône, et il peut s'étendre sur de grandes surfaces en moulant tous les reliefs antérieurs.

II.2. Les appareils mixtes

Tous les appareils décrits dans ce paragraphe, se composent d'un cône initial plus ou moins important et visible, constitué par des projections scoriacées, nappés par une ou plusieurs coulées basaltiques sommitales. Leur allure est celle d'une calotte régulière de petite taille, dont les pentes sont plus fortes que celles d'un volcan effusif.

II.2.1. Planèze de Malbo

II.2.1.1. Le P.C. 1 455 (*puy de Randaou*, cf. H. Vuittenez, 1964)

Au Nord des burons des Blats et à l'Ouest de ceux du Siniq, se profile une colline herbeuse, très régulière, culminant à 1 455m. Elle est baptisée "puy de Randaou" par H. Vuittenez (1964), en accord avec certaines anciennes éditions en hachures de la feuille Murat 7-8, 1/25 000.

A la faveur de grattages proches de la piste conduisant aux vacheries de la Fouillarade, apparaissent, sous le placage morainique peu épais mais régulier du flanc Sud, des projections rougeâtres fines (1 à 5 mm), très argilisées. Elles contiennent quelques lapilli scoriacés bleutés. Au niveau des sources sur le flanc occidental du puy, affleurent sous une coulée de basanite, des projections scoriacées bleues, localement jaunâtres. Elles ont été rubéfiées par le passage de la coulée. Les éléments ont une taille maximum de 5 cm. Dans le secteur des vacheries du Siniq, apparaissent des projections très fines, de couleur rouge. Il est possible qu'elles soient imputables à cet événement.

Tout le sommet du puy de Randaou est constitué dans le secteur de la borne géodésique 1 455 m, par une basanite sombre à altération sonnenbrenner. Cette coulée semble s'être épanchée vers l'Ouest en direction du Siniq, puisqu'on la retrouve au niveau des sources à 1 440 m, puis un peu plus bas dans le lit du ruisseau. Dans la pente, le débit de la lave se fait en boules granuleuses, alors qu'au sommet du puy, il se fait de façon beaucoup plus plane, donnant des blocs aplatis. Ainsi, se forme aux dépens de la lave et des éluvions superficielles, un dallage nival assez important à la partie sommitale de ce puy.

Le puy de Randaou serait donc un cône de pyroclastites qu'une coulée de basanite aurait nappé à la fin du cycle éruptif.

II.2.1.2. Le volcan de la Montagne de Marfonds

Au-dessus de la Montagne de Marfonds, se dessine une croupe herbeuse, peu marquée dans la topographie, culminant à 1 540 m et formant un vaste replat en contrebas du puy Gros. Le versant occidental de cette colline est occupé par un couvert végétal continu. Seuls quelques blocs basaltiques pointent çà et là.

Le versant oriental est plus penté, mais bien qu'il soit aussi très herbu, les formations superficielles sont plus minces et permettent quelques observations éparses. A 1 500 m, en plusieurs endroits, subaffleurent le long du petit canal, des projections scoriacées à lapilli bleutés, de 5 mm environ. Elles apparaissent en général sous 30 à 60 cm de terre rouge.

Un peu plus loin, à l'aplomb du P.C. 1 450, affleurent des projections scoriacées un peu plus grosses (jusqu'à 2 cm de diamètre), de couleur très variable : bleuté, noir, rouge, jaune. Toutefois, les éléments noirs sont les plus scoriacés. Aucun indice de projections n'a été relevé plus au Nord.

Tout le sommet de la colline est formé par une coulée de basanite à altération sonnenbrenner, dont l'écoulement se ferait vers le Sud.

Ces maigres indices font penser à un cône de pyroclastites dont l'événement se situerait un peu au-dessous des vacheries ruinées, cotées à 1 563 m. La coulée de lave peut provenir de deux centres différents :

- soit de l'événement de ce volcan. On se retrouve alors dans le cas d'un cône de scories nappé par une coulée terminale.

- soit du puy Gros. Dans ce cas, le volcan de la Montagne de Marfonds a été protégé de l'érosion par une coulée qui lui est étrangère. Aucun indice ne permet de trancher entre ces deux hypothèses.

II.2.1.3. Le puy de la Grousse

Représenté sur la carte 1/50 000 de Vic-sur-Cère (1975), comme partie intégrante d'une grande coulée d'ankaramite issue d'un ou plusieurs

événements situés en amont sur la feuille de Murat, le puy de la Grousse est formé par une masse considérable de projections scoriacées, dans toute sa partie Nord, c'est à dire tout l'amphithéâtre des sources de la Blatte. Ces projections scoriacées contiennent de nombreux lapilli bleutés de petite taille. La granulométrie de l'ensemble est très fine, ce qui fait penser à un faciès de saupoudrage qui pourrait être imputable aussi bien au puy de la Grousse, au Sud, qu'au puy de Randaou au Nord.

Au-delà du P.C. 1 356, ni la topographie, ni la végétation ne permettent une quelconque observation. Deux coulées ont cependant été mises en évidence : l'une dans le bois de las Fros où elle forme une corniche aux environs de 1 350 m, l'autre au sommet du puy de la Grousse proprement dit.

Dans le bois de las Fros, au niveau de la borne 1 376, la lave semble former une lame pentée d'une dizaine de degrés vers l'Ouest. Il est intéressant de noter les variations d'épaisseur de cette coulée qui est très mince à l'extrémité Nord du bois (50 cm), alors qu'elle atteint 20 à 25 m au Sud. Le puy de la Grousse, très couvert de végétation, n'apporte rien de plus aux observations précédentes. Dans les deux cas, il s'agit d'une basanite grise, très vitreuse et tenace, contenant des olivines et des pyroxènes millimétriques. De ce fait, les deux prétendues coulées ne pourraient n'en constituer qu'une seule, ou tout au moins appartenir au même épisode.

Il s'agit peut-être d'un seul ou de deux événements qui ont fonctionné simultanément si bien qu'il est impossible de les dissocier. Ce serait des cônes de scories nappés par une ou des coulées, à la fin de leur édification.

II.2.2. Planèze de Cézens : le P.C. 1 355

Situé à l'Est de la route D 39, ce puy couvert de genêts forme une colline très régulière, dominant de 20 à 30 m la surface de la planèze. Les affleurements sont quasi-inexistants ou très réduits.

Le sommet de ce volcan serait formé par une basanite (K 801) à olivine demi-centimétrique, qui subaffleure en de nombreux endroits sous la forme de blocs isolés. L'altération sonnenbrenner en gravillons demi-centimétriques est très poussée. Cette lave contient aussi un traceur intéressant : quelques cristaux centimétriques d'amphibole ont pu être prélevés. Ils sont pour la plupart, très altérés et résorbés en éponge. Cette particularité étudiée plus loin (cf. p. 136) montrerait qu'il y aurait eu un épisode explosif de type maar, postérieur à la mise en place des pyroclastites décrites ci-dessous, dont je n'ai pu relever aucune trace.

Juste au-dessus de la tourbière, en rive droite du ruisseau de Sagnarade, affleurent des tufs de projections rouges, scoriacés, à lapilli noirs et bleutés. De l'autre côté, plusieurs grattages superficiels ont une teinte rougeâtre prononcée, attestant ainsi la présence de projections scoriacées du même type.

Il est possible que ce puy soit un cône de pyroclastites nappé par une ou plusieurs coulées faisant suite à un épisode explosif de type maar qui n'a pas été reconnu. Ce volcan pourrait avoir une histoire analogue à celle du puy de Grandval (cf. p. 81).

II.3. Les spatter-cones

II.3.1. Définition

Ce sont des accumulations coniques sans cratère, constituées de paquets de lave projetés à faible distance de l'événement. Ces projections

en général assez fluides s'amoncellent pendant qu'elles sont chaudes, ce qui a pour effet de les rougir et de les souder entre elles. Les paquets de lave en retombant, s'aplatissent et s'étalent en grosses bombes en "bouse de vache" auxquelles se mêlent cendres et lapilli.

II.3.2. Monographies

II.3.2.1. Ruisseau de l'Epie (*ruisseau de la Jambe*)

A plusieurs niveaux dans ce ruisseau, affleurent des formations de spatter-cone à bombes en bouse de vache typiques. En rive droite au niveau du resserrement de la gorge, un dépôt de retombées aériennes de nature latitique (cf. p. 23), est recouvert par des scories basaltiques soudées et des bombes en bouses de vache. A 1 300m, cette formation affleure dans le ruisseau, alors qu'en rive gauche, apparaissent les niveaux de retombées de cendres et de ponces (ash and pumice fall). Le contact entre ces deux ensembles est discordant et irrégulier.

A 1 360 m, une formation de type spatter-cone forme en rive gauche du ruisseau, une petite falaise injectée de dykes basaltiques.

Ces formations seraient peut-être à mettre en relation avec un appareil explosif situé à la base de la planèze de Cézens, dont les dépôts bréchiqes se voient dans le ruisseau de la Mouche (cf. p. 70).

II.3.2.2. Les Chabasses

Derrière le hameau des Chabasses, pointe à la cote 1 258, un petit chicot de basanite à olivine millimétrique. Du fait de son altération de type sonnenbrenner poussée, cette lave se débite en gravillons centimétriques. Cette masse lavique semble être intrusive dans des scories soudées, dans lesquelles je n'ai pas observé de bombes en bouse de vache. La couleur de ces projections varie du rouge au jaune.

Il est possible que ces affleurements représentent soit un reliquat de cône de scories, soit un spatter-cone qui pourrait être mis en relation avec le volcan d'Arjaloux.

II.4. Les cônes stromboliens

II.4.1. Définition

Ce sont des cônes de projections scoriacées construits en un seul épisode autour du point d'émission, lors du dégazage du magma bien que l'explosivité reste relativement faible (ex : Paricutin, volcans de la Chaîne des Puys). Deux volcans au moins peuvent représenter ce type dynamique. Ils se situent tous deux sur la planèze de Cézens.

II.4.2. Monographies

II.4.2.1. Le volcan d'Arjaloux

C'est le type même de volcan "en creux". En effet, il ne reste presque plus rien de ce point d'émission, sinon une grande dépression tourbeuse centre sur le P.C. 1 245.

Sur environ 1 km², affleurent des projections scoriacées rouges, dans tout le chevelu des ruisselets constituant le ruisseau de Lavergne. L'altitude maximale à laquelle je les ai reconnues, est de 1 310 m sous le puy Masso, et de 1 300 m au Nord du buron d'Arjaloux (non porté sur

sur la carte Murat 7-8, 1/25 000). En bordure de la route D 39, dans le hameau au niveau de la tombe, elles sont de couleur jaunâtre, et elles accompagnent une masse basaltique scoriacée. A 1 280 m, dans un des ruisselets, affleure sous le remplissage morainique, une brèche scoriacée plus ou moins noire. Elle se compose de scories, de lapilli, de cendres et de bombes fuselées de 10 à 20 cm de longueur. Tous ces éléments sont argilisés. Le pendage de cette brèche est d'environ 30°W à cet endroit.

Le faciès coeur de cône est visible dans la gorge creusée par le ruisseau principal. Ce sont des scories grossières soudées, dont les vacuoles sont remplies de produits argileux bleuâtres. Dans ces projections, s'insinuent des masses laviques basaltiques très scoriacées, dont les vésicules sont remplies des mêmes produits argileux, probablement d'origine fumerollienne. Le nombre peu élevé de bombes rencontrées ne doit pas être significatif, car nombreux en sont les fragments dans les murettes avoisinantes.

Ce volcan serait antérieur au puy Masso, car une coulée située à la base de ce dernier, se suit de 1 320 m à l'Ouest, jusqu'à 1 300 m au Nord. Manifestement, cette coulée a été déviée par un obstacle qui devait atteindre au moins 1 325 m. Un essai de construction graphique montre que le volcan d'Arjaloux aurait pu culminer à 1 360 m, c'est-à-dire une altitude similaire à celle de l'actuel puy Masso.

II.4.2.2. Le volcan de la Grifouille (*la Griffouille*)

Au niveau du hameau de la Grifouille, la route D 39 franchit un amphithéâtre très régulier, bordé et couronné par deux coulées de basanite à altération sonnenbrenner. Tout le fond de la dépression est occupé par une tourbière installée sur un empâtement morainique et colluvionnaire. De ce fait, les affleurements sont relativement réduits.

Tout le fond de l'amphithéâtre paraît être formé de projections rougeâtres à blocs scoriacés basaltiques et à lapilli bleutés. Vers le haut, elles ont été rougies par le passage des deux coulées basanitiques, épaisses de 5 m environ. Au-dessus des maisons de la Grifouille, affleurent des projections bleues, à peine rougies. Elles renferment alors des bombes à allure générale sphéroïdale. Quelques-unes prennent cependant une forme fuselée nette. Ces projections sont recouvertes par une coulée de basanite à altération sonnenbrenner, qui cascade le long du versant actuel.

Ce volcan strombolien dont il ne reste plus que le flanc NW, a canalisé les coulées planéziennes qui lui sont postérieures. La coulée inférieure s'est écoulée subhorizontalement selon la courbe 1 300m au Nord et à l'Est du volcan, alors qu'elle a cascadié sur le versant NW, le protégeant ainsi de l'érosion. De ce fait, le volcan de la Grifouille, actuellement en creux, devait culminer au moins à 1 315 m pour faire obstacle aux coulées lors de leur épanchement.

II.5. Conséquences de l'érosion sur ce type de volcans

Les cônes de scories sont des volcans très "tendres" sur lesquels les agents d'érosion peuvent très facilement s'exercer. Relativement meubles, ces appareils vont rapidement voir leurs particules les plus fines (cendres et lapilli) être soufflées par les vents qui devaient passer sur des surfaces sans protection végétale. Les eaux d'infiltration et de ruissellement peuvent participer à la destruction du cône en emportant les parties fines.

II.6. Rôle de ces volcans dans l'édification des planètes

Par leurs coulées, les événements de type mixte participent, comme les volcans effusifs, à l'édification des planètes. Ils sont apparemment mieux représentés que les volcans effusifs, car leur découverte et leur reconnaissance sont plus faciles. L'érosion s'exerce plus sur des matériaux tendres et à pente plus forte que sur des laves subhorizontales.

Apparemment peu nombreux sur la haute planète de Cézens, les volcans stromboliens sont difficiles à découvrir parce que soit l'érosion, surtout éolienne, les a entièrement détruits, soit les coulées basaltiques postérieures les ont complètement recouverts.

III. LE TYPE A DOMINANTE EXPLOSIVE

De très nombreux volcans de ce type, rencontrés sur les hautes planètes de Cézens et de Malbo, ont un dynamisme voisin de celui des maars.

III.1. Définitions

Un maar est un cratère, généralement de grand diamètre et à bords raides, entouré partiellement ou totalement d'un croissant ou d'un anneau de tufs surbaissé (tuff-ring), tufs parmi lesquels les matériaux empruntés au substratum constituent une très large part (souvent > 50 %). En Allemagne (Eifel), ce terme de "maar" désigne les lacs de cratère.

Un diatrème est un conduit volcanique de largeur variable, plus ou moins cylindrique, découpé à l'emporte-pièce, le plus souvent sans relation visible avec un édifice superficiel, et remplit au moins partiellement de débris pyroclastiques parmi lesquels les matériaux empruntés au substratum constituent une part importante. Ce terme de "diatrème" sera employé dans le sens où l'entendent les Anglo-saxons (W.L. Stokes et D.J. Varnes, 1955). A. Rittmann (1960) emploie dans son édition en langue allemande, le terme de "*Durchschlagröhre*" qui signifie : "tuyau qui a explosé au travers de". Cette définition est sensiblement différente de l'édition en langue française du même ouvrage (A. Rittmann, 1963 - traduction H. Tazieff) où le diatrème correspond à un cratère d'explosion.

D'après W.L. Stokes et D.J. Varnes (1955), un neck est une masse de lave ou de brèche remplissant le conduit d'alimentation d'un volcan éteint ou inactif. Cette masse apparaît par érosion des tufs et des cendres qui l'entouraient. Ce terme de "neck" (cou) suggère l'idée d'une colonne lavique relativement étroite, joignant l'événement et le réservoir magmatique. Pour G.A. MacDonald (1972), certains necks peuvent être rapprochés des plugs.

Un plug est un bouchon de lave qui s'est développé au-dessus d'une colonne lavique (neck) et qui occupe l'événement du volcan éteint.

III.2. Hypothèses génétiques

L'étude des maars très longtemps négligée, a vu son intérêt renaître lors des recherches effectuées après les premières expériences nucléaires souterraines. Des comparaisons fructueuses ont pu être faites, tant du point de vue dynamique que de celui des particularités des projections (R.V. Fischer et W. Waters, 1970).

C. Ollier (1969) propose une classification purement morphologique des maars sans tenir compte ni du dynamisme, ni de la cause des explosions. Les caractères des brèches ne sont pas abordés.

V Lorenz et al. (1970) distinguent des maars essentiellement formés par explosion, de ceux essentiellement formés par effondrement. Cette distinction n'est possible que dans le cas où l'on peut chiffrer le volume des éjecta et le comparer à celui du cratère émetteur, ce qui est rare. Ces observations suggèrent un rôle essentiel tenu par les gaz entraînant un dynamisme explosif violent.

Sans toutefois écarter une origine extérieure de type phréatique, P. Bout (1972) indique, pour quelques maars du Devès, une origine magmatique. Pour cet auteur, les gaz pourraient se séparer du magma et s'accumuler dans des voûtes anticlinales un peu à la manière du pétrole. Ces gaz par leur pression, ouvriraient des événements dans le socle granitique quand la pression lithostatique est plus faible que la pression gazeuse.

Comparant le dynamisme de ces volcans à une activité geyserienne, V. Lorenz (1973) propose une origine phréato-magmatique. L'eau provenant de cours d'eau ou de nappes aquifères, s'infiltré à la faveur des fissures qui sont empruntées, mais en sens contraire, par un magma en cours d'ascension. Au contact de l'eau, la surface de ce magma se trempe instantanément (quenching), et l'eau se vaporise. L'alimentation en eau continuant, la pression hydrostatique va contenir la tension de vapeur pendant un certain temps. Au contact du magma, la base de la colonne aura tendance à surchauffer jusqu'à ce que la tension de vapeur soit supérieure à la pression hydrostatique. Il se produit alors une brusque détente de ces gaz qui élargissent les fissures en ramonant des fragments de l'encaissant et en les entraînant avec de l'eau dans une remontée très rapide. Immédiatement après, la surface trempée du magma cède sous la pression des gaz juvéniles stoppés eux aussi par la surcharge exercée par la colonne d'eau sus-jacente. Des blocs de verre et des fragments de socle sont alors expulsés. Cette phase peut se terminer par l'émission de lapilli scoriacés denses, ce qui implique un dégazage avorté. Ceci pourrait s'expliquer par la présence de la vapeur d'eau dans le conduit, ce qui a pour effet immédiat de tremper ces lapilli. Dès que la pression de vapeur diminue au point de devenir inférieure à la pression lithostatique, les épontes rocheuses s'effondrent, contribuant ainsi à élargir les fissures initiales. Ces effondrements se font selon des fractures curvilignes concentriques, pentées en direction de la chambre d'explosion, délimitant ainsi des cônes qui s'enfoncent successivement. La répétition de ces phénomènes (explosion-éruption-effondrement) engendre la formation d'une chambre d'explosion, dans laquelle la pression est alternativement forte (explosion) et faible (effondrement).

En 1955, G. Müller et G. Veyl avaient pu observer la naissance du Nilahue au Chili, dans le lit d'une rivière. Pour ces observateurs, l'eau de la rivière et/ou de ses alluvions a joué un rôle primordial dans la rythmicité des explosions. Les phénomènes d'effondrement ont été très bien mis en évidence.

III.3. Caractéristiques des produits éjectés

Bien que fondamentalement différents, deux processus liés entre eux, conditionnent la mise en place des produits éjectés que sont ceux des retombées aériennes et ceux des déferlantes basales.

Le mécanisme gazeux détermine l'ascension d'un mélange fluidifié solide-gaz, sous la forme d'une colonne d'éjecta portés par les gaz. Au cours de sa montée, cette colonne est guidée vers le haut par les murs de la chambre d'explosion (analogie avec les explosions nucléaires souterraines) et la cheminée, ce qui interdit une grande expansion latérale. Arrivé au niveau cratérique, ce mélange solide-gaz se scinde en deux parties :

- l'une poursuit son ascension verticale, puis retombe avec

une trajectoire parabolique ;

- l'autre est entraînée par une brusque expansion latérale imprimant un mouvement horizontal à la nuée dite "déferlante basale" (base-surge).

Les retombées aériennes sont granoclassées. Les blocs de grande taille déterminent à leur point de chute, des cuvettes (bomb-sag) dans les niveaux sous-jacents. Celles-ci, selon l'obliquité de la trajectoire, sont plus ou moins dissymétriques, le côté le plus court et le plus redressé se trouvant en direction du cratère. L'extension de ce type de retombées aériennes est liée à la violence des explosions. Ces dépôts moulent toutes les formes antérieures ainsi que les blocs expulsés par les explosions précédentes, sans modification de leur épaisseur.

Les dépôts de déferlantes basales, courants denses très mobiles, sont toujours chaotiques, d'épaisseur variable, et ne présentent jamais de classement vertical. Généralement, à une certaine distance du cratère, apparaissent des figures particulières :

- les anti-dunes, visibles dans les coupes verticales, radiales au cratère. Le flanc redressé est en regard de l'évent.
- les chenaux d'écoulement, visibles dans des coupes concentriques au cratère. Ils entaillent les couches précédentes.

III.4. Relations maar-diatrème

III.4.1. Cas d'un appareil sans remplissage cratérique

Actuellement, il est admis que "le diatrème correspond à l'infrastructure du maar" ou inversement que "le maar est l'expression superficielle du diatrème" (P. Watelet, 1977 ; G. Boudon, 1979). Il est exceptionnel d'observer simultanément les deux termes, car maar et diatrème sont superposés et se situent à des niveaux d'érosion différents. Lorsque le maar est visible, le diatrème ne l'est pas ; quand le diatrème est visible, le maar a, en général, totalement disparu.

III.4.2. Cas d'un appareil à remplissage cratérique

Tant que le magma en cours d'ascension, se trouve en présence d'eau, les explosions rythmiques se poursuivent. Si pour une raison quelconque (épuisement de la nappe phréatique, détournement du lit de la rivière), l'alimentation en eau ne se fait plus, le magma va envahir le diatrème et même le cratère pour former un lac de lave qui peut déborder et émettre une ou plusieurs coulées si l'alimentation en lave se poursuit. Le lac de lave refroidi protégera son infrastructure de l'action de l'érosion et plusieurs cas de figure pourront se présenter selon le niveau atteint, vers le haut par la lave en cours d'ascension, vers le bas par l'érosion (Fig. 15).

Niveau d'érosion 0 : l'appareil est entièrement conservé avec son anneau de tufs (ou croissant). Le lac de lave remplit le cratère.

Niveau d'érosion 1 : l'anneau de tufs est très érodé et seuls subsistent les tufs protégés par le lac de lave.

Niveau d'érosion 2 : L'anneau de tufs est entièrement érodé. Il ne reste plus que la masse lavique qui constituait le lac de lave : le plug. En général, un important manchon d'éboulis masque ce qui peut rester des pyroclastites.

Niveau d'érosion 3 : le lac de lave est totalement érodé. Seul subsiste le conduit d'alimentation ou la base du plug. Il se forme un culot qui, complètement déchaussé, donnera un neck. Ce cas de figure peut correspondre au remplissage initial du seul conduit d'alimentation.

Niveau d'érosion 4 : le conduit d'alimentation est réduit à quelques filons qui parcourent les brèches du diatrème. Le remplissage lavique a totalement disparu ou n'a jamais existé.

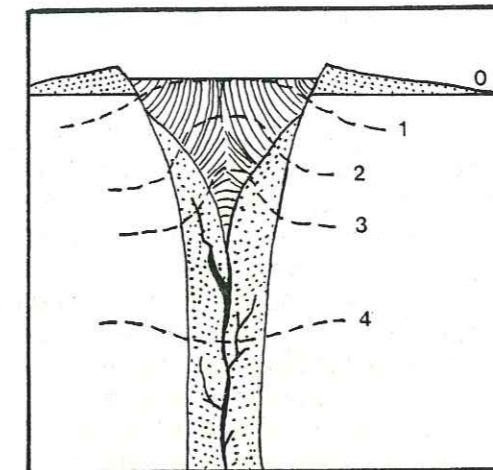


Fig. 15 : Relations entre maar et diatrème.

Dans le Cantal, de nombreux maars ont été décrits et chaque niveau d'érosion peut être illustré par un exemple :

- niveau 0 : lac de Sauvages (G. Boudon, 1979) ;
- niveau 1 : maar des côtes de Marssillac (G. Boudon, 1979) ;
- niveau 2 : ruisseau du Renouzier (P. Watelet, 1977) ;
- niveau 3 : Bredons (C. Maurizot-Blanc, 1974) ;
- niveau 4 : Enterroches (J.P. Milési, 1976).

III.5. Monographies

III.5.1. Planèze de Cézens

Couvrant la majeure partie du secteur étudié, il est normal d'avoir rencontré de très nombreux volcans de ce type sur cette planèze.

III.5.1.1. Les maars du ruisseau des Cros

Au moins deux maars ont été déduits sur le tracé du ruisseau des Cros, l'un à la cascade du Cros-Haut, l'autre à la cascade suivante dont le sommet est coté à 1 310 m.

III.5.1.1.1. Le diatrème de la cascade du Cros-Haut

La coupe de la cascade s'établit comme suit :

- à 1 200m, affleure une brèche basaltique indurée, à matrice fine palagonitique. Les lapilli scoriacés et les blocs tachylitiques qu'elle contient, sont fréquemment altérés et ils prennent alors une teinte jaune. Quelques pyroxènes libres et de nombreux fragments de nodules de périclase se trouvent dans la matrice. Cette brèche contient des blocs de toutes tailles variant du décimètre au demi-mètre, anguleux, parfois arrondis, très souvent scoriacés. Les différences de structure des blocs basaltiques rencontrés font penser à une explosion dans des niveaux basaltiques déjà mis en place. Quelques blocs pourraient être des trachyandésites, d'autres des fragments du socle. La stratification, bien que frustrée, montre un très léger pendage aval. L'épaisseur estimée de cette brèche est d'une vingtaine de mètres environ.

- à 1 220 m, en rive gauche, pointe une basanite sombre bien prismée. Très vitreuse, cette lave renferme de petits nodules de périclase et des enclaves de socle granito-gneissique. Bien que l'affleurement soit réduit

il semble que cette basanite soit la même que la lave qui forme la cascade.

- à 1 240 m, sous la cascade, affleurent des brèches basaltiques, parfois à niveaux tuffacés très fins. Parmi les éléments anguleux, outre les basaltes, s'observent des blocs de trachyandésite pouvant atteindre 50 cm de diamètre.

- entre 1 240 et 1 260 m, une basanite sombre (I 708b) forme le haut de la cascade. Les prismes de 20 à 40 cm de diamètre, se disposent en gerbes rayonnantes à pendage aval. Le contact franc entre les brèches rubéfiées et la basanite se voit en rive gauche à la hauteur de la cascade. Son pendage semble être de 20 à 40°N. La basanite très tenace renferme beaucoup de phénocristaux d'olivine et de pyroxène millimétriques, d'assez fréquents nodules de périclase centimétriques, quelques cumulats pyroxéniques à olivine, des amphiboles (kaersutite ?) centimétriques (5 cm maximum) très résorbées et à aspect d'éponge, de grosses enclaves de granite et de gneiss (1 à 15 cm) ainsi que de rares pyroxènes de grande taille (2 cm).

- à 1 240 m, en rive droite, semble se développer à partir de cette masse lavique, une mince coulée métrique à prismes verticaux.

- au-dessus de 1 260 m, en rive droite et dans le ruisseau se développe une "calotte" formée de la même lave, représentant probablement le coeur du remplissage.

- la partie plus à l'amont est masquée par des formations superficielles humides, favorables à l'installation d'une tourbière peu profonde.

Du point de vue dynamique, il semble qu'il y ait eu remplissage d'un cratère d'explosion de type maar, par une basanite qui a pu localement déborder le tuff-ring et donner au moins une petite coulée.

III.5.1.1.2. Le diatrème de la cascade cotée 1 310 m

Au niveau de la cascade cotée 1 310 m, affleurent des formations identiques à celles décrites à la cascade du Cros-Haut. La coupe est la suivante :

- à 1 285 m, une brèche basaltique soudée, à matrice scoriacée, généralement rougeâtre, renferme des lapilli et des blocs anguleux ou arrondis, de toutes tailles. A côté des éléments basaltiques scoriacés, se trouvent quelques blocs trachyandésitiques. La stratification très frustre, est au moins localement horizontale.

- à 1 300 m, le ruisseau coule sur une masse lavique grossièrement prismée. Cette basanite sombre (I 706), très vitreuse, très riche en phénocristaux d'olivine, renferme de petits nodules de périclase. Elle peut se présenter sous deux formes : soit semi-porphyrrique en rive droite, soit à altération sonnenbrenner (granules de débits de 3 cm environ) se débitant en grosses dalles vers le haut, en rive gauche. Le contact subhorizontal avec la brèche sous-jacente, se voit en rive droite, et à une altitude moindre sur l'autre rive. De plus, le débit de la lave semble indiquer un écoulement vers l'Ouest.

- à 1 320 m, en rive droite, affleurent dans le talus sous la hêtraie, des tufs à lapilli agglomérés, noirs et jaunes.

- à 1 330 m, en rive gauche, se développe une "calotte" de basanite à altération sonnenbrenner, se débitant en grosses billes. Il semblerait que ce soit là, la masse principale remplissant le tuff-ring.

Comme dans le cas précédent, il semblerait qu'après formation d'un cratère d'explosion, il y ait eu remplissage par une basanite qui aurait pu au moins localement, déborder le tuff-ring et constituer la coulée qui détermine la cascade.

Dans ces deux cas, le ruisseau actuel n'entaille pas ces deux volcans exactement de façon axiale, et je n'ai observé que des coupes tangentielles ou presque, montrant les brèches de diatrème et le remplissage cratérique qui a un peu débordé du tuff-ring.

III.5.1.2. Les brèches de Serverette

Sur la nouvelle route du hameau de Serverette à sa Montagne, affleurent, entre 1 260 et 1 275 m, des formations stratifiées dont les limites inférieures et latérales n'ont pas pu être précisées.

A 1 260 m, dans la deuxième épingle de la route, se distinguent, sous la couverture colluvionnaire, plusieurs termes bréchiques qui sont de bas en haut :

- un niveau épais de 20 cm, formé de cendres fines, gris clair, dans lesquelles baignent quelques biotites automorphes. Elles doivent représenter les termes ultimes de l'ensemble bréchique trachyandésitique ;
- un niveau ferrugineux, assez continu, épais de 1 à 2 cm ;
- un crystal-lapilli d'olivines millimétriques voisinant avec des lapilli noirs vitreux ;
- une brèche palagonitique à éléments de nature et de tailles variées : lapilli noirs scoriacés, blocs poncifiés, blocs ordanchitiques éclatés, ponces fibreuses millimétriques, blocs latitiques clairs.

Dans le virage suivant, à 1 275 m, le talus droit de la route est constitué par des formations bréchiques bien stratifiées, dont la coupe, de bas en haut, est :

- un niveau à granulométrie fine, épais de 40 cm environ, à polarité normale, riche en lapilli milli à centimétriques, probablement de nature basaltique ;
- un niveau de même épaisseur, formé de graviers. Les éléments basaltiques centimétriques sont régulièrement dispersés. Une zone présente une concentration de blocs de taille plus importante ;
- un niveau violacé, épais de 20 cm, à éléments basaltiques de petite taille (< 2 cm), séparé du niveau inférieur par un lit centimétrique de cendres grises, passant localement à un horizon de lapilli jaunâtres ;
- un niveau demi-métrique riche en lapilli millimétriques.

Près du coude de la route, un petit chenal ravine les formations supérieures, sans toutefois atteindre l'horizon de lapilli jaunâtres. La polarité de ce dépôt est normale. Quelques éléments basaltiques sont rassemblés en lentilles décimétriques. Un début de palagonitisation est à noter autour des blocs basaltiques.

Une centaine de mètres plus loin, une coulée de basanite à altération sonnenbrenner recouvre ces brèches en les rubéifiant.

Bien que n'ayant vu ni trace d'impact (bomb-sag), ni trace d'entailles nettes, imputables à des déferlantes basales, j'attribue ces brèches à un dynamisme de type maar. La variété des éléments pulvérisés, puis projetés, ainsi qu'un début de palagonitisation de ces brèches me conduisent à cette explication. Ce dépôt doit représenter la bordure externe d'un tuff-ring dont on ne voit qu'une coupe tangentielle, le cratère d'explosion se situant à l'intérieur du versant.

III.5.1.3. Les brèches du secteur du ruisseau de la Mouche

Dans un des ruisseaux de la Mouche, un affleurement réduit montre une brèche d'explosion litée, dont les éléments constitutifs

sont des scories basaltiques et, pour la plupart, des blocs trachyandésitiques centi à décimétriques. Leur répartition est absolument quelconque dans les niveaux. Quelques passées ont une granulométrie plus fine : lits de cendres, de petits blocs et de lapilli soit scoriacés, soit denses. Quelques petites bombes sphéroïdales de nature tachylitique y ont été observées. Le sommet de l'affleurement est constitué par une coulée de basanite à base très scoriacée, formant le plateau.

Il est possible que cet affleurement représente une minuscule partie d'un tuff-ring. Les nombreux blocs trachyandésitiques indiquent un ramonage important.

III.5.1.4. Le plug des Rochers de la Bohal (*la Boual, la Boyle*)

Les Rochers de la Bohal sont formés par une masse lavique allongée selon NS (c'est-à-dire parallèlement à la partie Sud de la vallée du Brezons), elliptique, mesurant 500 x 375 m. Un impressionnant manchon d'éboulis la cerne sur les 3/4 de son pourtour, masquant totalement le contact avec le substratum. Le sommet de cet appareil remarquablement plan, est empâté par des formations morainiques continues.

Sur tout le pourtour de la masse basaltique, les prismes métriques se disposent en gerbes radiaires, inclinées vers le centre de la structure. Ils se débitent en gros blocs plus ou moins tabulaires qui alimentent l'éboulis (cf. chapitre III). L'épaisseur de la masse basaltique peut atteindre 70 m dans la partie Sud.

Au-dessous de cette unité formant abri sous roche, se distingue, au contact avec les éboulis, une colonnade beaucoup plus régulière ressemblant à la vraie colonnade des coulées. Cette structure paraît être assez courante dans ce type de culot : Chastel-sur-Murat, Rocher de Laval (A. de Goër de Herve, communication orale).

La basanite (J 902) constituant la base de cet ensemble, est très vitreuse et tenace. Elle contient de nombreuses olivines millimétriques ainsi que des fragments de nodules de péridotite. Quelques enclaves de granite et/ou gneiss ont été observées dans les blocs de l'éboulis. Vers le haut de l'appareil, la lave est holocristalline, à structure microdoléritique fine.

Dans la hêtraie entre 1 235 et 1 250 m, en rive droite du ruisseau de Sagnarade, s'est épanchée vers le Nord, une coulée de basanite à altération sonnenbrenner. La lave renferme un assez grand nombre de nodules de péridotite parfois de taille décimétrique, ainsi que des amphiboles presque entièrement résorbées. Les relations avec la masse des Rochers de la Bohal n'ont pas pu être établies. Peut-être est-ce une coulée liée aux Rochers de la Bohal, immédiatement postérieure aux explosions phréato-magmatiques, mais juste antérieure au remplissage cratérique (cf. puy de Grandval, p. 84), ou d'une coulée venue d'ailleurs ?

L'épaisseur de la masse lavique dans sa partie Sud, la disposition rayonnante des prismes dans la partie supérieure (cf. cascade du Cros-Haut) et la forme subcirculaire de l'ensemble infirment, à mon avis, l'hypothèse de la terminaison d'une coulée dont on ne connaît pas l'évent émetteur.

Les Rochers de la Bohal correspondraient au remplissage d'un vaste cratère d'explosion et de son tuff-ring. Le plug, actuellement déchaussé sur plus de la moitié de son pourtour, domine la vallée du Brezons de plus de 300 m. Si les brèches de diatrème existent, elles doivent se trouver dans les hêtraies, sous les éboulis et sous la carapace basaltique planézienne.

III.5.1.5. Le lac de lave de Lestival (*L'Estival*)

Symétrique des Rochers de la Bohal par rapport au ruisseau de Sagnarade, affleure très mal, un appareil que j'ai rattaché peut-être abusivement à ce type dynamique sur la base de quelques observations. Il est situé dans une hêtraie et dans les pâturages proches du hameau de Lestival. De ce fait, tous les contacts avec l'encaissant sont masqués. Les observations permettant de considérer ce lac de lave comme un remplissage cratérique, sont :

- une surface plane, relativement limitée, ce qui sur carte se traduit par un espacement des courbes de niveau ;
- une brèche de scories soudées sur le sentier descendant vers le ruisseau de Sagnarade ;
- des projections rougies à 1 200 m, à l'aplomb du hameau de Lestival ;
- une brèche scoriacée provenant des mouvements du lac de lave, en contact direct avec le corps lavique remplissant une cavité ou un cratère d'explosion ;
- une faible extension du faciès pétrographique (basalte à nodules de péridotite et grosses amphiboles résorbées) dans la hêtraie et dans les pâturages.

Le basalte (K 903) qui constitue le remplissage cratérique a une altération sonnenbrenner marquée. Cette lave contient de très nombreux nodules de péridotite décimétriques, associés à de petites amphiboles (kaersutite ?) centimétriques, et parfois quelques enclaves de socle de petite taille (granite ?).

L'hypothèse génétique sur le remplissage d'un maar, ne repose que sur des comparaisons : surface plane (cf. Rochers de la Bohal), faible extension du faciès pétrographique basanite à nodule de péridotite et amphibole (cf. puy de Grandval) sur une faible surface subcirculaire, présence d'enclaves de socle. Ce lac de lave n'est pas encore déchaussé par l'érosion pour donner une falaise du type de celle des Rochers de la Bohal.

III.5.1.6. Le puy Masso

Le puy Masso est un volcan que l'on pourrait qualifier de volcan en "château-fort". De forme elliptique très allongée (900 x 400 m) suivant une direction NS, il forme une galette déprimée en son centre, dominant la planèze d'une trentaine de mètres au maximum. Près du P.C. 1 369, des dalles basaltiques présentent des pendages convergents vers le centre de la cuvette.

La basanite (L 801) qui forme ce puy, est très riche en olivine. Elle renferme de très nombreux nodules de péridotite centi à décimétriques ainsi que de rares amphiboles (kaersutite ?) saines. Quelques enclaves de nature douteuse ont été attribuées au socle. La fréquence et la taille de ces éléments diminuent depuis les bordures jusqu'au centre de la structure.

Cette basanite aurait rempli un cratère, issu d'un dynamisme de type explosif, vu la surface restreinte couverte par cette lave. Il se peut que ce lac de cratère ait débordé en cachant au moins localement le tuff-ring. Après son débordement, ce lac a commencé à se solidifier. Un affaissement au niveau du diatrème ou une succion liée à un retrait de la lave dans le conduit d'alimentation a pu se produire, ce qui pourrait expliquer les pendages convergents des dalles au centre du lac de lave.

III.5.1.7. Les calottes du secteur de Chauvel

Derrière le hameau de Chauvel, affleurent plusieurs calottes basaltiques de taille réduite : 50 m de diamètre au maximum. Elles sont toutes constituées par des basanites à altération sonnenbrenner. Toutes renferment des nodules de péridotite, des amphiboles résorbées et des enclaves de socle, tous ces éléments ayant une taille variable.

La calotte la plus importante se situe juste derrière les maisons. Sur le sentier conduisant à Muratel, affleure une brèche scoriacée rougie contenant quelques projections basaltiques. La basanite renferme de nombreux nodules de péridotite très altérés pouvant atteindre 15 à 20 cm de diamètre. Les enclaves fondues attribuées au socle ont une taille centimétrique.

Il est possible que ces calottes représentent un remplissage cratérique lié à un dynamisme explosif. Leur taille modeste peut être un argument en faveur de cette hypothèse.

III.5.1.8. Le lac de lave du puy de Lanluc

N'affleurant que dans une carrière qui l'entaille, le puy de Lanluc situé à 1 km à l'Est du village de Cézens, domine un ensemble de dépressions herbues et/ou tourbeuses. Ce puy forme une colline elliptique de 500 x 350 m environ, allongée suivant un axe E-W.

Dans la carrière, affleure une basanite sombre tenace à altération sonnenbrenner légère. Cette lave renferme de nombreuses enclaves de socle (granite et/ou gneiss) toujours plus ou moins fondues. Leur taille n'excède pas la dizaine de centimètres.

La forme de l'ensemble rappelle celle d'un lac de lave cratérique. La présence d'enclaves de socle fondues atteste d'un ramonage intense de la cheminée. Ces deux observations conduisent à penser à un dynamisme explosif pour la mise en place de ce volcan.

III.5.1.9. Le lac de lave du puy de Neirebrousse (*Neirebrousse*)

Sur la carte Vic-sur-Cère, 1/50 000 (1975), le puy de Neirebrousse est considéré comme une petite intrusion de faible extension (150 x 75 m), perçant une coulée de basalte ankaramitique à nodules de péridotite. A mon avis, le puy de Neirebrousse forme en fait toute la colline dominant le hameau du même nom. De ce fait, la taille de l'appareil augmente sensiblement ; la masse lavique aurait une extension d'environ 500 x 325 m.

La lave formant ce puy est une basanite (M1102) relativement claire, à structure microdoléritique nette. Son débit est un peu particulier : il se fait en graviers de 5 à 7 cm, de forme quelconque, très différents des gravillons produits par l'altération sonnenbrenner sur les basanites locales. Cette lave a une autre particularité car elle contient en son sein, des veines et des bouffées de pegmatitoïdes (M1101 a, b et c).

Tout autour de cette masse lavique claire, affleure en divers endroits une coulée de basanite sombre, vitreuse, à altération sonnenbrenner plus ou moins marquée. Cette lave renferme de nombreux petits nodules de péridotite. Jamais ce faciès lavique ne se rencontre en place sur le sommet du puy de Neirebrousse.

La forme subcirculaire d'une masse lavique non reconnue ailleurs, me conduit à l'hypothèse d'un remplissage cratérique. La relative

continuité de la coulée de basanite sombre à nodules de péridotite infirme le contournement d'un évent déjà installé. Il me faut donc penser que le puy de Neirebrousse est postérieur à cette coulée, et qu'il s'est formé selon un dynamisme explosif ayant construit un tuff-ring. Cet anneau de projections a servi de rempart au lac de lave, puis a été déblayé par érosion. De ce fait, le puy de Neirebrousse serait un plug qui masque les brèches de diatrême.

III.5.2. Planèze de Malbo

Moins importante en surface que la planèze de Cézens, la planèze de Malbo est nettement moins riche, tout du moins pour le secteur étudié, en volcans explosifs.

III.5.2.1. Le plug des Plaines-Basses

C'est une magnifique masse lavique qui domine de plus de 400 m la vallée du Brezons et le village de Lustrande. Grossièrement circulaire, cette masse d'un diamètre voisin de 550 m, a un sommet apparemment plan, si l'on fait abstraction de la couverture morainique assez épaisse à cet endroit. Les hautes falaises inégalement prismées alimentent largement un vaste éboulis assez peu colonisé par la végétation, où voisinent des blocs massifs vitreux et des dalles microdoléritiques sonores.

La lave est une basanite tantôt vitreuse, tantôt microdoléritique. De ce fait, la prismation ne présente pas les mêmes caractères partout. Les parties vitreuses tenaces forment des tuyaux d'orgues de grande taille et massifs alors que les parties microdoléritiques se caractérisent par des prismes trapus, à débit facile en plaquettes. Tous ces prismes convergent vers le haut de la structure.

Cette masse lavique est à rapprocher tant par ses dimensions que par son allure du plug des Rochers de la Bohal. Ce serait un remplissage d'un cratère de type maar dont il manque le tuff-ring déblayé par érosion, et les brèches de diatrême caché par la carapace planézienne à l'Ouest et les éboulis à l'Est.

III.5.2.2. Le lac de lave du secteur de Mandre

Dominant le cirque de Mandre, seule la bordure septentrionale d'une masse lavique affleure, mais elle disparaît rapidement aussi bien à l'Est dans la hêtraie qu'à l'Ouest sous les coulées de la Croix d'Imbiquerou. Les dimensions apparentes de cette masse lavique sont d'environ 200 m selon un axe EW pour moins de 100 m selon NS. Le sommet de la structure est plan.

La lave est une basanite sombre vitreuse et tenace (E705), qui renferme des olivines demi-centimétriques et quelques petits nodules de péridotite. Le débit se fait en boules écailleuses et/ou en coins dans la partie sommitale, en gros blocs dans la falaise. Tous ces éléments alimentent un puissant éboulis à peine colonisé par la végétation.

L'allure générale, la disparition brusque de cette masse de lave tant à l'Est qu'à l'Ouest sur la crête du cirque de Mandre, et l'éboulis important me conduisent à penser à un lac de lave cratérique dont la paroi Nord aurait disparu. Il est possible que ce lac de lave ait débordé en alimentant des coulées présentant des caractères similaires au Sud de la Croix d'Imbiquerou dont elles formeraient le substratum, en direction du plug des Plaines Basses.

Par comparaison aux plugs des Plaines-Basses, des Rochers de la Bohal et de Lestival, je rattache cette masse lavique à un type dynamique explosif de type donnant un cratère envahi par de la lave.

III.5.3. Le plug du Plomb du Cantal

Point culminant du strato-volcan cantalien (1 856 m), le Plomb du Cantal a été considéré pendant longtemps comme générateur des planèzes du massif (P. Glangeaud, 1921). Pour J.B. Rames (1879), Y. Boisse de Black et P. Marty (1921), ce serait une relique d'un gigantesque volcan central : "le mont Saporta". Dès 1966, A. de Goër de Herve démontre que le Plomb du Cantal n'a pas participé à l'édification des planèzes et le tient pour tardif. Il le rapproche des ultimes venues de la haute planèze de Saint-Flour (1972).

Plusieurs mesures géochronologiques ultérieures ont confirmé cette idée et convergent vers un âge de 3 M.a. (H. Bellon et al., 1972 ; J.C. Baubron et J. Demange 1976 ; J.M. Cantagrel et al., 1977) plus jeune que ceux des basaltes de la haute planèze de Saint-Flour ; puy des Echamps : 5 M.a (J.M. Cantagrel et al., 1977).

Le Plomb du Cantal est constitué par une basanite (F301) riche en olivine, renfermant quelques enclaves centimétriques de socle granitique. Le débit de la lave se fait en gros blocs anguleux qui alimentent un important manchon d'éboulis très continu depuis la base du Plomb jusque dans les cirques des Gardes, à l'Ouest, et du Cantal, à l'Est. Cet éboulis masque toutes les relations avec les formations trachyandésitiques sous-jacentes.

J.C. Baubron et J. Demange (1976) parlent d'un neck qui aurait 200 m pour son plus grand axe orienté NS. Ceci suppose un niveau d'érosion très important pour que la colonne lavique apparaisse.

A mon avis, il vaudrait mieux parler d'un plug de petite dimension. Cette interprétation nécessite un remplissage lavique d'un cratère de type maar, dont l'infrastructure bréchique est masquée par les éboulis.

III.6. Comparaison avec d'autres secteurs planéziens

Déjà dès 1972, A. de Goër de Herve dans son étude de la Planèze de Saint-Flour, montre que le volcanisme explosif tient une place importante dans l'édification de la planèze. Le dynamisme de type maar serait encore plus important que ce qu'il n'a été décrit (A. de Goër de Herve, communication orale).

C. Maurizot-Blanc (1974) montre que les pointements basaltiques de la cuvette de Murat sont liés à une mise en place d'un lac de lave dans un cratère de type maar.

P. Watelet (1977) étudie la tête de planèze du Limon où il décrit plusieurs points d'émission. La moitié d'entre eux sont liés à un dynamisme explosif de type maar. De son côté, G. Boudon (1979) dénombre une vingtaine d'événements de ce type sur la planèze de Chalinargues.

III.7. Signification de ce type volcanique

III.7.1. Origine

Dans le Cantal, ce type volcanique est donc très important. Selon les interprétations sur l'origine des maars, deux alternatives s'imposent :

- le magma originel étant très riche en gaz dissous, il s'est produit des surpressions locales au moment de l'ascension de la colonne magmatique,

- le magma en cours d'ascension a rencontré soit un cours d'eau, soit un niveau aquifère, ce qui conduit à une hypothèse phréatomagmatique.

La disposition tout à fait quelconque des maars à la surface des hautes planèzes de Cézens et de Malbo, ne permet pas d'invoquer les arguments développés par P. Bout (1972).

Par contre, la stratigraphie locale montre en plusieurs endroits des formations fines, bréchiques, actuellement très argilisées : les écoulements pyroclastiques de l'ensemble latitique paléocantalien. Ces niveaux pourraient aisément servir de roches-magasins pour des nappes aquifères moyennement importantes, alors que les brèches trachyandésitiques zonées, bien que vésiculées, ne peuvent être un milieu suffisamment poreux pour former un niveau aquifère important.

La grande majorité d'événements de ce type se situerait à l'aplomb du prolongement du bassin sédimentaire de Mur-de-Barrez défini par J. Roux et G. Sénéaud (1978).

La présence d'eau dans le soubassement du strato-volcan cantalien conduit volontiers à penser à une origine phréato-magmatique pour tous ces maars, sans pour autant négliger la présence des gaz magmatiques (présence de grosses amphiboles).

III.7.2. Points communs rencontrés dans ce type de volcans

Les laves qui donnent naissance à ces appareils, sont des basanites qui ne présentent aucune différence avec les autres laves qui ont constitué les planèzes.

D'une part, dans tous les cas étudiés, j'ai trouvé, tant dans les brèches d'explosion que dans le lac de lave immédiatement postérieur, des enclaves de taille variable, plus ou moins altérées : socle, nodules de périclase, kaersutite. Le socle semblerait témoigner d'une remontée rapide, idée renforcée par la faible assimilation des nodules de périclase et des kaersutites. Souvent ce type dynamique s'accompagne de blocs tachylitiques qui, à mon avis, correspondraient à la surface trempée de la colonne lavique au contact de l'eau.

Bien qu'insuffisant, il me semble que, pour au moins cette partie du Cantal, on peut considérer l'association (socle + périclase + kaersutite + tachylites) comme un indice important mais non décisif pour essayer de trancher dans les cas litigieux.

D'autre part, un fait important est à noter : presque toutes les structures interprétées dans le Cantal comme résultant de ce type de dynamisme, aussi bien par C. Maurizot-Blanc (1974) que par P. Watelet (1977), G. Boudon (1979), ou moi-même, ont reçu un remplissage cratérique à la fin de l'éruption. Ceci les différencie donc des maars de l'Eifel ou de certains maars français (Tazenat, puy de l'Enfer, Enval, Beaunit...) qui, comme tous les maars mondiaux, reconnus comme tels, ont un événement de grande taille (plus de 800 m de diamètre), qui n'est jamais occupé par un lac de lave. De plus, tous sont supposés être situés sur des cours d'eau. Il est donc évident que les maars cantaliens sont différents tant par la taille (500 m au maximum), que par leur situation sur les planèzes et sur la présence d'un lac de lave tardif. De ce fait, il y a très probablement une relation entre les volumes d'eau mis en jeu et la présence ou l'absence de lave massive en surface, relation que l'on

que l'on pourrait résumer ainsi : quand, au cours de son ascension sous la pression des gaz magmatiques, la colonne de lave rencontre un niveau aquifère, il se produit des explosions phréato-magmatiques selon l'hypothèse de V. Lorenz (1970 et 1973). Le magma va se dégazer et sa vitesse ascensionnelle va décroître. Deux cas peuvent se présenter :

- si les apports d'eau sont importants, les explosions phréatomagmatiques seront nombreuses et violentes, entraînant ainsi un intense dégazage qui peut être total. De ce fait, la colonne de lave se heurtant à la pression lithostatique, sera bloquée dans sa progression. En surface, les explosions phréato-magmatiques répétées ont créé un vaste cratère où aucune lave massive n'apparaît.

- si au bout d'un certain temps, les apports d'eau diminuent ou cessent, les gaz magmatiques encore présents dans le magma mal dégazé, entraînent la colonne de lave vers la surface. La lave remplit le cratère d'explosion et peut en déborder pour donner de minces coulées.

Il faut donc imaginer pour les maars cantaliens, que les volumes d'eau mis en jeu, ont eu un rôle essentiel. Ils étaient ;

- suffisants pour déclencher le mécanisme explosif et former d'assez vastes cratères (2 à 300 m de diamètre, parfois plus),
- insuffisants pour permettre la formation de vastes cratères de type Eifel (800 à 1 000 mètres de diamètre), empêcher la montée de la lave et la formation de lacs de lave pouvant même déborder en coulées minces.

III.7.3. Conclusion

A la lumière de ces faits, il me semble que le maar cantalien peut se définir par :

- sa situation quelconque à la surface de la planèze, à condition toutefois, qu'il y ait un niveau aquifère dans son soubassement,
- l'association socle + péridotite + kaersutite + tachylite, + pyroclastites
- la présence d'un lac de lave, débordant ou non le tuff-ring, celui-ci ayant disparu dans la majorité des cas.

III.8. Rôle et importance de ces volcans explosifs dans l'édification des planèzes - Importance des enclaves remontées par ces volcans

Comme tous les autres points d'émissions, ces volcans participent à l'élaboration des planèzes, car tous ou presque voient leur évent être occupé par un lac de lave susceptible de déborder en minces coulées.

En théorie, ces volcans sont très intéressants pour la connaissance du substratum profond dont des fragments sont remontés jusqu'à la surface par les explosions. Dans tous les lacs de lave et/ou dans les brèches d'explosion, j'ai relevé de nombreuses enclaves de socle (granite, gneiss, exceptionnellement micaschiste) plus ou moins fondues. Dans quelques rares cas, j'ai identifié des phonolites (puys de Grandval et de Gerbel), une rhyolite (secteur du puy Gerbel) et des ordanchites (Servette et fissure du col de Chèvre). Les trachyandésites porphyriques (trachyandésites des sommets) ou non (brèches zonées) sont très courants. Quel crédit peut-on accorder à ces enclaves ? Une constatation s'impose immédiatement : la taille des enclaves varie selon la nature pétrographique. Si les blocs de trachyandésite, de phonolite et d'ordanchite peuvent atteindre 50 cm de diamètre (1 m exceptionnellement), les enclaves de socle ont une taille comprise entre 1 et 7 cm, en moyenne, 10 cm étant le maximum. Cette disparité dans la taille des enclaves mérite une explication car, si les blocs de trachyandésite, phonolite et

et ordanchite sont directement empruntés aux formations néo-cantaliennes, les enclaves de socle peuvent provenir de deux horizons stratigraphiques différents : du socle proprement dit ou de l'oligocène détritique. Si ces enclaves proviennent directement du socle, ceci sous-entendrait, vu la taille de ces blocs, que ce niveau stratigraphique est particulièrement mylonitisé, ce qui ne me paraît pas impossible, mais peu probable. Par contre, ces enclaves peuvent provenir d'un niveau sédimentaire détritique de l'oligocène, formé par des galets de socle. La taille des enclaves et leur faible assimilation par les laves planéziennes, me semblent plus favorables à la deuxième hypothèse.

Dans le cadre de cette hypothèse, il apparaît que la chambre d'explosion où sont en contact la colonne magmatique et la nappe phréatique, puisse se situer entre les cotes -200 m et 0 (mesures géophysiques de J.Roux et G.Sénaud, 1979).

IV. CAS DIVERS

IV.1. Cas litigieux

IV.1.1. Le secteur de la Montagne de Pleau - Planèze de Cézens

Au niveau du petit col coté 1 458 m, situé au Sud du puy de la Belle-Viste, affleure assez mal une blocaille qui paraît autochtone. Elle est formée par des blocs de basalte à grandes olivines et de blocs trachylitiques fluidaux décimétriques, le tout reposant sur une brèche à matrice fine et éléments tachylitiques, scoriacés, centimétriques. Derrière les burons situés à 1 460 m, apparaissent des projections fines de lapilli noirs à altération jaune, mais cette formation ne se traduit par aucune coloration particulière du sol.

De par la présence d'éléments tachylitiques à altération jaune (palagonitisation), j'aurai tendance à considérer ces affleurements comme résultats d'un volcanisme explosif d'origine phréato-magmatique.

IV.1.2. Le puy Ginestoux - Planèze de Cézens

Ce puy situé en bordure occidentale de la planèze de Cézens, présente des caractères rappelant ceux décrits par le dynamisme explosif de type maar, bien que son aspect le fasse ressembler aux volcans à activité rythmique explosive et/ou effusive.

Une phase explosive a donné des projections rougies localisées à 1 300 m sur la piste menant aux burons du Pont de la Roche et de la Mouteyre.

De l'autre côté du puy, affleure une coulée de basanite à écoulement Ouest vers la vallée. Elle forme la croupe où s'élève un calvaire. La lave est assez vitreuse, à altération sonnenbrenner plus ou moins poussée. Elle contient des kaersutites centimétriques et des nodules de péridotite de 1 à 15 cm mais souvent ces derniers ont disparu par altération, et la basanite présente des logettes creuses.

Le sommet du puy est formé par une coulée de basanite (J803) à altération sonnenbrenner, à olivine millimétrique très altérée. Cette lave forme une calotte située topographiquement au-dessus de l'autre coulée.

Le puy Ginestoux serait peut-être un volcan de type maar succédant à un volcan de type mixte mais il faudrait plus d'observations précises pour l'affirmer.

IV.1.3. La Montagne de Serverette - Planèze de Cézens

Entre le buron de la Montagne de Serverette et le ruisseau des Cros pointe une masse lavique d'une centaine de mètres de diamètre et de dix à quinze mètres de haut. Il s'agit d'une basanite classique, à altération sonnonbrenner peu poussée. Elle s'est mise en place dans des projections tuffacées qui ont été rubéfiées. Quelques dykes diverticulés se sont injectés dans ces tufs. Un seul de ces filons montre des épontes vitreuses nettes.

Vu les affleurements et la taille de ce point d'émission, je pense qu'il s'agit d'un spatter-cône ou d'un petit cône de cendres dont la cheminée a été comblée par la lave sans qu'il y ait eu débordement, ce qui correspond presque à la définition d'un neck. Les parties fines scoriacées devaient former un rempart qui a été dégagé par érosion.

IV.1.4. Le secteur des vacheries de la Belle-Viste - Planèze de Cézens

Un chicot de basanite aphyrique forme le point coté 1 415 m juste au-dessus des vacheries de la Belle-Viste. Ce pointement présente une lave dont le faciès est différent de celui des basanites environnantes. Une particularité intéressante est à noter : la fluidalité de la basanite est subverticale.

Dans la lave s'observent des enclaves claires dont la taille varie de celle d'un cristal isolé jusqu'à un "bloc" de 10 cm. La nature de cette enclave semble être trachyandésitique. La structure grenue fait penser à des enclaves de type monzonite.

Cet affleurement représente peut-être une cheminée d'alimentation qui a pu émettre des coulées non repérées sur le terrain. Peut-être s'agit-il d'un neck ?

IV.2. Les laves

IV.2.1. Définition

Ce sont des masses laviques extrusives allongées, d'une épaisseur variable le plus souvent supérieure à 10 m. Elles forment de véritables "dykes" dominant la planèze de plus de 20 m parfois.

A. de Goër de Herve (1972) décrit des laves extrusives sur la planèze de Saint-Flour. Ce terme de "lames extrusives" pose un problème dynamique : comment de telles masses de nature basaltique se sont-elles mises en place sans s'épancher ? J'essaierai de répondre à cette question après l'étude des laves du secteur étudié.

IV.2.2. Monographies

IV.2.2.1. La lame de Chauvel - Planèze de Cézens

La lame de Chauvel d'une épaisseur moyenne de 20 m, forme un affleurement coté 1 262 m. Sa direction est N 130, parallèle à la vallée de l'Épie. Le débit de la lave en blocs prismatiques réguliers et/ou en galettes permet de préciser la géométrie de la lame. L'extrusion quasi-verticale dans sa partie Sud, se couche vers l'Ouest et les prismes prennent un pendage d'environ 35°E, dans sa partie Nord.

Dans la basanite (M801) vitreuse et tenace qui constitue cette lame, s'observent des cristaux millimétriques d'olivine et de pyroxène, ainsi que de gros nodules décimétriques de périclase.

IV.2.2.2. La lame du puy Tario - Planèze de Cézens

Le sommet du puy Tario est formé par une lame subverticale d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Son déversement est NNE dans la partie Nord, franchement Sud dans la partie méridionale. Sa direction est environ N 130, parallèle à la haute vallée du Brezons.

Cette lame est formée par une basanite (I707) à grands cristaux de pyroxène (2 à 5 cm) et d'olivine millimétriques, ce qui la fait tendre vers un pôle ankaramitique franc. Elle renferme quelques petits nodules de périclase.

IV.2.2.3. La lame d'Imbiquerou - Planèze de Malbo

Cette lame a recoupé le lac de lave formant le plug de Mandre. Elle forme une petite bosse cotée 1 503 m, accidentant la surface plane et herbue du secteur. Cette lame de direction N 135 a environ 15 m de puissance. Elle est formée par une basanite à olivine millimétrique. Son altération sonnonbrenner est assez poussée.

IV.2.3. Hypothèse génétique

Une origine possible serait imputable à un remplissage cratérique de cônes de cendres allongés tels qu'il s'en forme par la juxtaposition de petits spatter-cones alignés sur une fissure. En fin d'émission la lave monte dans la fissure et envahit la cavité sommitale de ce cône de cendres allongé. Il se forme alors un lac de lave de petites dimensions caractérisé par un rapport longueur/largeur parfois très élevé. Il faut donc admettre qu'après la solidification du lac de lave le rempart ait disparu par érosion, ce qui est aisé dans le cas de cendres fines.

IV.3. Les points d'émissions des basaltes doléritiques

IV.3.1. Monographies

IV.3.1.1. Le puy de la Belle-Viste (puy de la Mouche) - Planèze de Cézens

C'est le plus important épanchage de basalte doléritique de la planèze de Cézens, couvrant environ 0,2 km² de surface. Il s'agit d'un édifice extrêmement surbaissé de 30 à 40 m de haut, formés par trois gradins successifs d'une dizaine de mètres chacun.

La roche (H 502) de couleur grise, à cristaux millimétriques de feldspaths, d'olivines et de rares pyroxènes, a une structure doléritique franche. Elle se débite en dalles centi à décimétriques ainsi qu'en boules très vésiculées. Au niveau de chaque ressaut, le débit se fait typiquement en un mode planaire produisant des lauzes exploitées pour la couverture des burons.

L'interprétation dynamique de ce puy pose un problème en raison de la présence de trois gradins morphologiques et de la faible extension de la lave. Trois hypothèses génétiques se présentent :

- ce seraient trois coulées excessivement courtes (1 000 m maximum) superposées. L'épanchage se serait fait du Nord vers le Sud, sur une pente très faible, à partir d'une cheminée située à l'aplomb du P.C. 1556. Sur le terrain, je n'ai vu ni scories intercoullées, ni niveaux scoriacés nets et continus entre les divers gradins ;

- ce serait le résultat de pulsations successives au cours d'une même émission d'une lave doléritique visqueuse ;

- ce pourrait être aussi une forme liée à un tuff-ring incomplet (croissant pyroclastique) n'existant que dans la partie amont, et égueulé dans la partie SE en raison de l'écoulement lavique.

Les contacts avec les basaltes sombres sous jacents n'ont pu être précisés sur le terrain, car la pellicule morainique continue se raccorde aux éboulis doléritiques. Il ne fait cependant aucun doute que les basaltes sombres sont stratigraphiquement au-dessous de ces dolérites.

IV.3.1.2. Le P.C. 1 479 m (*puy de la Belle-Viste*) - Planèze de Cézens

Il s'agit d'une masse de basalte doléritique qui affleure au-dessus des ruines des vacheries de la Belle-Viste. Elle se présente comme une petite galette elliptique de 150 m pour son plus grand axe et de moins de 10 m de haut.

Le basalte doléritique (I603) est de couleur rose. De nombreuses olivines se reconnaissent entre les lattes de plagioclase. La lave très bulleuse, se débite en gros blocs métriques irréguliers. Des différences d'ordre minéralogique (absence de phénocristaux de pyroxène) me font écarter l'hypothèse d'une butte-témoin au front des coulées du puy de la Belle Viste.

Cette petite masse bien circonscrite peut être interprétée comme un remplissage cratérique. Aucun critère ne permet d'en préciser l'origine. Le contact avec les formations basaltiques sous-jacentes n'est pas visible.

IV.3.1.3. Chérot - Planèze de Cézens

Entre les burons de Chérot et la Montagne des Charoques, affleure une masse de basalte doléritique en forme de croissant mesurant 400 m de longueur pour 10 à 15 m de haut sa partie Nord est ennoyée sous un épais placage morainique, alors qu'au Sud des blocs déchaussés ont été entraînés par les glaciers en grands convois erratiques. De tels blocs ont été retrouvés près du hameau des Chabasses et dans le bois de Lavergne.

Dans la roche (K701) de couleur gris clair, se distinguent des olivines noires et des lattes millimétriques de plagioclase. La lave se débite en gros blocs métriques de forme irrégulière, donnant des éboulis localisés sur les pentes de part et d'autre de l'affleurement.

Du point de vue dynamique, je pense pouvoir rapprocher cet affleurement des laves dont la genèse a été explicitée, p. 78.

IV.3.1.4. Le vallon du ruisseau de Montréal - Planèze de Malbo

Au-dessous des vacheries du Siniq, affleure à 1 380 m un basalte doléritique (G904) gris contenant des olivines et des plagioclases millimétriques. Cette masse semble être en continuité avec une coulée qui forme une croupe boisée en rive gauche du ruisseau de Montréal, mais les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de savoir s'il s'agit d'une coulée ou d'un véritable point de sortie.

IV.3.1.5. Le P.C. 1 463 m au Nord du puy de Randaou - Planèze de Malbo

Au point coté 1 463, affleure une masse grossièrement circulaire de basalte doléritique qui perce les projections scoriacées du puy de Randaou (cf. p. 59). La lave doléritique de type courant, se débite en lauzes centimétriques très caractéristiques, qui forment avec la basanite à altération sonnenbrenner du puy de Randaou, un dallage nival mixte assez important.

Comme pour le P.C. 1 479 de la planèze de Cézens, je pense qu'il pourrait s'agir d'un remplissage cratérique dont l'origine est incertaine.

IV.3.2. Problèmes liés aux émissions dynamiques des basaltes doléritiques

A. de Goër de Herve (1972) décrit de véritables nappes de basaltes clairs doléritiques qui couvrent d'importantes surfaces sur la planèze de Saint-Flour (75 km²). Du point de vue chimique, ces laves sont comparables à celles du secteur étudié.

Si l'on fait exception de la coulée du puy Gros (cf. p. 57) les basaltes doléritiques des hautes planèzes de Cézens et de Malbo se sont épanchées sur de minuscules surfaces inférieures à 0,25 km², d'où les difficultés de compréhension du point de vue dynamique. Deux explications semblent possibles :

- la viscosité de ces laves est très élevée ce qui peut donner des coulées courtes et des laves. Or, ceci est exactement l'hypothèse inverse de celle de A. de Goër de Herve (1972) pour qui les basaltes doléritiques auraient eu une faible viscosité pour s'étaler en nappes sur des pentes infimes. A mon avis, le débit planaire de ces laves irait plutôt dans ce sens que dans celui de laves très visqueuses;
- l'importance des phénomènes phréatomagmatiques dans cette partie du Cantal est très grande ce qui a pour conséquence directe un très fort dégazage de la lave en fusion à tel point que les gaz, véritable moteur de l'éruption, ne sont capables d'entraîner qu'une infime quantité de magma à la surface.

Il est à noter que tous ces basaltes doléritiques ne sont presque pas vacuolaires. De plus, ils se situent tous, dans un secteur où le dynamisme phréatomagmatique est important. Il ne m'est cependant pas possible d'affirmer de façon sûre que l'origine de ces volcans émettant des basaltes doléritiques, aient une origine explosive violente, de type maar, liée à des phénomènes phréatomagmatiques. En effet, je n'ai ni observé de coupe montrant le diatrème, ni reconnu du tuff-ring ou croissant pyroclastique qui ont dû disparaître par érosion. La coulée du puy Gros serait donc une exception dans ce contexte explosif. Or, il est à remarquer que la planèze du puy Gros ne comporte que des volcans effusifs ou mixtes, ce qui semble indiquer qu'en l'absence d'eau, les basaltes doléritiques s'épanchent de façon analogue à ceux de la Planèze de Saint-Flour (A. de Goër de Herve, 1972).

B. VOLCANOLOGIE STRUCTURALE : LES ENSEMBLES

I. EVOLUTION DANS LE TEMPS D'UN APPAREIL COMPLEXE : LE PUY DE GRANDVAL

Classiquement certains événements, au cours de leur histoire, émettent différents types de laves ; ceci peut entraîner des différences notables dans le comportement dynamique du volcan.

Dans le secteur étudié, le meilleur exemple en est le puy de Grandval. Ce volcan situé sur la fissure du col de la Tombe du Père (cf. p. 86), est le point culminant de nature basaltique de la planèze de Cézens. Si tout le versant occidental du puy de Grandval révèle une excellente coupe naturelle (Fig. 16) et permet une approche dynamique intéressante, peu d'observations peuvent être faites sur la partie sommitale empâtée par les formations glaciaires argileuses. Elles ont été modelées en buttes gazonnées qui passent progressivement sur le versant oriental, à un dallage nival formé de blocs et de "galettes" basaltiques.

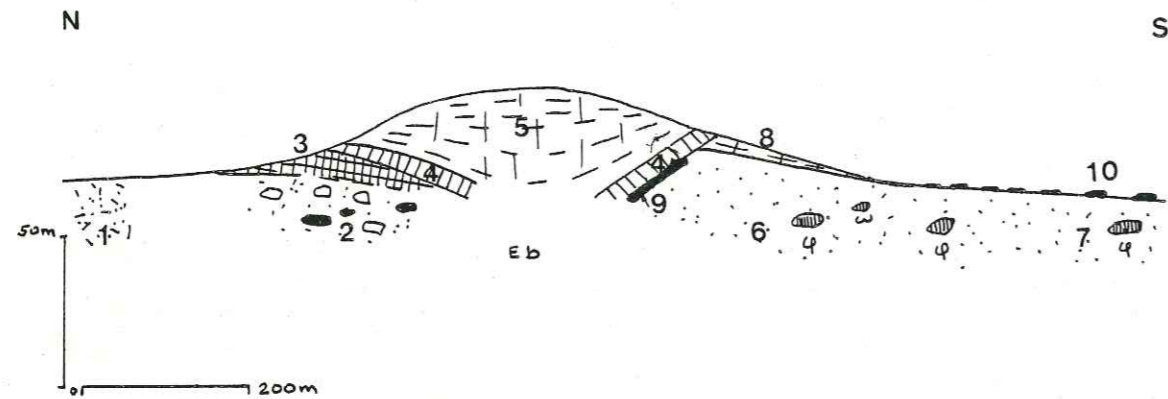


Fig. 16 : Coupe schématique du puy de Grandval, d'après les observations du flanc occidental de cet appareil.

- 1 : Brèche de scories soudées
- 2 : Brèche d'explosion
- 3 : Coulée de basanite à kaersutite (débit en prismes)
- 4 : Brèche scoriacée (épontes du lac de lave)
- 5 : Lac de lave
- 6 : Projections stromboliennes à bombes en rubans
- 7 : Projections stromboliennes à bombes en fuseau
- 8 : Coulée de basanite à kaersutite (débit en grosses dalles)
- 9 : Lame basaltique vitreuse
- 10 : Dallage nival
- Eb : Eboulis

I.1. Le volcan strombolien

La partie Sud du volcan est occupée par une brèche de scories rouges, très fines renfermant de nombreux lapilli scoriacés bleutés. Les bombes assez largement représentées, sont de trois types : bouses de vache, bombes en rubans (ce qui dénote une fluidalité exceptionnelle pour le massif du Cantal (A. de Goër de Herve, communication orale) et bombes en fuseau plus ou moins régulières suivant leur taille, variant de 10 à 70 cm. De nombreuses enclaves sont enchâssées dans ces brèches. Il s'agit, pour une très large part, de socle granito-gneissique et micaschisteux très argilisé, ainsi que de trachy-andésites à patine blanche.

A la faveur de rares coupes naturelles, dans le versant oriental du puy de Grandval, apparaissent deux autres types de brèches qui y déterminent des sources à débit continu quelles que soient les conditions météorologiques.

C'est sur ce versant que le ruisseau de l'Epie prend sa source au niveau d'un horizon scoriacé jaune ou rouge, formé par des tufs à lapilli scoriacés. Le litage est nettement penté de 25 à 30° E. Cet horizon a un faciès de type "bas de cône" strombolien (cf. p. 59).

A la source voisine,affleure une coulée à semelle bréchique scoriacée formée par une basanite à altération sonnenbrenner. Cette coulée semble s'échapper de la base du cône. Dans le ruisseau, elle affleure en une masse épaisse, au-dessus d'un niveau métrique de cendres basaltiques très fines, rougies et argilisées.

Ce cône strombolien peut être reconstitué géométriquement. Son sommet se situerait dans le même secteur que le sommet actuel.

I.2. Le volcan explosif

Au Nord du puy de Grandval affleure une brèche d'explosion composite, non litée, d'une épaisseur d'au moins 30 m. Elle renferme :

- des blocs basaltiques trempés : lapilli noirs denses pouvant atteindre 3 mm, et des bombes tachylitiques décimétriques renfermant de petits nodules de péridotite (0,5 à 25 mm) ;
- des blocs basaltiques scoriacés très nombreux noirs ; de lapilli et des fragments de bombes.
- des blocs basaltiques à altération et à structures différentes, provenant des couches inférieures de l'appareil ;
- des fragments du substrat trachyandésitique ;
- de petits cristaux libres de kaersutite millimétrique ;
- des blocs de nature ordanchitique et phonolitique (G503c), à patine blanchâtre ;
- des fragments de socle granitique très altéré,

Cette brèche d'explosion absente au Sud du puy, peut se voir sur le flanc oriental lorsque le dallage nival est interrompu. Les lapilli denses et les bombes tachylitiques y sont majoritaires, associés à des scories et des blocs basaltiques, trachyandésitiques et phonolitiques.

Au-dessus de ces brèches, apparaît par place une carapace basaltique. Il s'agit d'une basanite (G403a), qui se débite en galettes hexagonales de cinq centimètres d'épaisseur. Elles forment ainsi une sorte de "chaussée de géant" en voie de désagrégation dans la partie septentrionale du volcan, alors qu'au Sud, il ne reste que des blocs anguleux. Cette carapace basaltique va donner une grande partie du dallage nival du flanc oriental du puy de Grandval.

Dans cette basanite, se trouvent associés de très nombreux nodules de péridotite décimétriques, d'énormes cristaux de kaersutite (cf. p. 136) et quelques enclaves centimétriques de socle gneissique. Les amphiboles saines ont une taille moyenne de 5 cm mais peuvent atteindre 15 cm de long. Leur densité dans certains blocs peut être très importante.

Ce volcan explosif est peut-être à rattacher au type dynamique des maars. Il présente de plus tous les caractères secondaires (péridotite-socle-kaersutite) rencontrés dans d'autres événements (cf. p. 75)

I.3. Le volcan effusif

L'épisode explosif du puy de Grandval se termine par l'émission d'une coulée de basanite liée à un remplissage cratérique. Au-dessus de la basanite à kaersutite et nodules de péridotite, se développe une masse lavique à débit en grosses dalles. Elle est constituée par une basanite à olivine et pyroxène, sans nodules de péridotite, ni amphibole. Dans la partie Nord, le contact avec la masse lavique inférieure n'est pas très net : une brèche d'éponte scoriacée semble séparer ces deux laves, alors qu'au Sud une lame basaltique double à un mètre de distance la brèche d'éponte dans les scories soudées. Il est possible que cette lame représente le remplissage d'une fissure parallèle au cratère, mais les lacunes d'affleurement sont trop importantes pour l'affirmer. Le remplissage cratérique apparaît comme certain. Le lac de lave a débordé en donnant une coulée peu épaisse au niveau du cratère car seuls quelques blocs participent à l'élaboration du dallage nival. Elle s'est épanchée vers l'Est jusqu'au niveau du point coté 1 520 m où elle a été détournée vers le Sud par le barrage que devaient former les appareils de la fissure du puy de la Jambe.

I.4. Conclusion

Le puy de Grandval a donc vu se succéder plusieurs types dynamiques. Au vaste cône strombolien décapité par les explosions probablement phréato-magmatiques, a succédé une phase effusive qui a non seulement comblé le maar, mais a débordé le tuff-ring pour donner une véritable coulée.

II - EVOLUTION ET GROUPEMENT DANS L'ESPACE : LES FISSURES

II.1. Définition

J'appellerai "fissure" un alignement d'événements juxtaposés ou non, qui ont pu fonctionner au cours d'une même phase ou voir leur activité s'échelonner dans le temps. Effusions laviques, produits pyroclastiques et injections multiples s'imbriquent tout au long d'une fissure.

II.2. Monographies

II.2.1. La fissure du col de la Tombe du Père - Planèze de Cézens (Fig. 17)

Dans la partie supérieure de la planèze de Cézens, j'ai reconnu, sur une distance d'environ 2,5 km, un alignement de points d'émission. Cette fissure se suit depuis la dernière coulée trachyandésitique de l'ensemble puy Brunet - Cantalon, un peu au Nord du col de la Tombe du Père, jusqu'à la piste passant au Sud du P.C. 1 531 m, à l'Ouest des vacheries ruinées de la Combe de Saure.

II.2.1.1. Les observations en surface de planèze

Cet alignement est formé par deux fissures. Celle de la partie Nord est orientée N-S, alors que celle de la partie Sud, est N 30. Elles se relaient en échelon au niveau du puy Gerbel. L'étude de cet ensemble sera faite du Nord au Sud, les lettres majuscules se rapportant à celles de la figure.

A- un ensemble de dykes trachyandésitiques NS et N 135, arme en un réseau dense et complexe, une masse de scories soudées dont l'allure est en général assez arrondie. Sur le versant oriental, entre les cotes 1 590 et 1 600, cet ensemble est recouvert par une coulée fluidale de nature latitique, contenant une multitude d'enclaves. De ce fait, elle peut servir de niveau repère local (coulée latitique du col de la Tombe du Père-H401).

B- au niveau du col de la Tombe du Père, affleure une brèche chaotique, sans litage apparent, à matrice fine et cendreuse. Elle renferme des blocs de 1 à 10 cm, de nature variée :

- scories, lapilli scoriacés et blocs basaltiques,
- quelques lapilli denses noirs basaltiques,
- scories et lapilli trachyandésitiques,
- blocs latitiques à enclaves,
- fragments de tufs lités,
- fragments de blocs phonolitiques altérés et éclatés,
- blocs de socle altéré (granite et gneiss).

Au niveau du col sur le versant Est, la coulée latitique (H401) à enclaves est interrompue. Plus au Sud, sur le même versant, affleure une brèche tuffacée à blocs de petite taille (1 à 5 cm), de même nature que ceux de la brèche du col. Cet ensemble est surmonté par des projections scoriacées fines de nature basaltique (cf. C).

L'interruption de la coulée latitique à enclaves à l'aplomb de la brèche chaotique du col et les caractères des deux brèches me conduisent à interpréter ces affleurements comme étant issus d'un dynamisme explosif de type maar : la brèche du col de la Tombe du Père représenterait la brèche d'explosion dont une partie serait retombée dans le diatrème à la suite d'effondrements (présence de tufs lités), alors que la brèche tuffacée du versant oriental serait un témoin du tuff-ring.

C- entre 1 600 et 1 630 m, affleure, en une falaise subverticale "stratifiée"; un ensemble basanitique formé par une lave assez vacuolaire, qui se bréchifie. Cet ensemble présente tous les caractères des écoulements pyroclastiques basaltiques décrits par G. Boudon (1979) dans le secteur du Suc Gros (planèze de Trizac) : lames laviques finement vésiculées, aux épontes bréchifiées donnant des fragments globuleux d'aspect scoriacé. Les écoulements pyroclastiques ont un léger pendage Nord (10° environ) et se sont écoulés en direction du maar du col de la Tombe du Père.

Un dyke de basanite à pâte sombre dans laquelle se distinguent de grandes olivines (5 mm) et quelques rares pyroxènes millimétriques, recoupe cette falaise. L'altération sonnenbrenner de cette lave est assez poussée.

D- sous le pylone terminal du télésiège, affleurent des projections fines, rouges, présentant les caractères de projection de maar. Elles sont constituées par des tufs fins, des cendres à lapilli et des blocs de socle. Ces projections sont peut-être à rattacher à l'épisode explosif du puy de Grandval (cf. : p. 83). Cet ensemble a été rubéfié par le passage d'une coulée basanitique issue du puy de Grandval dont il ne reste que des blocs à débit en boules.

E- à 1 643 m, près du télésiège, un dyke de basanite semi-porphyrrique à olivine et pyroxène millimétriques, s'insinue dans des scories basaltiques à aiguilles d'olivine.

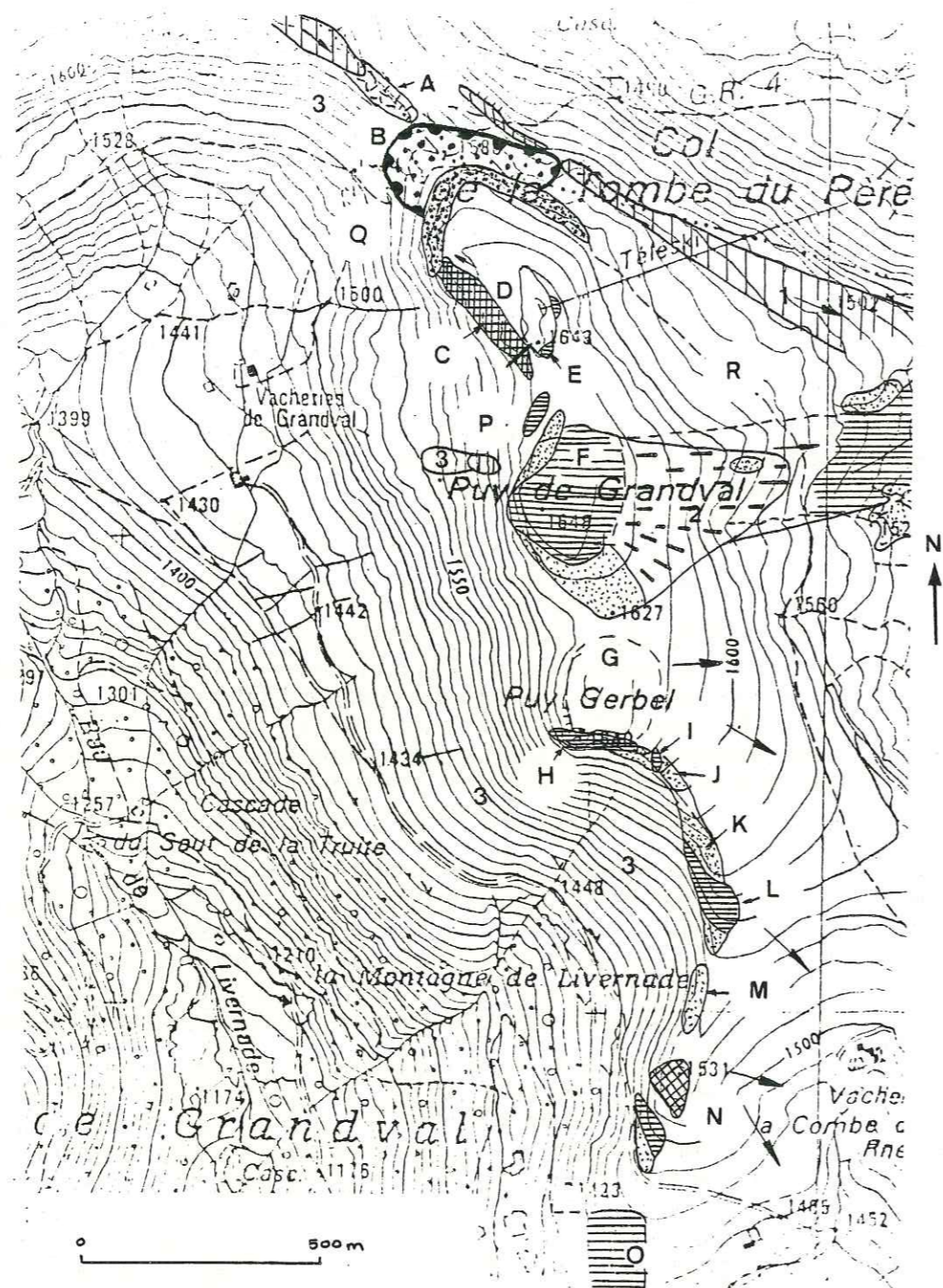
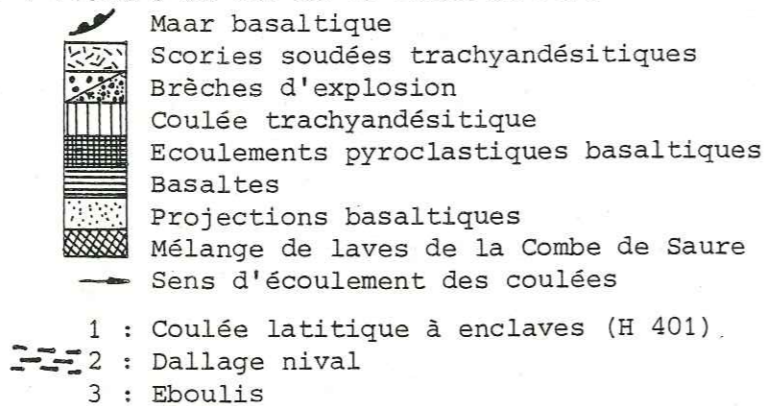


Fig. 17 : Fissure du col de la Tombe du Père



Les lettres se rapportent au texte

F- au Sud d'un petit col herbu, encombré de formations superficielles, se profile le puy de Grandval déjà étudié (cf. p. 81).

G- plus au Sud encore, affleurent assez mal les formations du puy Gerbel. Ce volcan semble avoir eu une histoire analogue à celle du puy de Grandval, mais rien ne permet de l'affirmer, ni de l'infirmer.

H- une lame de basanite (G504a) orientée N 120, fait le relais entre les deux fissures. Cette masse lavique est accolée au puy Gerbel auquel, d'ailleurs, elle est postérieure. Dans sa partie Est, cette lame se subdivise dans des projections fines tuffacées, de nature basaltique. De ce fait, il y a répétition du phénomène de parois froides. La lave renferme de très nombreux nodules de péridotite (5 à 15 cm), de rares amphiboles (kaersutite) centimétriques et quelques cumulats pyroxéniques.

I- à 1 620 m, pointe une petite masse de basanite à nodules de péridotite. Le débit de cette lave se fait en gravillons centimétriques issus de l'altération sonnenbrenner. Il peut s'agir soit d'une intrusion dans des projections, soit d'une petite coulée issue du puy Gerbel, qui s'épanche en direction du ruisseau de Livernade.

J- entre 1 620 et 1 610 m, affleurent des projections à dominante scoriacée. Elles renferment des blocs de nature variée : lapilli et scories basaltiques, parfois tachylitiques ; blocs de trachyandésite, de phonolite et de granite altéré, nodules de péridotite.

K- entre 1 610 et 1 550 m, des projections se suivent tout au long de la crête. Elles montrent dans leur partie supérieure, une passée métrique de tufs d'explosion contenant des lapilli scoriacés et/ou denses, des blocs tachylitiques et des blocs de phonolite, d'ordanchite et de trachyandésite. Cette passée ainsi que les projections sus-jacentes (§ J) semblerait témoigner d'un dynamisme plutôt phréato-magmatique.

Au-dessus de cette passée à blocs et lapilli tachylitiques, affleurent successivement :

- un ensemble complexe de tufs à lapilli scoriacés,
- une brèche de scories grossières à grosses bombes,
- un niveau de scories soudées,
- un basalte scoriacé passant progressivement à une

lave vitreuse riche en phénocristaux d'olivine et pyroxène. Cette masse lavique représente peut-être une injection dans un faciès de cœur de cône.

Les points J et K constituent un même appareil dont l'explosivité est croissante dans le temps, liée peut-être à des apports phréatiques. Toutes ses projections ont un léger pendage NW.

L- à 1 540 m, affleure une coulée de basanite riche en phénocristaux d'olivine. Son débit se fait selon un mode planaire en plaquettes centimétriques à altération sonnenbrenner. Sur son passage, cette coulée a rubéfié un mince horizon tuffacé.

A quelques mètres en contrebas sur le versant occidental, affleurent des scories soudées, de couleur noire. Elles passent insensiblement à un ensemble de projections agglomérées. Le tout est injecté de dykes basaltiques à phénocristaux d'olivine.

M- à 1 530 m, se poursuivent ces mêmes projections mais elles prennent une couleur rouge et ont une granulométrie plus fine. Quelques rares kaersutites (3 à 7 cm) isolées, des blocs trachyandésitiques, phonolitiques et rhyolitique (H505b) sont enchâssés dans ces tufs.

Plus bas dans ce versant, affleurent très mal des projections basaltiques tuffacées à blocs, de couleur blanche. Elles ont probablement subi une intense altération.

N- à 1 531 m, affleure une masse basaltique complexe emballant des paquets de tufs et de projections. Il s'agit d'une cheminée

caractérisée par un mélange lité de plusieurs laves. Les pendages varient selon les points considérés. Les caractères pétrographiques changent rapidement aussi bien verticalement qu'horizontalement. Cette masse lavique fera l'objet d'une étude détaillée au chapitre V.

O- derrière les vacheries de la Tagadure, affleure une très importante masse lavique à débit de dyke. Il s'agit d'une énorme lame de basanite qui s'est épanchée ensuite vers l'Ouest en une épaisse coulée. Toutes les vacuoles de la lave sont plus ou moins remplies de zéolites.

II.2.1.2. Autres observations dans les versants

Cette fissure a dû avoir une durée de vie relativement longue, car plusieurs observations permettent de penser qu'elle remonte au moins à l'activité trachyandésitique du secteur.

P- entre 1 570 et 1 590 m, affleure, à l'aplomb du puy de Grandval sur son versant Ouest, une cheminée ovoïde de lave trachyandésitique.

Q- dans le même secteur, mais légèrement plus haut, il existe une corniche trachyandésitique très disloquée rappelant la coulée latitique à enclaves du col de la Tombe du Père.

R- sur le versant oriental du puy de Grandval, quatre échantillons trachyandésitiques sous la forme de blocs sans enclaves surmontent la coulée latitique à enclaves du col de la Tombe du Père. Il s'agit peut-être d'une coulée issue d'un paléo-puy de Grandval de nature trachyandésitique.

De plus, dans les projections basaltiques planéziennes ; j'ai prélevé des blocs d'ordanchite, de phonolite et de rhyolite qui, pour les deux derniers termes, ne sont connus que dans ce secteur et sous la forme de blocs. Bien que je n'aie pas observé ces roches en place, cela signifie que, quelque part au-dessous de la carapace basaltique, il existe des termes très différenciés.

Cette observation n'est pas nouvelle dans le Cantal car A. de Goër de Herve (1972) signale sous le Signal de Prat de Bouc (*puy de Prat de Bouc*) des dômes endogènes de latite. De même, P. Watelet (1977) démontre la présence de dômes phonolitiques sous la planèze embryonnaire du Limon dont A. de Goër de Herve (1972) et C. Maurizot-Blanc (1974) supposaient la présence en reconnaissant des terrasses fluviales à galets de phonolite au Sud de la cuvette de Murat.

II.2.2. La fissure du puy de la Jambe - Planèze de Cézens (Fig. 18)

Cette fissure moins longue que la précédente (2km environ), est aussi moins diversifiée. Sa direction N 120 à N 130 est parallèle à la haute vallée de l'Epie (*guisseau de Prat de Bouc*). J'étudierai cette fissure du Nord au Sud.

A- au point coté 1 520 m, affleurent des projections basaltiques constituées par des scories et des cendres litées. Le contact entre ces deux termes est souligné par un niveau riche en concentrations ferrugineuses. Quelques bombes ainsi que des lapilli agglomérés et altérés ont été vus au-dessous de la coulée de basanite B.

B- la coulée de basanite se suit dans le versant entre les cotes 1 500 et 1 470 m.

C- à 1 490 m, un affleurement de scories soudées basanitiques est armé par un réseau filonien, assez important. Ces éléments se retrouvent dans le sentier tant dans le versant que sur la crête, à 1 450 m y affleurent des projections tuffacées fines de couleur rouge qui renferment quelques scories

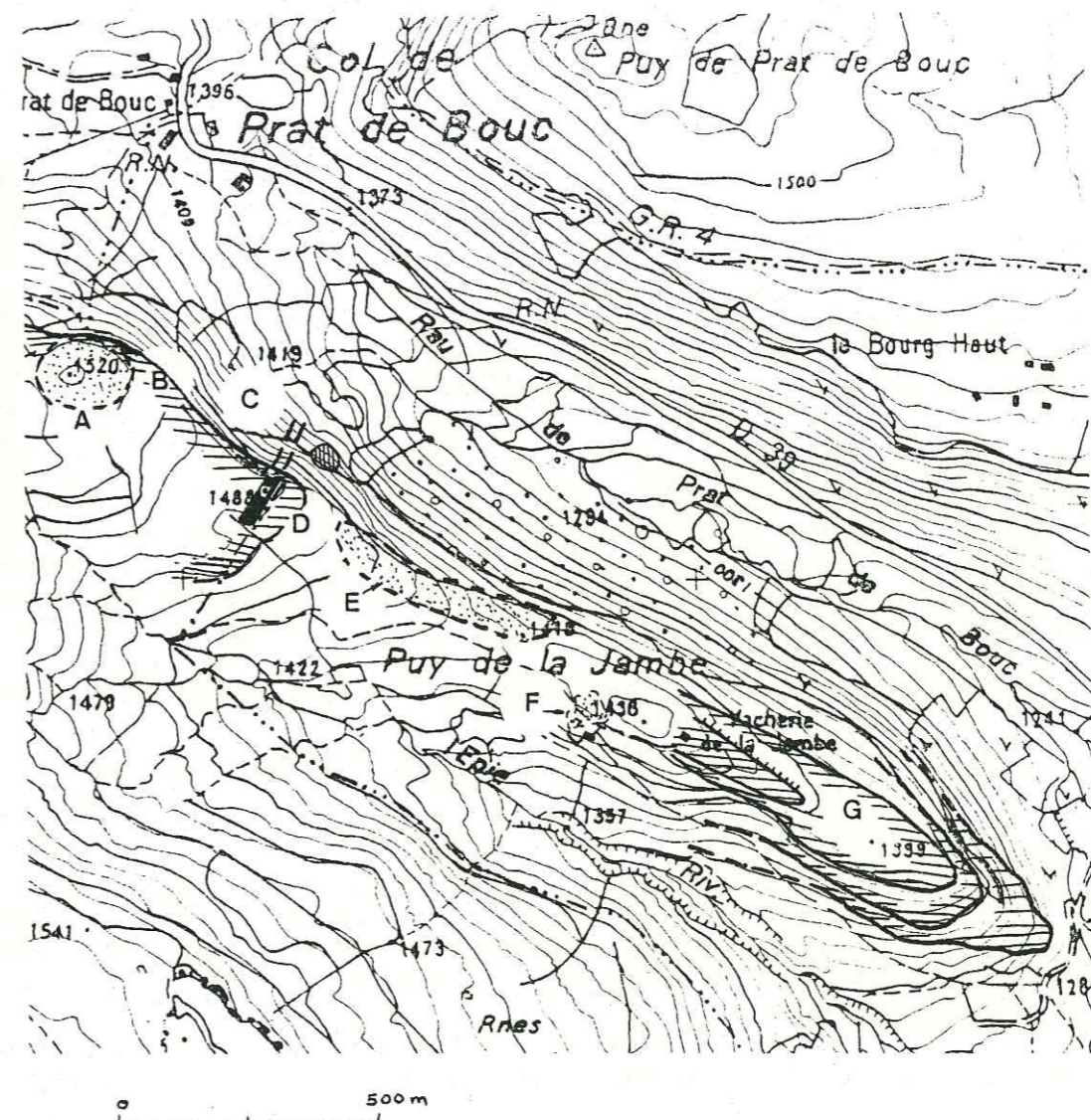






Fig. 18 : Fissure du puy de la Jambe

-  Brèche latitique paléo-cantalienne
-  Projections basaltiques
-  Basaltes en coulées
-  Dyke de basalte

Les lettres se rapportent au texte

basaltiques noires de 2 à 5 cm de diamètre. Au niveau de la source, débute une coulée basaltique renfermant de petites amphiboles (kaersutite ?) résorbées en éponge. La coulée se poursuit au-delà du point coté 1 488 m.

D- au point coté 1 488 m, pointe un filon basaltique assez important, de direction N 30. Ce dyke est très probablement responsable de la forte altération de la brèche sous-jacente appartenant à l'ensemble paléocantalien, dans laquelle les ferro-magnésiens sont tous déstabilisés en oxydes amorphes ne diffractant pas les R.X. (cf. p. 25).

E- sur le chemin de crête, des projections basaltiques scoriacées renfermant quelques grosses olivines, doivent être liées à des événements disparus, alimentés par de nombreux dykes.

F- près de l'abri à vaches, des scories stratifiées montrent des horizons alternant dans un ordre quelconque, de lapilli, de grosses bombes et de cendres brunes très fines. Par place il y a eu concentration d'oxydes de fer et de manganèse, donnant des niveaux plus sombres.

G- la partie Sud de la fissure est constituée par l'empilement de trois ou quatre coulées de basanite sombre issue du puy de la Jambe. Les laves sont vitreuses et renferment quelques olivines et pyroxènes millimétriques. L'altération de type sonnenbrenner, de plus en plus poussée, permet la formation d'éboulis de blocs fragiles et de gravillons centimétriques. Chaque coulée présente, au moins localement, une base scoriacée, sur une couche mince de projections fines, rubéfiées.

II.2.3. La fissure du col de Chèvre - Planèze de Malbo (Fig. 19)

II.2.3.1. Les observations en surface de planèze

Sur plus de 2,5 km de long, cette fissure très sinueuse, formée de plusieurs petites fissures de direction NS, N 135 et N 30 qui se relaient, se suit depuis les premières coulées trachyandésitiques du puy de la Cède au Nord, jusqu'au niveau de la Croix d'Imbiquerou au Sud. Elle affleure presque tout du long, sous la forme d'une falaise subverticale bordant les cirques de Mandre et d'Encloux. L'étude sera faite du Nord au Sud.

A- un entre lacs de dykes de basanite orientés N 30 et N 130, recoupe les premières coulées trachyandésitiques du puy de la Cède.

B- à 1 650 m, affleure une brèche d'explosion grossière à éléments déci à demi-métriques, de nature variée : basaltes vitreux, semi-porphyriques, scories basaltiques noires, trachyandésites et ordanchite. La matrice de cette brèche est sableuse (éléments inférieurs à 2 mm).

C- juste à côté et passant en continuité, affleure une brèche d'explosion à matrice fine cendreuse. Elle renferme de très nombreux minéraux libres (pyroxène et feldspath) ainsi que quelques scories centimétriques de nature basaltique. Une partie de cette brèche a subi une assez intense activité fumerolienne qui en a altéré la matrice en produits argileux.

Ces deux termes (B et C) proviennent probablement d'une explosion violente, peut-être du type maar.

D- sur la crête au-dessus de ces brèches, se rencontrent des blocs épars, de nature ordanchitique (D502). Leur taille est de l'ordre de 50 cm de diamètre. Ils se répartissent dans une zone d'extension réduite. Sur le terrain, je n'ai pas repéré de coulée d'ordanchite en place.

E- au niveau de la rupture de pente, apparaît une masse de scories fines cendreuse contenant quelques lapilli et de très nombreuses bombes en bouse de vache, témoins de l'activité d'un spatter-cone.

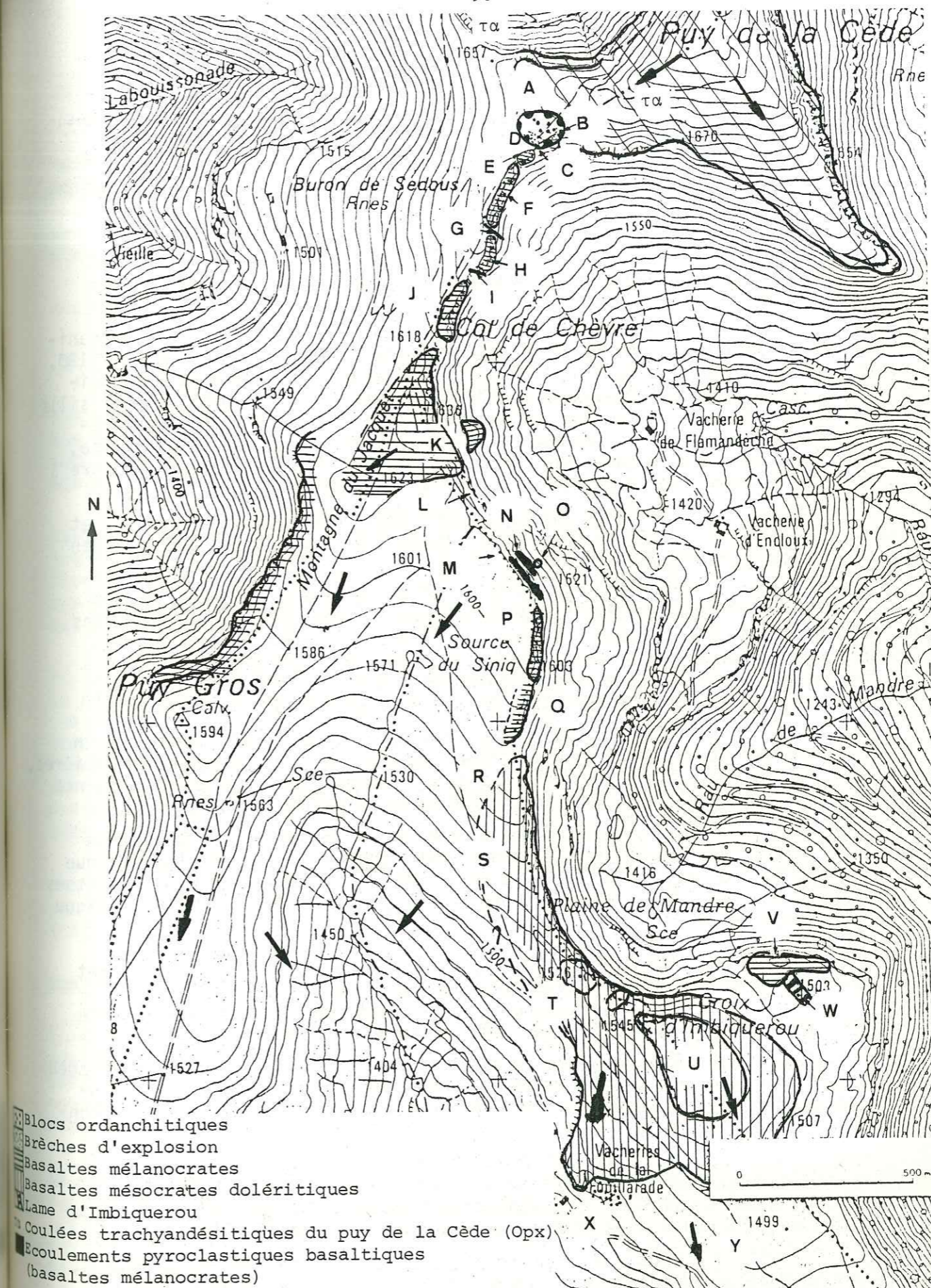


Fig. 19 : Fissure du col de Chèvre

F- entre 1 660 et 1 650 m (en crête), la falaise est formée par des très fines projections scoriacées, agglomérées et très indurées. Leur taille moyenne est inférieure au centimètre mais quelques rares blocs mesurent cependant jusqu'à 5 ou 7 centimètres.

G- la falaise se poursuit par un ensemble de brèches scoriacées soudées, entrelardées de masses laviques scoriacées. Entre 1 620 et 1 650 m, elle est recoupée sur toute sa hauteur par un dyke vertical de leucobasalte bien prismé horizontalement (D501). Près de ses épontes nettes, se trouvent des enclaves siliceuses pouvant atteindre 10 cm de diamètre (socle fondu ?).

H- une armature lavique constituée par deux dykes basanitiques d'épaisseur métrique, forme un éperon rocheux. Ces filons orientés N 130, voient leurs épontes se bréchifier dès qu'ils s'incurvent et passent à l'horizontale. Ils se développent ensuite en sills successifs. Il se peut que ces sills ne soient que des paquets de lave non encore bréchifiés car la limite brèche-lave est extrêmement floue. Au-dessous de ces dykes, à la base de la falaise, peuvent s'observer des passées très fines dont la granulométrie est inférieure à 0,1 mm. On a l'impression d'y voir une lave reconstituée.

Un autre dyke orienté N 100, recoupe ces deux filons et atteint presque la surface de la planèze. Légèrement plus au Sud, un dyke "en creux" recoupe toute la falaise.

I- entre 1 600 et 1 635 m, un dyke N 100 épais de 3 m environ, recoupe la falaise sur toute sa hauteur. Il se présente en creux dans les brèches scoriacées soudées. Les épontes figées, vitreuses et résistantes forment saillie alors que le cœur du dyke à débit en plaquettes verticales a été facilement érodé. La lave est une basanite fluidale, semi-porphyrique qui contient quelques enclaves centimétriques de socle granitique fondu.

J- jusqu'au col de Chèvre, la falaise est formée par un ensemble de blocs scoriacés, soudés, formant des passées plus ou moins grossières, et de masses laviques scoriacées. Recoupant cet ensemble, des dykes ont alimenté des coulées qui se sont épanchées en direction de la vallée de la Cère.

K- immédiatement au Sud du col de Chèvre et formant la croupe de la Montagne du Jacquet, affleure très largement une masse basanitique qui émet quelques dykes radiaux dans sa partie Nord. Les dalles laviques épaisses de 20 à 40 centimètres, ont, près des bordures de cette masse lavique elliptique (250 m de longueur environ), un pendage de 30° N dans la partie méridionale, de 60° S dans la partie Nord. La lave, près des bordures de cette masse, est très vitreuse. Sa structure devient semi-porphyrique sur quelques mètres avant que l'altération sonnenbrenner ne se développe dans la partie centrale.

Ces divers caractères me conduisent à interpréter cette masse lavique comme un lac de lave oblong, installé dans la fissure.

La croupe de la Montagne du Jacquet semble être constituée par une pellicule lavique liée à un léger débordement du lac de lave. Une coulée de 30 cm d'épaisseur, dans la partie méridionale du lac de lave, semble confirmer cette hypothèse.

En contrebas dans le cirque d'Encloux entre 1 570 et 1 590 m, affleure une masse basanitique à altération sonnenbrenner, de forme triangulaire, à pointe en bas. Il s'agit probablement de la cheminée d'alimentation du lac de lave. Elle a recoupé plusieurs coulées trachyandésitiques.

Deux datations effectuées par J.C. Baubron et J. Demange, l'une sur la Montagne du Jacquet, l'autre sur le lac de lave, donnent des âges similaires et placent cet épisode dans celui des basaltes planéziens : $6,8 \pm 0,2$ M.a (J.C. Baubron et J. Demange, 1977).

L- à ce lac de lave, fait suite un ensemble de projections qui, du bas de l'affleurement au sommet, montre :

- des tufs fins rougis, surmontés par des scories soudées ;
- une coulée lavique de 50 cm de puissance, qui s'épanche vers le cirque d'Encloux. Cette coulée disparaît au bout d'une vingtaine de mètres. Ses épontes sont en cours de bréchification ;
- des scories soudées ou des blocs scoriacés, ayant subi une action fumerolienne, surmontés d'une pellicule de basanite à altération * presque entièrement résorbés que j'ai interprétés comme d'anciennes amphiboles ;
- un ensemble de tufs rougis contenant des bombes arrondies pouvant atteindre 30 cm de diamètre ;
- des tufs rougis par une coulée de basanite vitreuse formant la crête.

M- quatre masses laviques superposées, formées par une basanite à altération sonnenbrenner, se sont mises en place en direction du cirque d'Encloux. Leur extension latérale est faible. Leur base et leur sommet se sont bréchifiés formant de fausses brèches intercoulées dont la puissance est égale à celle des masses laviques (de 0,75 à 1 m environ).

N- quelques mètres plus bas, affleurent cinq masses laviques de basanite semi-porphyrique à altération sonnenbrenner faible. Les intervalles les séparant sont occupés par des brèches de même nature assez scoriacées et d'égale épaisseur (30 à 50 cm). Cet ensemble est couronné par une coulée basanitique d'épaisseur métrique et d'extension latérale plus grande, qui s'infléchit vers le cirque de Mandre.

O- sous la masse lavique inférieure de cet ensemble (N), il existe un orifice circulaire de 70 cm de diamètre environ, situé à l'aplomb du point coté 1 521. La bordure de ce trou présente plusieurs écorces vitreuses concentriques d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Par endroits ces couches sont plus ou moins écartées et montrent, à leur face inférieure, de très légères saillies. Ce tube qui déforme la masse lavique sus-jacente, s'enfoncé dans le versant. Dans ce contexte de laves qui se bréchifient, ce tube peut représenter soit un pipe de dégazage classique dans les formations pyroclastiques, soit un soufflard car il se situe à proximité de la fissure émettrice.

P- jusqu'au point 1 603 m, se développe en crête une coulée métrique de basanite à altération sonnenbrenner. Le point d'émission de cette coulée serait à rechercher à l'endroit où les brèches sont injectées de très nombreuses masses laviques scoriacées.

Q- entre 1 603 et 1 580 m, affleurent des brèches soudées scoriacées injectées de paquets de lave vésiculée.

R- après une lacune d'affleurement de 5 m environ, la nature des laves change. A 1 575 m, une coulée de basalte doléritique clair recouvre des brèches soudées claires, à granulométrie fine, injectée de masses laviques scoriacées. Les blocs de ces brèches n'ont jamais, en cassure, la couleur noire classique des scories basanitiques. Quelques petits feldspaths peuvent y être discernés à côté des olivines.

S- à 1 560 m, semble s'individualiser une seconde coulée de basalte doléritique clair, mais elle n'est séparée de la coulée originelle que par un niveau scoriacé plus bulleux que la lave elle-même. Cet ensemble des brèches scoriacées soudées de même nature, se suit sur une distance de 400 m environ. Les coulées de lave massive disparaissent presque totalement vers 1 540 m, alors que les brèches affleurent normalement.

T- à 1 526 m et au pointement voisin, affleurent deux masses laviques subcirculaires formées par un basalte doléritique semblable au précédent. La lave émet des apophyses qui se diverticulent dans les brèches soudées. Ces

* sonnenbrenner, qui contient des cristaux de 5 à 7 cm

dykes embrassent des paquets de ces brèches. J'ai interprété ces deux masses laviques comme des cheminées qui ont percé ces brèches à éléments de 5 à 15 cm de diamètre.

U- la Croix d'Imbiquerou est un point d'émission effusif, à structure surbaissée caractéristique, qui a émis plusieurs coulées de basalte doléritique. Cet évent occupe une position identique à celle du puy de la Jambe sur sa fissure. L'épaisse coulée des vacheries de la Fouillarade qui se débite en plaquettes centimétriques sonores, pourrait lui être en partie, imputable, l'alimentation ayant pu se faire aussi par un point haut de la fissure.

La dernière coulée de la Croix d'Imbiquerou a une extension relativement faible. Le basalte est clair mais nettement moins cristallisé que dans les autres coulées.

II.2.3.2. Autres observations en planèze

A cette fissure, peuvent être rattachées plusieurs structures déjà étudiées :

V- le plug de Mandre, formé par une basanite vitreuse contenant des nodules de périclase centimétriques (cf. p. 73) et des enclaves de socle.

W- la lame du point 1 503, dite lame d'Imbiquerou est formée par une basanite à altération sonnenbrenner (cf. p. 79).

X- sous la coulée de basalte doléritique des vacheries de la Fouillarade, affleurent, près de l'abreuvoir, des projections scoriacées. Les scories ont une couleur noire en cassure et montrent des olivines altérées. Elles sont peut-être imputables à un appareil basanitique qui devait faire obstacle à la progression de la coulée de basalte doléritique car celle-ci s'épanche vers le Sinig plutôt que vers le Sud. Cet appareil a disparu par érosion alors que son flanc NE a été protégé par la coulée issue de la Croix d'Imbiquerou.

Y- des coulées sans racines connues, de nature basanitique s'épanchent normalement vers le Sud. Elles sont peut-être issues d'une cheminée située sous les coulées de la Croix d'Imbiquerou. Il est possible aussi que ces basanites appartiennent aux épisodes inférieurs de la Croix d'Imbiquerou comme dans le cas du puy Gros (cf. p. 57).

II.2.4. Les affleurements basaltiques des cirques d'Encloux et de Mandre

Dans ces deux cirques d'Encloux et de Mandre, affleurent des laves basaltiques sous la forme de coulées, de projections et peut-être d'écoulements pyroclastiques. La présence, dans ces cirques de laves basaltiques autrement qu'en filons, est un fait exceptionnel.

A 1 450 m, à la limite des deux cirques, affleurent, sur près de 1 km de long, un complexe basaltique formé de laves et de brèches plus ou moins scoriacées et soudées. Toute la partie Nord de cet affleurement, jusqu'au niveau du bois, est formée par un ensemble de brèches à blocs scoriacés et soudés, injectées de masses laviques scoriacées et de dykes peu nombreux et de taille modeste. La lave qui forme cet ensemble est une basanite semi-porphyrrique à tendance leucocrate. Dans la partie Sud, cet ensemble est relayé par une épaisse coulée de basanite semi-porphyrrique bleutée, à altération sonnenbrenner assez poussée. Cette coulée qui semble descendre dans le cirque de Mandre, renferme en plus des phénocristaux d'olivine et de pyroxène, de gros ferro-magnésiens résorbés en éponge (amphibole ?).

On pourrait voir dans cet ensemble bréchique soit un écoulement pyroclastique très peu évolué issu de la fissure du col de Chèvre, soit le résultat de l'activité d'un point de sortie qui aurait émis une coulée.

Le fond du cirque de Mandre (1 410 m) est occupé par une coulée canalisée d'épaisseur décimétrique formée par une basanite leucocrate, très scoriacée et à structure laminaire. Cette lave un peu semi-porphyrrique renferme de gros ferro-magnésiens résorbés en éponge (amphibole ?). Ces caractères ont tendance à la rapprocher de la coulée décrite à 1 450 m.

Dans le cirque d'Encloux, descend, entre 1 550 et 1 500 m, une coulée de basalte bleuté, à tendance leucocrate, renfermant quelques grosses olivines (E607). La décomposition en gravillons sonnenbrenner est plus ou moins poussée et variable d'un point à un autre. Il est possible que cette coulée se continue dans le versant du cirque de Mandre. Entre 1 500 et 1 480 m, puis un peu plus loin à 1 450 m, j'ai observé des lambeaux de coulée formés par une lave identique. La base de cette coulée rubéfiée des projections basaltiques très scoriacées et stratifiées à faible pendage Ouest (5°). Ces projections assez compactes sont constituées par des lapilli et de scories de 10 cm. D'assez nombreuses amphiboles saines, centimétriques (1 à 5 cm) y ont été récoltées.

Dans le cirque de Mandre, à 1 440 m, juste au-dessus du bosquet d'arbres, affleurent des projections de tufs fins rouges, de scories agglomérées et de bombes fuselées.

La présence de projections à amphibole, la présence probable de ce minéral dans les basanites et le contournement d'un obstacle par la coulée de basalte bleuté (E607) me conduisent à penser que les affleurements situés entre les deux cirques représentent un point d'émission plutôt qu'un écoulement pyroclastique issu de la fissure du col de Chèvre, sans pour autant en écarter totalement et définitivement l'hypothèse.

II.3. Signification des fissures éruptives

Classiquement, les fissures éruptives sont liées à deux types de fractures :

- l'un de type temporaire, donne lieu aux éruptions latérales des grands volcans (A. Rittmann, 1963). La fissure s'ouvre de façon quelconque sur le flanc du volcan et peut émettre de la lave en divers points de son tracé, au cours d'un cycle éruptif unique.

- l'autre de type pérenne, forme les rifts-zones des volcans hawaïens. Ceci traduit la présence de cicatrices profondes, permanentes, qui peuvent rejouer plusieurs fois, en donnant des cycles éruptifs multiples.

Dans le secteur étudié, rien ne permet de dire que les fissures se sont ouvertes au cours d'un cycle éruptif unique et que les diverses bouches alignées sont contemporaines. Au contraire, plusieurs faits me conduisent à penser qu'elles sont pérennes. En effet, aussi bien dans le cas de la fissure du col de la Tombe du Père que dans celui de la fissure du col de Chèvre, la présence de roches diverses (trachyandésites, phonolites, ordanchites, rhyotrachytes, basanites) semble attester la longévité de ces zones de faiblesse. De plus la direction de ces fissures peut être rapprochée des directions structurales connues dans le socle, à la périphérie du massif : NS et N 30 pour la fissure du col de la Tombe du Père, N 130 pour celle du Puy de la Jambe. Celle du col de Chèvre un peu plus compliquée, présente des modules d'orientation variable : N 130, NS et N 30, qui ont pu jouer à diverses époques au gré des contraintes tectoniques. Cet assemblage de directions diverses a déjà été reconnu en domaine trachyandésitique pour la fissure puy Brunet - col de la Pourtoine (cf. p. 45) et celle du puy du Rocher - Aiguillon (cf. p. 48).

III. CAS DES APPAREILS ISOLES

Une quarantaine de points d'émission ont été mis en évidence dans le secteur étudié. Si quelques événements peuvent être rattachés de façon certaine à des fissures (puys de Grandval, Gerbel, de la Jambe, Croix d'Imbiquerou), la plupart d'entre eux semblent isolés à la surface des hautes plaines de Cézens et de Malbo.

III.1. Signification des appareils isolés

Classiquement, les bouches éruptives s'installent sur des zones de faiblesse de l'écorce terrestre déterminées par des failles uniques ou des réseaux. Chaque appareil traduit donc en surface, l'existence d'un ou de plusieurs accidents tectoniques en profondeur.

III.2. Existence possible de "fissures inapparentes" les alignements volcaniques

III.2.1. Rappels tectoniques

Trois directions majeures sont classiquement connues dans le socle métamorphique à la périphérie du massif volcanique du Cantal (J. Jung et R. Brousse, 1962) :

- la direction NW-SE, notée N 135 détermine le grand horst de la Margeride qui sépare les dépressions tertiaires de Brioude et de Saint-Flour. Les fractures se présentent en un réseau assez dense.

- la direction NS est parallèle au fossé d'effondrement de la Limagne et déterminé plus au Sud la dépression jurassique des Causses. Le réseau de fractures est beaucoup plus lâche que celui NW-SE.

- la direction N 30, dite du Sillon Houiller détermine le volcanisme de la Chaîne de la Sioule. Les fractures reconnues sont très espacées.

III.2.2. Observations de terrain

III.2.2.1. Les vallées

La vallée de l'Epie peut être subdivisée en deux tronçons d'inégale longueur : l'un de 17 km, de direction N 135, compris entre le col de Prat de Bouc et Tagenac ; l'autre de 6 km, orienté NS entre Tagenac et le confluent de l'Epie avec la Truyère.

La vallée du Brezons se présente d'une manière identique : à un tronçon de 4,5 km de direction N 135, compris entre Sanissage et le château de la Bohal, fait suite un tronçon NS de 12 km environ, entre le château de la Bohal et les Moulings, au Sud de Saint-Martin-sous-Vigouroux.

Seul un contrôle structural peut expliquer ces directions remarquables ainsi que les brusques changements de directions enregistrés dans ces vallées. De plus, il faut noter que la Santoire fait un brusque coude en aval de Collanges pour prendre une direction NS. Ce changement d'orientation se fait approximativement sur la même ligne NS qui détermine celui du Brezons. Le contrôle structural pour ces deux vallées semble s'imposer.

III.2.2.2. Les dykes

Les dykes rencontrés sur le terrain présentent toujours une de ces trois directions. Statistiquement, la direction N 135 est la plus

représentée, alors que la direction N 30 ne se rencontre que pour la ligne de crête du Plomb du Cantal.

III.2.2.3. Les lames

J'ai supposé que les lames étaient des remplissages de spatter-cones juxtaposés sur une même fissure (cf. p. 79). Il est donc normal de constater que trois d'entre elles ont une direction N 135. Seule la lame du puy Gerbel présente une orientation différente (N 125) car elle fait le relais entre deux portions de fissure.

III.2.2.4. Conclusions

Tous ces indices, portant sur des éléments aussi divers que les vallées, les dykes, les lames ou les fissures, doivent orienter la recherche de "fissures inapparentes" ou d'alignement volcaniques.

III.2.3. Déduction d'alignements possibles (Fig.20)

Cette recherche a été faite sur carte en prenant pour base les directions tectoniques connues. Il est bien évident que par quelques points, on peut trouver une direction d'alignement. Pour palier ce défaut, je n'ai considéré comme valables que les alignements comportant un maximum de points d'émission.

La direction N 135 étant dans le secteur étudié la plus facile à établir, j'ai repéré les alignements possibles suivants :

- a- Plomb du Cantal, Grandval, Belle-Viste, P.C. 1 479 m et 1 355 m, Masso, les Chabasses, Lanluc.
- b- Brunet, Combe de Saure, maars du ruisseau des Cros, la Grifouille, Ginestoux, l'Estival, Neirebrousse.
- c- dyke trachyandésitique du col de la Pourtoune, montagne de Serverette, Tario, Rochers de la Bohal, Vidèche.
- d- Puy Gros, Croix d'Imbiquerou, Plaines Basses, puy des Dames.

De nombreux autres exemples seraient possibles mais ils ne comportent que quelques points et sont donc plus contestables.

Les alignements NS moins fréquents, ne sont définis que par un petit nombre d'événements :

- a- Dôme de l'Arpon du Diable, puy de la Cède, Mandre, P.C. 1 343 m, Randaou, la Grousse.
- b- (puy de Prat de Bouc), la Jambe, maar du ruisseau de la Mouche, la Grifouille, Ginestoux, Rochers de la Bohal, Vidèche.
- c- (puy de Niermont), Arjaloux, les Chabasses, Neirebrousse, (Assac).

Les alignements N 30 n'ont pas été reconnus à l'exception de la ligne du crête du Plomb du Cantal.

III.3. Comparaisons avec d'autres secteurs planéziens

A. de Goër de Herve (1972) propose un schéma volcanologique de la Planèze de Saint-Flour où dominerait la direction N135, notamment sur la bordure SW, parallèlement à la vallée de l'Epie. Quelques alignements NS ont été déduits.

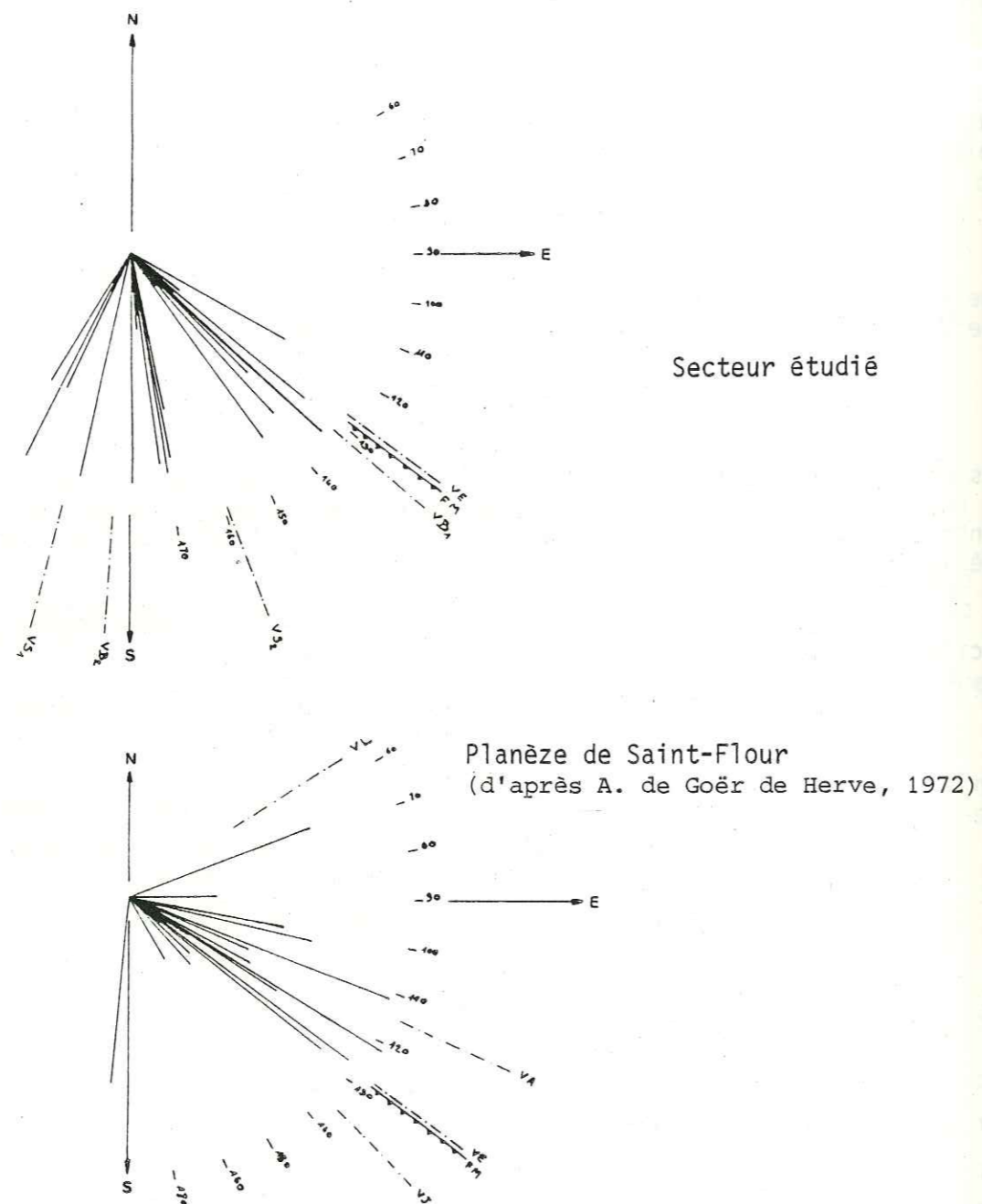


Fig. 20 : Directions principales relevées dans le secteur étudié et sur la Planèze de Saint-Flour.

VE : vallée de l'Epie	VA : vallée de l'Ander
VB : vallée du Brezons (VB ₁ et VB ₂)	VJ : vallée de la Jurole
VS : vallée du Siniq (VS ₁ et VS ₂)	FM : faille de la Margeride

C. Maurizot-Blanc (1974) poursuivant le travail de A. de Goër de Herve, remarque l'alignement N 135 des plugs basaltiques de la vallée de la Chevade et de la cuvette du Murat;

J.P. Milési (1976) rencontre souvent les directions N 135, NS et N 30, mais n'en déduit aucun alignement car la zone centrale est perturbée par la présence d'une ou de plusieurs calderas.

P. Watelet (1977) prolonge la bande volcanisée de la Chevade jusqu'au niveau de la planèze du Limon. Le secteur de la Santoire et de l'Impradine semble montrer des directions préférentielles selon N 30, plus rarement selon NS.

G. Boudon (1979) constate que deux des trois directions citées semblent régir les fissures et les alignements volcaniques :

- la direction margeridienne (N 120-140) affecte les planèzes de l'Est (Saint-Flour, Chalinargues, Cézens) ainsi que celles du Nord-Ouest (Violent, Trizac) ;

- la direction du Sillon Houiller (N30) semble affecter préférentiellement les planèzes du Nord (Limon, bordure NW de la planèze de Chalinargues), ainsi que la zone centrale (chaîne du Plomb du Cantal).

- les directions N-S et E-W sont accessoires.

III.4. Conclusions

Il semble ressortir de ces comparaisons que le secteur "cuvette de Murat-vallée de la Chevade-planèzes de Saint-Flour, de Cézens et de Malbo" fait un tout contrôlé par la direction N 135, alors que les secteurs centraux et septentrionaux (Cère, Jordanne, Alagnon, Santoire) subissent l'influence de la direction N 30. La direction NS semble influencer de manière égale sur ces deux grands ensembles.

La limite entre ces deux ensembles serait à chercher dans le secteur de la ligne de crête du Plomb du Cantal. En effet, cet "accident fragmentaire" semble avoir eu un rôle déterminant au cours de l'édification du massif volcanique. Certaines formations bien représentées dans certaines vallées (Cère, Jordanne, Alagnon et Santoire) manquent totalement dans le secteur au SE de cette ligne, notamment les brèches rouges et blanches de l'ensemble latitique paléo-cantalien ainsi que les brèches inférieures de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien.

IV. LE PUY TARIO ET LES FORMATIONS VOLCANO-SEDIMENTAIRES DE LA PLANEZE DE CEZENS

VI.1. Le puy Tario

Dominant la vallée du Brezons de 500 m environ, le puy Tario se caractérise par une nette dissymétrie : les pentes sont relativement raides mais régulières au Nord, alors qu'elles sont plus faibles mais accidentées de ressauts au Sud.

Tout le versant septentrional est occupé par une masse importante de projections scoriacées rouges, qui affleurent à la faveur de quelques rares arrachements, sous un mince placage morainique. Quelques pointements de basanite percent ces projections. Au moins un des affleurements brêchiques, à 1 420 m, montre des scories soudées. Celui de 1 430 m au NW montre des scories grossières, accumulées les unes sur les autres, sans être soudées, ni agglomérées.

Les nombreux ressauts morphologiques du versant Sud sont imputables à plusieurs coulées de basanite superposées qui cascadedent selon le versant en direction de Ruscheyre.

Ces laves sont toutes des basanites sombres à altération sonnenbrenner plus ou moins marquée. La dernière émission se caractérise par une lave très fluide, à débit laminaire, scoriacée par endroit. Au sommet du puy Tario, elle ne forme qu'un petit replat peu élevé avant de cascader dans le versant. Quelques cristaux d'amphibole sont résorbés et transformés en pyroxène. La lave contient de petits nodules de périclase et de très nombreux phénocristaux d'olivine et pyroxène. Quelques enclaves blanches (feldspaths cumulatifs, socle, roche trachyandésitique grenue ?) se résorbent en cristaux isolés dans la pâte. Dans quelques vésicules, se voient des remplissages géodiques de zéolites.

IV.2. Les formations volcano-sédimentaires

IV.2.1. Ruisseau de la Mouche

Dans le ruisseau de la Mouche, affleure à la faveur d'une cascade, une formation volcano-sédimentaire calme. Si à 1385 m, le toit est visible sous la semelle scoriacée d'une coulée de basanite de 5 m d'épaisseur, la base n'en a pas pu être reconnue de façon certaine, suite à une lacune d'affleurement. La puissance estimée de cette formation est de 20 m au minimum et de 30 m au maximum, puisqu'en-dessous affleure mal une coulée de basanite.

Cette formation volcano-sédimentaire se compose de passées de cendres et de passées à galets qui alternent. Les cendres proviennent de projections aériennes qui se sont sédimentées dans un ruisseau à faible courant d'eau. Elles sont apparemment peu remaniées, bien que des stratifications entrecroisées puissent y être relevées. Par contre, les niveaux à galets sont indéniablement d'origine sédimentaire (nombreuses stratifications entrecroisées). La taille des galets bien roulés, varie de 5 à 300 mm, ce qui dénote un ruisseau puissant en période de crue. Les galets de nature basanitique sont prépondérants dans tous les niveaux, mais ils sont toujours accompagnés de galets phonolitiques et trachyandésitiques. Quelques grosses scories basaltiques, en général mal roulées, peuvent être incorporées à ces niveaux.

L'allure de ce dépôt fait penser à un dépôt de type deltaïque dans un lac de barrage peu profond.

IV.2.2. Ruisseau de la Belle-Viste

Symétrique du ruisseau de la Mouche par rapport à la planèze, le ruisseau de la Belle-Viste offre une bonne coupe à la fois très longue 70 m de dénivellé, entre 1 320 et 1 390 m, et très étroite (20 cm en moyenne). Dans tous les niveaux, notamment les plus grossiers, ont été relevées des stratifications entrecroisées.

Entre 1 320 et 1 325 m, affleurent des scories basaltiques grossières et agglomérées, qui déterminent deux petits ressauts inférieurs à un mètre.

De 1 325 à 1 385 m, affleure une formation volcano-sédimentaire où alternent assez régulièrement des cendres et des galets roulés. Dans le bas de ce dépôt, les strates ont une épaisseur moyenne de moins de 10 cm, alors que vers le haut, elles peuvent atteindre le mètre.

Dans le bas, les cendres sont très fines et prennent un aspect savonneux en cassure. Les bancs cendreaux ne sont jamais lités, bien que parfois un certain granoclassement puisse apparaître. Les horizons les plus grossiers sont constitués par des retombées de lapilli basaltiques auxquels peuvent se mêler des galets roulés de petite taille (< 1 cm). Les trachyandésites sont largement prédominantes; les galets phonolitiques rares. Quelques scories basaltiques roulées peuvent les accompagner.

Vers le haut, la granulométrie des cendres devient sableuse et la sédimentation est plus lenticulaire. Les niveaux à galets ont une granulométrie un peu plus grossière, la taille des blocs pouvant atteindre 5 cm et parfois plus. Des scories basaltiques non roulées, de 15 cm de diamètre, peuvent être incorporées dans ces niveaux. La proportion basanite-trachyandésite s'inverse de façon nette.

De 1 385 à 1 390 m, un niveau sommital comprend des brèches scoriacées stratifiées, à intercalations de tufs lités et de lapilli fins. Quelques niveaux à bombes en bouse de vache, ont été observés. Les lapillis, à ce niveau de la coupe, se répartissent également en lapilli scoriacés et lapilli denses.

L'allure générale de ce dépôt fait penser à un remplissage deltaïque dans un lac de barrage.

IV.3. Interprétation

Dans les deux ruisseaux, la proportion de galets trachyandésitiques est plus forte que celle des basaltes, au moins dans les premiers stades du dépôt. Il apparaît donc que ces formations volcano-sédimentaires sont post-trachyandésitiques et contemporaines des premières éruptions basaltiques plaziennes. De ce fait, ces formations volcano-sédimentaires sont postérieures aux terrasses à galets de phonolites qu'ont décrit A. de Goër de Herve (1972), C. Maurizot-Blanc (1974) et P. Watelet (1977). Les relations entre ces deux formations n'ont pas pu être précisées car ces formations volcano-sédimentaires se situent dans un secteur trop en amont pour que l'on puisse y rencontrer les terrasses à galets de phonolite.

Deux hypothèses génétiques peuvent être envisagées pour expliquer le dépôt de ces formations volcano-sédimentaires :

- piégeage dans des dépressions profondes,
- barrage d'un ruisseau encaissé par un obstacle élevé ou plutôt en cours de surrection.

IV.3.1. Piégeage dans des dépressions profondes

Le piégeage de ces matériaux dans des dépressions profondes semble assez peu probable, bien que l'étude détaillée du secteur ait permis la reconnaissance de produits de maar tant dans le ruisseau de la Mouche (cf. p. 69) que dans celui des Cros (cf. p. 67). Si l'on se base sur l'épaisseur des formations volcano-sédimentaires, il faut admettre des dépressions de 30 et 60 m au moins. Le maar de Nilahue au Chili (G. Müller et G. Veyl, 1955) pour une profondeur de 80 m, a un diamètre de plus d'un kilomètre. Si l'on admet que le rapport diamètre/profondeur est constant dans ce type d'appareil, il semble peu probable qu'il y ait eu une dépression de cette taille, puisque les remplissages les plus importants de tous le secteur étudié ne font que 500 m de diamètre. De plus la sédimentation dans de telles dépressions ne peut pas se faire selon un mode deltaïque calme, puisque les pentes très raides, sont le siège d'éboulements bouleversant les dépôts en place. Cette observation n'a pas été faite sur le terrain.

IV.3.2. Probabilité d'un ruisseau transverse à l'allongement de la planèze

Le barrage d'un ruisseau transverse à l'allongement de la planèze, paraît plus probable. Un tel cas est déjà connu dans le Cantal, avec la vallée de La Chevade (C. Maurizot-Blanc, 1974).

IV.3.2.1. Problème du barrage du ruisseau

Entre les deux ruisseaux, les variations de faciès sont inexistantes et le toit de ces formations volcano-sédimentaires se trouve à la même altitude de 1 385 m. La base du dépôt indique le sens de la pente du ruisseau : celui-ci coulait en direction du Sud-Ouest. Ceci est en accord avec la pente générale de la planèze, plus haute à l'Est qu'à l'Ouest sur une même transversale.

Ce ruisseau devait être très encaissé dans les formations anté-planéziennes, puisque 60 m de formations volcano-sédimentaires l'ont comblé à la suite du barrage de son lit. Dans ce secteur, seul le puy Tario a pu faire office de barrage. Ce volcan présente en effet la morphologie classique des volcans basaltiques qui s'installent sur le cours d'une rivière de faible importance, à savoir ; le côté amont constitué de pyroclastites et le côté aval à dominante lavique (cf. Murois).

De par l'allure deltaïque calme des formations volcano-sédimentaires, il faut admettre qu'elles sont contemporaines ou juste postérieures à l'érection du puy Tario.

IV.3.2.2. Tracé du ruisseau

Le puy Tario a émis des laves basanitiques certainement assez fluides, qui ont été canalisées dans un talweg. La direction de l'écoulement de ses laves est parallèle à celui des brèches pyroclastiques des Arzalliers (cf. p. 33), mises en place dans une paléo-vallée de direction NS. Cette vallée se situe dans le prolongement direct de celle du Brezons, considérée comme d'origine structurale (cf. p. 98).

Le cours supérieur de ce ruisseau ou d'un de ses affluents, ne doit pas être recherché au niveau de la vallée actuelle de l'Epie qui recoupe déjà un ancien talweg matérialisé par la coulée de fond de vallée de la Sagnette (cf. p. 49). La plus basse des coulées du puy de la Jambe se situe à 1 350 m environ ce qui correspond à la base du volcano-sédimentaire du ruisseau de la Mouche. Ces coulées de basanite issues d'une fissure ont dû être canalisées dans un talweg qui, je pense, peut être celui d'un ruisseau.

La basanite contenant les pegmatitoïdes de la Sagnette, actuellement considérée comme remplissage cratérique par A. de Goër de Herve, se trouve juste dans le prolongement des formations volcano-sédimentaires, à une altitude comparable.

Dans le secteur de la Sagnette, il existe quelques affleurements de brèches trachyandésitiques. Celles-ci ne réapparaissent qu'à Farges à plusieurs kilomètres en aval. Une coulée de latite en fond de vallée est connue entre le Sagnette et Bélinay. C'est la seule manifestation du cycle trachyandésitique terminal dans cette vallée (K/Ar : 7,55 M.a., J.M. Cantagrel et al., 1977). De plus, aucune coulée de nature basaltique ne descend dans la vallée de l'Epie entre la Sagnette et Muratel.

Ces quatre points convergent vers une même remarque : la vallée de l'Epie est une vallée très récente car il a dû exister, entre les

planèzes de Saint-Flour et de Cézens, un "pont" qui s'est amenuisé par érosion régressive depuis Farges (brèches trachyandésitiques) jusqu'à Muratel (basanites), puis a disparu pour donner la vallée actuelle. De ce fait, le cours moyen de l'Epie actuel n'existait pas et cela rend plausible l'hypothèse du réseau hydrographique transverse à la planèze.

IV.3.2.3. Origine de ce réseau hydrographique

Ce réseau pourrait avoir une origine structurale car ce secteur est proche de la zone centrale où ont pu s'individualiser une ou plusieurs calderas.

J'ai donc recherché si un accident parallèle aux bords présumés d'une caldera était plausible. Il semblerait que l'on puisse définir un tel accident qui serait jalonné par : le puy de Randaou, le plug des Plaines Basses, le secteur de Serverette (maar, ordanchite et leucobasalte), le puy Tario, les maars du ruisseau des Cros, le P.C. 1 479 m, le maar du ruisseau de la Mouche, le gisement des pegmatitoïdes de la Sagnette, l'ensellement entre les puys de Prat de Bouc et de Niermont, le volcan de la Montagnoune (A. de Goër de Herve, 1972) et la faille supposée de la plateforme d'Albepierre (A. de Goër de Herve, communication orale).

A cette observation cartographique viennent s'ajouter des mesures géophysiques de prospection électrique. Au niveau de la Sagnette dans la vallée de l'Epie, et de Lustrande dans celle du Brezons, le socle géophysique s'enfonce brutalement et très profondément vers le NW (J. Roux et G. Sénaud, 1978). Ceci semble bien corroborer l'hypothèse du grand accident précédemment décrit. De plus, cet accident semble correspondre d'une part à la limite SE de la structure magnétique du centre du Cantal (J. Roux et G. Sénaud, 1978), et d'autre part à l'isobathe 0 qu'ils ont tracé.

IV.3.2.4. Conclusions (Fig. 21)

Ce réseau hydrographique dû à une influence tectonique profonde, a cessé d'exister lors de l'édification du puy Tario ce qui a eu pour conséquences : l'individualisation de la vallée de l'Epie et la jonction de deux unités structurales indépendantes pour constituer la planèze de Cézens.

L'individualisation de ce grand accident courbe, parallèle aux bords d'une caldera, peut être datée avant la mise en place des brèches trachyandésitiques zonées, puisque celles-ci ont été reconnues notamment au confluent Epie-ruisseau de la Mouche, ainsi qu'à la Combe (cf. chapitre I). Peut-être est-elle juste postérieure aux grands épanchements latitiques de l'ensemble paléo-cantalien.

C. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La morphologie anté-planézienne avait déjà largement ébauché la morphologie planézienne actuelle. Au vieux cône pyroclastique latitique, entaillé par de profondes vallées, s'est surimposé un autre cône pour une large part pyroclastique, de nature trachyandésitique, aux pentes faibles (J.P. Milési, 1976 ; P. Watelet, 1977). C'est donc sur une surface relativement peu accidentée que se sont installés les volcans planéziens. Par leur activité, ils ont ennoyé la topographie existante sous une carapace basaltique relativement mince mais continue, qui a facilement comblé les creux et atténué les bosses.

Il est à noter qu'aucune coulée basaltique n'a été reconnue au fond des vallées du secteur. Il me paraît bien improbable que ces dépressions plus ou moins

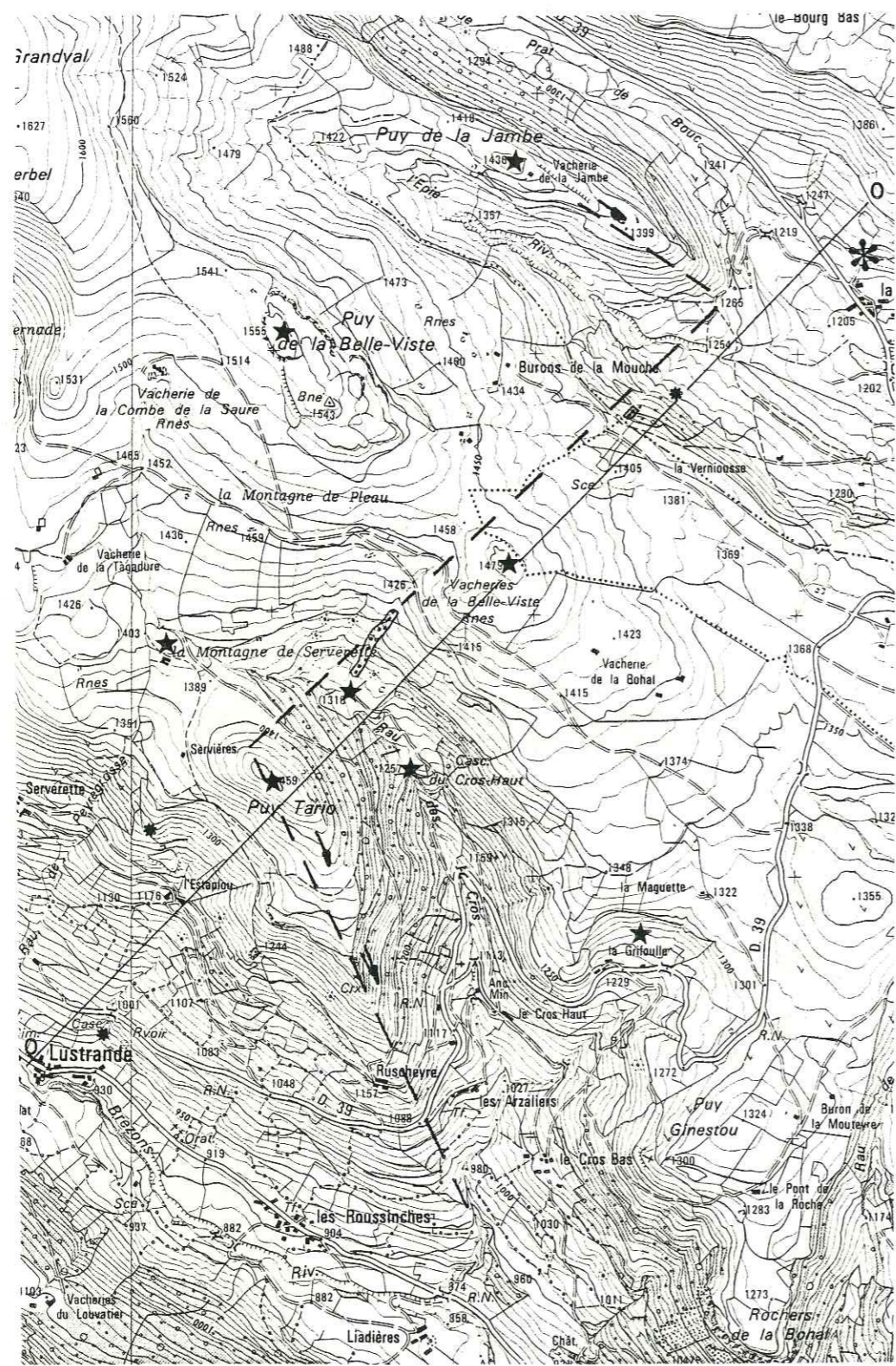


Fig. 21 : Tracé du ruisseau transverse à la planèze de Cézens.

- ★ Appareils reconnus
- * Appareils supposés
- ▭ Formations volcano-sédimentaires
- Isobathe 0 tracé par J. Roux et G. Sénaud (1978)
- ➔ Sens d'écoulement des laves
- ✱ Pegmatitoïdes de la Sagnette

importantes n'aient pas "aspiré" ces laves fluides. Il est possible que les coulées planéziennes se soient étirées, morcelées le long des flancs raides des vallées, et en aient atteint le fond. Les lambeaux subsistants ont pu être dégagés par l'érosion tant glaciaire que torrentielle.

Du point de vue stratigraphique, la coupe la plus complète est celle offerte par le secteur du puy Gros. On y observe de bas en haut :

- trois ou quatre coulées de basanite sombre à altération sonnenbrenner légère,
- une importante coulée de basalte doléritique clair,
- plusieurs coulées de basanite sombre à altération sonnenbrenner parfois très poussée.

Partout ailleurs, bien que peu de contacts soient visibles, les basaltes doléritiques clairs sont postérieurs aux basanites sombres.

Il serait tentant de voir dans cette succession, la trilogie définie secteur par secteur par A. de Goër de Herve (1972) sur la Planèze de Saint-Flour, à savoir :

- une série "sombre" (ou sous-saturée) inférieure formée de basanites, basanitoïdes et ankaramites,
- une série "claire" (ou saturée) intermédiaire composée de basaltes doléritiques,
- une série "sombre" (ou sous-saturée) supérieure semblable à la série inférieure.

Des mesures géochronologiques pour dater l'épisode des basaltes doléritiques, donnent des résultats assez disparates et semblent infirmer cette hypothèse ; les âges diffèrent entre les laves de la Planèze de Saint-Flour, et diffèrent de ceux enregistrés sur la planèze du Limon (Cantagrel et al., 1977). Toutefois, il semblerait que, dans des secteurs donnés et pour des raisons magmatologiques qui restent à élucider, le cycle terminal des basaltes planéziens puisse se reproduire de façon identique, mais étagée dans le temps. Cette stratigraphie relative, pratique sur le terrain, ne peut avoir qu'une valeur locale. Son extension à d'autres secteurs planéziens doit être faite, si cela s'avère nécessaire, avec de très grandes précautions.

La formation d'une planèze résulte de la juxtaposition d'unités volcaniques indépendantes à dynamisme varié dont tous les termes de passage existent entre deux extrêmes : l'une à dominante explosive, l'autre plutôt holo-effusive.

Bien que numériquement mieux représentés, parce que plus faciles à mettre en évidence, les plugs déchaussés par l'érosion percent à peine la surface planéziennne. Leur participation à l'édification de la planèze se limite à des lacs de lave à très rares débordements. La plupart des coulées sont le fruit d'éruptions holo-effusives ou très peu explosives dont les centres d'émission difficiles à découvrir, sont en fait les véritables générateurs de la planèze. Les volcans de type mixte n'ont pu résister à l'érosion que s'ils étaient nappés par une coulée terminale. Leur participation à la construction de la planèze, dans ce cas-là, est moins limitée que celle des plugs. Dans le cas où il n'y avait qu'un cône de pyroclastites, leur participation peut être considérée comme nulle ou presque car ils ont disparus rapidement.

Les "nappes" de basaltes épanchées sur des surfaces de plusieurs km², selon un mode planaire (A. de Goër de Herve, 1972) trouvent peut-être un équivalent dans l'empilement des basanites sombres des hautes planèzes du Cézens et de Malbo. Cette définition paraît mieux correspondre aux véritables secteurs planéziens qui s'étendent plus au Sud du secteur étudié : régions entre Cézens et Pierrefort, ou de Vigouroux. Il semble donc qu'il y a, comme dans tous les grands strato-volcans, augmentation du volume de laves émises lorsque l'on se dirige vers l'aval.

De l'étude des points d'émission planéziens, aucun indice d'explosivité en fonction du temps, ne peut être défini, car les différents types dynamiques peuvent aussi bien coexister à la base qu'au sommet de la série :

- effusif : puy de Gros (de la base au sommet),
- mixte : la Grifouille (base) - Arjaloux (sommet), P.C.
1 355 m (sommet),
- explosif : Serverette (base) - puy Masso (sommet),
Plomb du Cantal (fin).

Les hautes planèzes de Cézens et de Malbo se caractérisent par la présence de nombreux événements. Ces unités volcaniques ne se répartissent pas au hasard mais sont liées à un réseau de fractures affectant le socle. Ce maillage est d'autant plus dense que l'on se rapproche de la zone centrale où au moins deux caldeiras ont pu s'individualiser : l'une récente, pendant ou à la fin du cycle trachyandésitique, limitée par la crête du Plomb, la crête puy Mary - Peyre Ourse et la crête puy Mary - Piquet (J.P. Milési, 1976), l'autre plus ancienne dont un des bords correspondrait à l'alignement donné p. 103, et qui est contemporaine ou postérieure aux écoulements pyroclastiques latitiques de l'ensemble paléo-cantalien.

La plupart des points d'émission à dynamisme explosif de type maar, se concentrent sur une aire relativement limitée qui se calque assez bien sur l'extension supposée du vieux cône latitique dont les matériaux constitutifs sont d'excellents aquifères. Il est à noter que dans les zones où prédominent les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques, les volcans planéziens se caractérisent par une dynamique holo-effusive ou peu explosive (puy Gros, Neyrebrousse, puys de la Grousse et des Dames, Croix de Montréal, Vidèche, puys de la Rode, d'Assac et de Gourdièges, etc...).

J. Roux et G. Sénaud (1978) signalent la présence d'un fossé d'effondrement de direction subméridienne, long de 25 km, recoupé dans sa partie la plus profonde en son milieu par la structure NW-SE. Ce fossé tectonique antérieur aux émissions volcaniques, serait le prolongement, sous le massif du Cantal, du bassin sédimentaire de Mur-de-Barrez au Sud, vers Laveissière et Diègne au Nord.

L'oligocène est connu dans le Sud de la vallée du Brezons au niveau des Moulings. Il est représenté exclusivement par des sédiments détritiques sablo-argileux. Ces niveaux sont d'excellents aquifères qui pourraient se trouver sous les formations volcaniques du secteur étudié.

La direction N 135 semble favoriser le type de dynamique explosif car la plupart de ces volcans s'alignent selon cette direction. Une remarque similaire avait été faite par P. Watelet (1977) à propos de la bande volcanisée de La Chevade caractérisée par un style volcanique très précis, où est incriminé le phréatomagmatisme.

De par la densité des points d'émission et la continuité de la carapace basaltique, les hautes planèzes de Cézens et de Malbo marquent un degré d'évolution :

- supplémentaire par rapport à la planèze embryonnaire et très discontinue du Limon (P. Watelet, 1977),
- comparable du point de vue structural uniquement, à celui de la planèze de Chalinargues (G. Boudon, 1979),
- moindre par rapport à la Planèze de Saint-Flour, où la couverture basaltique se développe sur d'importantes épaisseurs et de grandes surfaces (A. de Goër de Herve, 1972).

CHAPITRE III

LES FORMATIONS QUATERNAIRES

Dans le secteur étudié, les conditions d'affleurement souvent assez mauvaises, sont dues en partie à un couvert végétal assez continu, installé sur une pellicule de terrain peu épaisse certes, mais constante. Ceci m'a conduit, dans bien des cas, à cartographier des terrains de couverture là où ils peuvent être quasi-inexistants.

A. LES FORMATIONS MORAINIQUES

La couverture morainique assez constante dans tout le secteur, présente des caractères différents selon qu'elle se trouve en planèze ou dans les vallées. Le principal critère de diagnose réside dans l'allochtonie d'au moins un des constituants du dépôt, le plus facile à mettre en évidence sur le terrain, étant d'ordre pétrographique. La recherche des origines possibles de ce matériel allochtone est possible grâce à quelques "traceurs-types" dont les meilleurs sont les trachyandésites porphyriques des sommets et les basaltes doléritiques. On peut considérer comme tels quelques basanites à kaersutite et nodules de périclase, l'incertitude quant à leur origine étant plus grande dans la majorité des cas.

I. LE GLACIAIRE PLANEZIEN

Absent de tous les sommets situés au-dessus de 1 600 m, le glacier planézien est d'autant mieux représenté vers le Sud des planèzes locales, qu'il se trouve dans une zone relativement plane. Les moraines s'accumulent dans les cirques et dans les dépressions et/ou irrégularités des planèzes. Leur épaisseur varie assez largement de quelques décimètres à une dizaine de mètres. En général, ces moraines comportent de gros éléments de 10 à 30 cm de diamètre, noyés dans une matrice argileuse fine. Dans la plupart des cas, ces formations sont holobasaltiques et renferment tous les différents termes pétrographiques définis dans le chapitre suivant (cf. p. 130).

En général, ces formations morainiques sont difficiles à mettre en évidence car leur épaisseur est souvent faible et le manque d'affleurements ne permet pas de toujours les identifier de façon certaine. Cependant, dans quelques cas, la détermination est certaine :

- sur la bordure orientale de la planèze de Cézens, j'ai relevé une formation morainique très épaisse et très hétérogène tant granulométriquement que pétrographiquement (tous les basaltes y sont représentés). A côté des éléments décimétriques, voisinent des blocs pouvant atteindre deux mètres de diamètre. Cette formation a été reconnue dans les bois de Bélinay, de Muratel et de Lavergne, ainsi que dans le secteur de l'étang de la Fage. Elle s'épaissit de plus en plus vers le Sud, où elle ennoie tous les reliefs dus aux nombreuses

coulées basaltiques. Cette formation correspond à la moraine du secteur des puits des Echamps et du Cocu décrite par A. de Goër de Herve (1972) sur la Planèze de Saint-Flour.

- sur les planèzes de Malbo et de Lacapelle-Barrès, les formations morainiques sont très importantes. Elles sont représentées dans le secteur étudié, soit par des accumulations de matériel argileux à blocs décimétriques de basalte, soit par des tourbières. Plus au Sud, se rencontrent des drumlins dont le grand axe a une orientation NS, et de vastes étendues marécageuses à blocs divers. Ces formations couvrent tout le secteur de Malbo, une trop grande surface au gré de certains qui font figurer les drumlins, justement cartographiés par Y. Veyret, hors des limites des formations quaternaires de la carte Vic-sur-Cère, 1/50 000 (1975).

Dans quelques cas, j'ai pu observer des convois de blocs grâce à un faciès particulier :

- à 1 550m entre le puy de la Jambe et celui de Grandval, se trouvent des blocs de trachyandésites des sommets dont la taille varie de 0,5 à 2 m de diamètre. Ils ont pu être abandonnés au cours de sa décrue, par la langue glaciaire de l'Epie.

- des blocs de basalte doléritique de la lame de Chérot (cf. p.80) se suivent sur près de 4 km, jusqu'au niveau du bois de Lavergne et de l'étang de la Fage.

- quelques blocs de la lave du puy Masso (basanite à nodules de péridotite) se rencontrent dans les ruisseaux au Nord du village de Neirebrousse.

- des trachyandésites porphyriques se trouvent dans deux groupements de blocs de la planèze de Cézens, l'un à 1 360m, en bordure de la route D 39, près de la piste conduisant aux vacheries de la Bohal ; l'autre à 1 270 m à l'Ouest du puy Masso.

Dans les murettes du secteur de Vidèche, j'ai relevé de nombreux blocs de trachyandésites porphyriques, sans pouvoir en déterminer les relations avec une formation précise.

Les blocs ordanchitiques du puy de Grandval et ceux de la fissure du col de Chèvre posent le problème de leur origine. Pour ma part, je les considère tous comme étant remontés par des explosions phréato-magmatiques. Cette hypothèse se vérifie au puy de Grandval où les blocs d'ordanchite, de phonolite et de trachyandésite montrent une écorce blanchâtre souvent fendillée. De plus, ces blocs sont pour la plupart, soit enchâssés dans les différentes brèches, soit peu déplacés. Il existe cependant au niveau du col séparant les puits de Grandval et de Gerbel, quelques blocs de trachyandésites porphyriques qui ne présentent pas de trace de cuisson et que je considère comme erratiques.

Pour les blocs de la fissure du col de Chèvre, l'hypothèse est plus difficile à vérifier car aucune trace de cuisson n'est visible. Cependant, une disposition analogue à celle du puy de Grandval dans une brèche d'explosion, l'extension très limitée du faciès, l'absence de roches ordanchitiques en amont du gisement et la configuration topographique locale me conduisent à la même hypothèse (cf. p.90).

II. LE GLACIAIRE DE VALLEE

II.1. La vallée du Brezons

"Cette vallée présente la forme remarquable de l'auge glaciaire jusqu'à 1 500 m en aval de Saint-Matrin-sous-Vigouroux, de nombreuses moraines de retrait la barrent transversalement, et d'importants dépôts glaciaires existent dans deux sections: en amont de Brezons et en amont de Saint-Martin" (H. Vuittenez, 1964).

Quelques dépôts morainiques renferment des blocs de trachyandésites porphyriques dont je n'ai pas pu déterminer l'origine (trachyandésites des sommets ou blocs de brèches trachyandésitiques zonées), emballés dans une matrice argilo-sableuse. Ces dépôts sont localisés en amont des épaulements rocheux qui étaient un obstacle pour les glaces. Tel est le cas du secteur du dôme émulsionné de Sanissage ou du secteur de Farreyre.

De gros blocs non vésiculés ont été relevés dans le secteur des Roussinches, en rive gauche du Brezons.

II.2. La vallée de l'Epie

Depuis longtemps, cette vallée peu encaissée est tapissée de formations morainiques continues. Elles ont été étudiées sur des coupes très fraîches par A. de Goër de Herve (1972). Actuellement, les observations sont rares et difficiles à faire car la végétation a envahi tous les talus de route.

Il est à noter que mes observations sur les formations morainiques de la bordure orientale de la planèze de Cézens concordent avec celles d'A. de Goër de Herve (1972) sur la bordure occidentale de la Planèze de Saint-Flour. De plus, comme cet auteur, je n'ai pas pu faire la distinction entre le glaciaire de planèze et celui de la vallée.

Dans le bois de Muratel, j'ai trouvé, vers 1 150 m, de gros blocs trachyandésitiques qui émergeaient des éboulis basaltiques. Le faciès porphyrique de ces laves non vésiculées pourrait les attribuer à l'ensemble des trachyandésites des sommets.

III. Remarques sur les morphologies glaciaires du secteur étudié

III.1. Les vallées

Depuis que les géologues ont commencé à parcourir le massif du Cantal, la vallée du Brezons est citée comme le type de l'auge glaciaire, ce qui laisse supposer que l'érosion glaciaire a été très importante comme dans les grandes vallées alpines. Cette vallée dont le profil en auge ne fait aucun doute, existait bien avant l'arrivée des glaciers (cf. chapitres I et II) et devait être plus profonde qu'actuellement. Les langues glaciaires ont donc emprunté une dépression très marquée dont ils ont façonné les flancs et raboté le fond. Le volume des matériaux enlevés est difficilement appréciable dans cette vallée, mais semble peu important.

La vallée du Siniq présente un aspect tout à fait particulier puisqu'à sa très haute partie, formée par un entonnoir à flancs très réguliers et à faible pente, nappés de fines coulées basaltiques, fait suite un tronçon de vallée à flancs verticaux, creusé dans des brèches trachyandésitiques fines. L'érosion glaciaire ne semble avoir été importante que dans cette partie de la vallée, un lac d'ombilic s'étant installé derrière le verrou de Pont-la-Vieille.

La vallée de l'Epie installée dans les formations très tendres de l'ensemble paléo-cantalien, n'a pas la forme d'une auge glaciaire. C'est pourtant dans cette vallée que se rencontrent les formations morainiques les plus importantes. L'érosion glaciaire semble assez peu importante soit parce que le temps de glaciation a été court, soit que cette vallée était nappée de basalte (ce qui paraît improbable), soit que, cette zone étant proche des sommets, le glacier n'ait pas eu assez de puissance pour creuser ces brèches, ce qui paraît improbable.

III.2. Les cirques

Les "cirques" de la vallée du Brezons sont dans l'ensemble des dépressions déterminées par la présence de fissures et/ou d'évents voisins mais non contigus. La plupart de ces "cirques" sont d'anciennes dépressions dans lesquelles se sont épanchées diverses laves massives : trachyandésites (cirques de Chamalières, du Cantal, d'Encloux, d'Inchastang et du Louvatier) et/ou basaltes (cirques d'Encloux, de Mandre et du Siniq). Seule, la dépression des Plaines Basses n'a pas reçu de lave massive. Le fond de ce "cirque" est occupé par des brèches trachyandésitiques zonées, à pendage Est très faible. L'amphithéâtre de la Grifouille provient de l'ablation presque totale d'un volcan de type strombolien (cf. p. 63). Il est indéniable que la dépression du ruisseau des Cros existait déjà, car la coulée basaltique de la Grifouille s'y dirige.

Il apparaît donc que les "cirques" du secteur étudié, sont d'anciennes dépressions à fond plat qui existaient avant l'apparition des glaciers, ceux-ci n'ayant pu que les façonner sans beaucoup les recreuser.

IV. Conclusions

Le fait que les glaciers s'installent dans des dépressions plus ou moins marquées, modifient notablement les conclusions des anciens auteurs pour qui les vallées étaient l'oeuvre de l'érosion glaciaire. Celle-ci apparaît donc beaucoup plus limitée, bien que marquée dans les brèches trachyandésitiques (vallées du Brezons et du Siniq), que dans les domaines des laves massives. Il convient d'être prudent dans l'interprétation de l'érosion glaciaire car comment se fait-il que dans un environnement comparable, la vallée de l'Epie ne soit pas plus profondément creusée et modelée, et qu'il n'y ait pas de vallée annexe à la place du "cirque" des Plaines Basses ? De plus, cette dernière dépression pourrait correspondre à la fin du cycle bréchique, la limite basalte-brèche se voyant au pied de la falaise planézienne sur tout le pourtour du "cirque".

A mon avis, l'érosion glaciaire a été très peu importante et la morphologie actuelle reflète presque la morphologie anté-glaciaire. Si tel est le cas, il apparaît que le strato-volcan cantalien n'a jamais pu culminer à plus de 2 000 m. Cette idée a déjà été émise par A. de Goër de Herve (1977 et 1980).

B. LE TARDI-GLACIAIRE PLANÉZIEN : LES KETTLES OU SÖLLE

Le tardi-glaciaire planézien est représenté par trois cuvettes profondes de 10 m environ, dont le fond plat est occupé par une végétation hydrophile. J'ai interprété ces dépressions subcirculaires, n'excédant pas 30 m de diamètre, comme des kettles (ou Sölle) aménagées par la fusion tardive de lentilles de glace. La première se situe dans le bois de Lavergne à l'aplomb de la Coste de Rouchebin, la seconde au sommet du plug des Plaines Basses, et la troisième au Nord des Granges.

Trois autres dépressions du même type (cuvette sub-circulaire à fond plat occupé par une végétation hydrophile) pourraient avoir une origine identique. Elles se situent : l'une près de la Coste de Rouchebin dans le bois de Lavergne, l'autre au Nord des Granges, et la troisième au NE du puy de la Belle-Viste. Pour deux d'entre elles ouvertes vers l'Est (la Coste de Rouchebin et les Granges), la forme n'est bien marquée que sur un peu plus de la moitié de leur pourtour. On ne peut cependant pas les attribuer à d'anciennes franes de glissement. Pour la dernière, près du puy de la Belle-Viste, sa taille est très réduite et la cuvette est assez peu marquée, mais toujours très humide.

Toutes ces cuvettes se sont installées dans des secteurs où les formations morainiques sont particulièrement épaisses.

C. LES FORMATIONS GLACIAIRES REMANIÉES

I. Le fluvio-glaciaire

Il s'agit d'un ensemble de formations à galets roulés, qui occupent le fond des vallées de l'Epie et du Brezons, déterminant ainsi leur fond plat. La nature des galets est toujours variée : trachyandésites porphyriques (trachyandésites des sommets et/ou blocs de brèches trachyandésitiques), trachyandésites peu cristallisés (coulées intrabréchiques), basaltes, scories, etc. Ils proviennent du transport par les eaux de fonte du matériel glaciaire. Ce sont des formations fini-glaciaires, liées au retrait des fronts glaciaires et à une grande libération d'eau.

Le Brezons coule dans un épandage fluvio-glaciaire depuis le secteur des Roussinches jusqu'aux Moulinges. Peut-être est-il dû à plusieurs étranglements de la vallée au niveau de Brezons (intrusion trachyandésitique) et de Saint-Martin-sous-Vigouroux (d'amont en aval : plug basaltique, puis gneiss).

L'Epie, entre Bélinay et Muratel, coule dans un épandage fluvio-glaciaire déterminé par le verrou de Muratel constitué par une barre basaltique que le ruisseau franchit en cascade. Il en est de même entre Muratel et le Cibial, où l'étranglement est dû à la jonction des deux planèzes : Saint-Flour à l'Est et Cézens à l'Ouest.

II. Le limno-glaciaire

Il s'agit d'une variété de dépôts fluvio-glaciaires que je n'ai qu'effleurés dans la vallée du Siniq dont ils déterminent le fond plat et humide, mais cultivable. Le Siniq y fait de très nombreux méandres entre le Captat et Pont-la-Vieille. Ce dépôt est dû à l'installation d'un lac d'ombilic derrière le verrou de Pont-la-Vieille, au moment de la fonte des glaces, permettant ainsi la sédimentation d'un matériel bien roulé.

D. LES FORMATIONS PÉRIGLACIAIRES

Toutes ces formations ne se rencontrent qu'en planèze, où elles se forment aux dépens des formations morainiques très argileuses, et des éluvions basaltiques. Actuellement, cette région est soumise à un climat de type montagnard froid et humide (plus de 1 500 mm d'eau par an pour les hautes planèzes du secteur).

I. Dallage nival

Ce type de formation s'observe en plusieurs endroits : à l'Est du puy de Grandval, au Sud du puy de la Belle-Viste et autour du puy de Randaou.

Les basaltes concernés se débitent en lauzes ou en plaquettes granuleuses. Ce sont soit des basanites microdoléritiques (puy de Grandval), soit de basaltes doléritiques (puy de la Belle-Viste), soit d'un mélange des deux types de laves (puy de Randaou). Ces lauzes ou plaquettes se déplacent sous l'action de la neige sur un substratum très argilisé et à faible pente (phénomène de nivation de J. Tricart et A. Cailleux, 1967).

II. Coulée de blocs (Rock-glacier)

Immédiatement au Sud de la "galette" doléritique du P.C. 1 479 m, dominant les vacheries ruinées de la Belle-Viste, débute une coulée de blocs de basalte doléritique auxquels s'associent à partir de 1 420 m des blocs de basanite à altération sonnenbrenner. Cette coulée se suit sur 500 m environ, entre 1 470 et 1 390 m.

III. Buttes gazonnées

Ce sont de petites buttes elliptiques dont le grand axe peut atteindre 2 m. Elles affectent les parties superficielles des moraines, sur 30 à 50 cm de hauteur. Très répandues dans le secteur étudié, les plus caractéristiques se trouvent dans des zones où la moraine est assez épaisse (> 1 m) : au Nord des puys de Grandval et de la Jambe, dans le secteur des puys Masso et Tario, au sommet des plugs de Mandre et des Plaines Basses. Leur couverture végétale normale se compose de bruyères ou de genêts, plus rarement de myrtilles.

E. LES ÉBOULIS

Les éboulis sont produits essentiellement par des masses laviques (coulées, intrusions), encore que certaines formations telles que les brèches scoriacées soudées des fissures éruptives puissent en donner.

Les éboulis tant basaltiques que trachyandésitiques, sont, en général, colonisés par une végétation de type lande à genêts, parfois même de forêts. Quelques grands "clapiers" périglaciaires, de nature basaltique, peuvent encore être alimentés, notamment en-dessous de falaises soumises aux intempéries (Plomb du Cantal, Rochers de la Bohal, plugs des Plaines Basses et de Mandre, etc.). La forme des blocs libérés dans les éboulis dépend tant du diaclasage que des processus d'altération qui affectent des roches, ou que de leur structure. Ainsi se rencontrent : des blocs anguleux de trachyandésites des sommets et de basalte vitreux, des prismes complets (basalte vitreux) ou des fragments (basalte fluidal ou microdoléritique), des lauzes centi à décimétriques de basalte doléritique, d'ordanchite ou de certains trachyandésites fluidaux, des gravillons de basalte à altération sonnenbrenner, et des blocs arrondis des brèches scoriacées soudées.

F. LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Peu nombreux dans le secteur étudié, les glissements n'ont qu'une importance limitée, car l'amplitude du déplacement n'excède jamais 3 m. Dans tous les cas rencontrés, ils n'intéressent que la tranche des formations morainiques, au voisinage des tourbières planéziennes. Les eaux de précipitation s'infiltrant aux niveaux des différents événements et par les fissures des coulées, se concentrent dans les niveaux de projections pyroclastiques et les semelles scoriacées des coulées. Ces formations sont le plus souvent en planèze, masquées par les dépôts morainiques argileux. L'eau en charge derrière cet écran, percole au travers et le "liquéfie", déclanchant ainsi le phénomène de glissement. Chaque source s'accompagne toujours en planèze, d'au moins une frane, parfois plus, ce qui traduit les différentes crues de la nappe.

G. CONCLUSIONS

Toutes les formations quaternaires relevées dans le secteur étudié, sont des formations glaciaires et périglaciaires contemporaines ou immédiatement postérieures aux glaciations. Actuellement, seuls quelques mouvements sont enregistrés et contribuent soit à alimenter les formations héritées (éboulis),

soit à les modifier (dallage nival, coulée de blocs, buttes gazonnées, glissements de terrain). Les trois cours d'eau du secteur ne paraissent pas avoir une activité constructive. Deux d'entre eux (Brezons et Siniq) n'ont atteint que partiellement leur profil d'équilibre et aménagent leurs cours supérieur. La vallée de l'Epie ne semble pas être le siège d'une érosion importante, sauf peut-être en ce qui concerne les ruisseaux affluents de rive droite (ruisseaux de la Jambe et de Lavergne).

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE IV : PÉTROGRAPHIE

CHAPITRE V : LES MÉLANGES DE LAVES

CHAPITRE VI : LES PEGMATITOÏDES DU PUY DE
NEIREBROUSSE

CHAPITRE IV

PETROGRAPHIE

Au cours de deux campagnes de terrain, j'ai été amené à étudier un grand nombre de laves et de brèches. Chaque affleurement a été échantillonné, de telle sorte que j'ai disposé de plus de 400 échantillons. L'observation de 330 lames minces (dont 50 ont été effectuées au laboratoire de Grenoble, 60 dans celui de Chambéry, le reste par mes soins) dans tous les types de laves, m'a permis de dégager quelques types pétrographiques principaux.

L'étude pétrographique sera faite selon l'ordre stratigraphique établi sur le terrain. L'ordre de cristallisation des minéraux, s'il n'est pas précisé, correspond à l'ordre de la description. La détermination des plagioclases a été faite selon la méthode de la double macle.

A. LES LAVES DE L'ENSEMBLE LATITIQUE PALÉO-CANTALIEN

I. LES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES

I.1. Vallée du Brezons

I.1.1. Les écoulements pyroclastiques de la haute vallée

Les écoulements pyroclastiques de la haute vallée du Brezons présentent tous le même aspect (allure multicolore ; ponces un peu étirées, aplaties, voire pétaloïdes ; nature latitique des éléments frais) quel que soit le point d'observation : ruisseaux de Mandre (F 605), d'Encloux (E 601), de Gerbel ou d'Inchastang.

Microscopiquement, ces brèches sont formées par des ponces à structure hyaline, que cimente une matrice de même nature. Il existe parfois des lithoclastes latitiques un peu plus cristallisés que les ponces dont les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An 35-45) subautomorphes de 1 à 3 mm, bien maclés albite-Carlsbad, parfois zonés. Dans quelques cas, ces andésines peuvent être cassées à l'intérieur des ponces.

- des biotites saines de 1 mm environ, parfois flexueuses. Les lamelles automorphes sont parfois effrangées à leurs extrémités. Le pléochroïsme est assez intense (ng : brun très rouge ; np : brun rouge clair) mais l'aspect moiré en LPA permet de les distinguer des amphiboles. De nombreuses apatites hexagonales en forment les seules inclusions.

- des hornblendes subautomorphes de 1 mm, très pléochroïques (ng : brun très rouge ; np : brun clair). La macle (100) a été quelquefois observée. Les apatites en inclusions présentent souvent un faciès aciculaire.

- de rares augites vertes subautomorphes de 0,5 mm, peu pléochroïques, parfois zonées, avec quelques octaèdres de magnétite en inclusions.

- quelques magnétites en cubes de 1 mm.

La mésostase est constituée par un verre brunâtre à relief nul ou très légèrement négatif dans lequel peuvent flotter quelques cristallites de feldspath et des granules de magnétite.

La matrice de ces brèches se présente sous la forme d'un assemblage complexe de minéraux cassés (feldspath, biotite, hornblende, augite) et d'éclats de verre, le tout ponctué par de la magnétite. Elle moule parfaitement les ponces et forme la majeure partie des écoulements pyroclastiques. Il est parfois difficile de faire la distinction entre ponce et matrice tant le passage de l'une à l'autre est progressif.

I.1.2. Les écoulements pyroclastiques associés au dôme de Farreyre

Les écoulements pyroclastiques cendreaux de Farreyre, se sont produits au cours et après la mise en place du dôme. Nombreux sont les blocs de latite qui ont été arrachés, puis incorporés aux écoulements pyroclastiques.

Ces écoulements pyroclastiques sont formés, comme les précédents, par un assemblage très dense de ponces à structure hyaline. Leur minéralogie est la même que celle des ponces des autres brèches, mais la proportion pyroxène/amphibole est inversée par rapport aux brèches précédentes. Quelques cristaux d'un feldspath non maclé, à extinction roulante, ont été observés et identifiés comme étant un feldspath alcalin.

La proportion ponces/matrice est l'inverse du cas précédent. De ce fait, la quantité de minéraux cassés est vraiment minime.

Les lithoclastes de forme arrondie ont le même aspect que la latite du dôme (cf. p. 15).

I.2. Vallée de l'Epie

I.2.1. La brèche du puy de la Jambe (I 401)

La brèche beige clair du puy de la Jambe, est de nature latitique. Malgré la profonde altération des minéraux ferromagnésiens, j'ai pu identifier des restes de biotite et de clinopyroxène augitique. Il ne semble pas que cette brèche contienne de hornblende. Les plagioclases sont altérés en amas d'un minéral vert de petite taille (épidote ?). Le cœur des andésines est parfois parcouru de filonnets de calcite et d'hydroxydes de fer.

I.2.2. Les autres brèches

Les autres brèches latitiques relévées dans la vallée de l'Epie, sont du même type (latite à biotite et augite). Les lithoclastes dominent sur les ponces et la proportion de matrice est relativement importante.

II. LES DÔMES

II.1. Le dôme de Farreyre

II.1.1. La latite du dôme (J 1104) et les obsidiennes de ses bordures

La latite qui forme le dôme de Farreyre, est une lave claire plus ou moins porphyrique selon les points considérés. Sa couleur varie du gris (faciès moyen) au rose et/ou jaune quand la lave se poncifie, ou au noir si elle est vitreuse. Les obsidiennes des bordures forment des blocs étirés, aplatis, de couleur noire ponctuée de feldspaths blancs. Parfois, ces blocs

fragiles se débitent en petites esquilles, plus rarement en granules.

L'étude microscopique de la latite du dôme montre des phénocristaux :

- de plagioclase (An 25-32) en lattes automorphes millimétriques (1 à 3 mm) isolées. Quelques sections présentent une zonation normale simple, jamais récurrente. En général, les macles albite-Carlsbad sont nettes. Quelques cristaux renferment de petites biotites hexagonales.

- de biotite en lamelles automorphes, millimétriques (1 à 2 mm), à pléochroïsme intense (ng : brun rouge, presque opaque ; np : brun jaune clair). Le clivage (001) est toujours envahi par des granules de magnétite.

- de hornblende brune de 1 à 3 mm, en cristaux automorphes très pléochroïques (ng : brun rouge intense ; np : brun rouge clair). La faible biaxie donne une pseudo-croix noire (cf. ferrohastingsite).

La mésostase de cette latite est microcristalline, formée essentiellement par une mosaïque de microlites de plagioclases maclés (An 20 à An 25), groupés en gerbes ou allongés selon la fluidalité, amorçant ainsi la structure trachytique. La magnétite forme une fine poussière pigmentant un verre très légèrement rosé, à réfringence faiblement négative. Quelques cubes de magnétite de 0,2 mm présentent une structure squelettique typique.

Microscopiquement, l'obsidienne se caractérise par un fond hyalin faiblement réfringent, de couleur brun rosé, dans lequel baignent quelques cristallites de feldspath. De très fins granules de magnétite soulignent les plans de fluidalité.

II.1.2. Les blocs de latite des brèches de nuées

Plusieurs blocs de latite ont été prélevés dans les brèches de nuées accompagnant le dôme. Outre leur forme arrondie, ils se caractérisent par des bandes alternantes, plus ou moins régulières, de couleur grise plus ou moins soutenue.

Microscopiquement, cette particularité de structure facilement observable, correspond, dans cette lave peu porphyrique et orientée, à des filets de fluidalité dont le degré de cristallinité varie de l'un à l'autre. Dans tous les cas, un filet de teinte claire est plus cristallisé qu'un filet sombre, finement ponctué de magnétite. Parfois, la limite entre deux filets juxtaposés, est soulignée par des débris de plagioclase ou des lamelles tordues de biotite. Dans de nombreux cas, les filets de fluidalité se moulent et/ou se déforment sur des obstacles constitués soit par un gros phénocristal, soit par des amas de plagioclases auxquels peuvent se joindre, parfois, une ou deux lamelles de biotite.

Dans tous les cas, la minéralogie est identique à celle de la lave du dôme, à la différence près, que les biotites et les hornblendes sont toujours plus ou moins résorbées.

II.2. Les laves du "dôme" de Lustrande

II.2.1. L'obsidienne (H 805b) et le pechstein

Les obsidiennes forment la majorité des blocs de la brèche de nuée de Lustrande. Ces éléments aplatis ou arrondis, de couleur noire, sont ponctués de feldspath blanc. L'éclat est en général vitreux et mat, mais peut devenir localement gras. Quelques blocs montrent une nette fluidalité, ce qui

se traduit par des différences de teintes plus ou moins prononcées entre le verdâtre et le noir. Cette lave fragile se débite en gravillons qui font penser à un débit perlitique.

Les pechsteins sont beaucoup plus rares et ne se rencontrent qu'au sommet de la formation. Ils forment des blocs anguleux verts à arêtes émoussées. Comme les obsidiennes, ils montrent des feldspaths blancs millimétriques. L'éclat gras est semblable à celui de la poix. Jamais fluidaux, ces blocs se révèlent être beaucoup plus résistants que les obsidiennes, mais moins, cependant, qu'une lave ordinaire.

Microscopiquement, quel que soit le type de bloc étudié (obsidienne ou pechstein), la structure se révèle très largement vitreuse. Les cristaux (15 à 20 %) sont représentés par :

- des plagioclases (An 35-40) en lattes automorphes de 1 à 5 mm, isolées ou rassemblées en amas globulaires. Les macles albite-Carlsbad sont toujours très nettes. Peu zonés, ces cristaux montrent parfois un anneau discontinu d'inclusions fines remplies d'une matière incolore à réfringence nulle ou légèrement négative.
- des biotites en baguettes automorphes de 1 à 3 mm, le plus souvent tordues le long des plans de fluidalité des obsidiennes. Très pléochroïques (ng : brun rouge presque opaque ; np : brun clair), elles sembleraient s'apparenter au lépidomélane. Leurs clivages sont souvent envahis de granules de magnétite. Ces micas renferment de nombreuses apatites subautomorphes et quelques aiguilles de magnétite.
- de rares augites en cristaux trapus (0,5 mm), automorphes, souvent maclés selon (100). Ils renferment toujours des plagioclases, des biotites et des apatites en inclusions.

La matrice est formée par un verre fluidal en passées alternativement claires et sombres, plus ou moins riches en cristaux. Les filets clairs sont un peu plus cristallisés que les filets sombres très finement ponctués de magnétite.

II.2.2. Les blocs de latite inclus dans la brèche trachyandésitique sus-jacente

Dans la semelle de l'écoulement pyroclastique trachyandésitique sus-jacent, j'ai prélevé plusieurs blocs de latite qui présentent des caractères similaires à ceux de Farreyre (cf. p.117) : couleur (gris clair pour le faciès moyen, noir pour les blocs vitreux, rose lors du début de la poncification) et alternances de bandes claires et sombres. L'observation microscopique confirme cette ressemblance : caractères minéralogiques et structuraux identiques.

B. LES TUFES LITÉS PONCEUX INTERCALAIRES

Les tufs lités intercalaires tant inférieurs que supérieurs, sont toujours très argilisés dans le secteur étudié, ce qui pose quelques problèmes lors de la confection des lames minces. L'examen microscopique a porté essentiellement sur les ponces de ces niveaux, accessoirement sur les cendres plus difficiles à coller sur des plaques de verres.

I. LES TUFES LITES INTERCALAIRES INFÉRIEURS

Les ponces de ces niveaux ont pour composition minéralogique :

- plagioclases (An 40-50) maclés albite, parfois zonés ;
- hornblendes brunes, saines et peu pléochroïques (ng : brun ; np : brun clair) ;

- biotites en baguettes automorphes saines, pléochroïques (ng : brun rouge ; np : brun clair) ;
- apatites incolores en petits cristaux trapus ;
- augites vertes, assez rares et non pléochroïques ;
- granules de magnétite.

La composition minéralogique des cendres semble être identique à celles des ponces.

Ces tufs lités intercalaires inférieurs ont une composition minéralogique proche de celle de nombreux écoulements pyroclastiques de l'ensemble latitique paléo-cantalien. Dans une lame mince, j'ai observé un élément assez scoriacé qui pourrait être un lapilli trachyandésitique.

II. LES TUFES LITES INTERCALAIRES SUPÉRIEURS

La composition minéralogique des ponces et des cendres de ces tufs supérieurs, est très proche de celle des tufs inférieurs. Les seules différences notables paraissent résider dans le degré de cristallinité un peu plus élevé dans ces tufs que dans les autres, et dans les proportions relatives augite verte/hornblende brune qui paraissent inversées. Les augites vertes, saines, sont parfois pocilitiques (inclusions de biotite et d'apatite parfois aciculaire). Les amphiboles brunes sont rares ou même inexistantes.

La composition minéralogique de ces tufs intercalaires supérieurs semble proche de celle des écoulements pyroclastiques de l'ensemble latitique paléo-cantalien, postérieur au dôme de Farreyre (J 1108).

III. COMPARAISON AVEC LES TUFES LITES INTERCALAIRES DE LA VALLEE DE LA SANTOIRE

P. Watelet (1977) a décrit de telles formations dans la vallée de la Santoire. Il est remarquable que la composition minéralogique des tufs de la Santoire (Nord du massif) soit proche de celle des tufs du secteur étudié (Sud du massif). Peut-être appartiennent-ils à un même épisode intéressant l'ensemble du massif cantalien ? Il est à remarquer que je n'ai pas décrit de blocs de socle dans ces formations, ce qui tendrait à prouver que ces tufs n'ont pas été émis par des événements locaux.

C. LES LAVES DE L'ENSEMBLE TRACHYANDÉSITIQUE NÉO-CANTALIEN

I. LES ECOULEMENTS PYROCLASTIQUES

Dans tout le secteur étudié, les brèches trachyandésitiques présentent les mêmes caractères : aspect, granulométrie, hétérogénéité, mode de mise en place, etc. Cependant au microscope, la nature de ces brèches se révèle variable suivant que l'on se trouve dans le bas de la vallée ou vers le haut de cet ensemble bréchiq.

J'appellerai brèche à ... (clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole, biotite) une brèche dont les éléments constitutifs sont des trachyandésites s.l. à ... (clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole, biotite).

I.1. Les différents types de brèches

I.1.1. Les brèches à deux pyroxènes

Ces brèches constituent la majeure partie des formations pyroclastiques de la vallée du Brezons. Elles se rencontrent surtout vers le

fond de la vallée ; Fridefont, la Vidalenche, le Bourguet (H 801), Lustrande, ruisseau des Cros, Liadières. Dans les blocs, les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An 35-50) automorphes de 5 à 7 mm, rarement de 10 mm. En général, les macles albite-Carlsbad sont bien marquées. Très souvent, ces plagioclases peu zonés, renferment une abondante poussière (dust inclusions) d'inclusions noires réparties de façon non uniforme dans le cristal. Dans de très rares cas, le cœur corrodé du cristal est nettement plus basique (An 55-60) que la frange alcaline (An 30-35).
- des orthopyroxènes (hypersthène) toujours automorphes mais aux arêtes émoussées, de 1 à 2 mm. Les clivages sont en général peu marqués. La biréfringence est d'environ 0,012 (jaune pâle du premier ordre), l'angle d'extinction de 0 à + 4°. Dans tous les cas, les cristaux sont sains. Dans deux cas, au moins, cet hypersthène a été englobé dans un clinopyroxène augitique, tout en respectant l'orientation cristallographique du premier individu. De nombreuses inclusions d'apatite incolore y ont été relevées.
- des augites vertes automorphes, de 1 à 4 mm, peu pléochroïques, très souvent maclées selon (100).
- de très rares hornblendes brunes de 1 mm, très pléochroïques (ng : brun rouge ; np : brun clair).
- quelques magnétites millimétriques, subautomorphes, à structure squelettique.
- quelques minéraux globulaires de 0,5 mm environ, très altérés n'ont pas pu être déterminés.

Dans la mésostase vitreuse et de couleur brune, peuvent exister quelques fins cristallites d'un feldspath non maclé.

Ces brèches à deux pyroxènes sont minéralogiquement proches de celles qu'ont décrites J.P. Milési (1976) et P. Watelet (1977) dans les vallées de l'Alagnon et de la Santoire. Elles sont aussi très proches des latites à hypersthène décrites en dômes dans la vallée du Mars (A. Lambert, 1969) et dans le Sud du massif (H.M. Vaziri, 1973 ; P. Larroque, 1975).

I.1.2. Les brèches à clinopyroxène et hornblende

Ce type de brèche se rencontre plutôt vers le haut de l'ensemble bréchique. Les phénocristaux des blocs sont :

- des plagioclases (An 35-42) semblables à ceux des brèches précédentes. Aucun cas de résorption n'a été observé.
- des augites vertes automorphes (1 à 4 mm) bien maclées, renfermant des apatites et de petites hornblendes en inclusions.
- des hornblendes brunes (1 à 3 mm) très pléochroïques (ng : brun rouge intense ; np : brun jaune). Dans tous les cas, les cristaux aux clivages (110) nets, sont entourés d'une importante gaine d'oxydes. Aucune altération n'est à signaler.
- quelques magnétites (0,5 mm) subautomorphes.

Plagioclases et clinopyroxènes peuvent se rassembler pour former de petits cumulats à structure doléritique.

La mésostase est plus cristallisée (hémihyaline) que celle des brèches précédentes. Riche en minéraux opaques, elle renferme des micro-lites de feldspaths non maclés et/ou à extinction roulante. Une coloration sélective semblerait montrer l'existence de deux feldspaths : l'un du type alcalin, l'autre du type calco-sodique.

I.1.3. Les brèches à hornblende et biotite

Ce type de brèche ne se rencontre, apparemment, que vers la fin des émissions trachyandésitiques. Leur composition minéralogique est la suivante :

- plagioclases (Ab 35-42) semblables à ceux des brèches précédentes ;
- hornblendes brunes automorphes ou aciculaires (1 à 4 mm), largement prédominantes. Les cristaux très pléochroïques (ng : brun rouge ; np : brun rosé, presque incolore), sont indemnes de toute résorption. Les clivages (110) sont nets, mais jamais envahis de magnétite. Aucune gaine d'oxydes n'a été observée. La biaxie est toujours très faible (- 10° environ). Les inclusions sont représentées par des aiguilles d'apatite incolore et des granules de magnétite.
- augites vertes subautomorphes (1 mm), assez rares ;
- biotites en baguettes très pléochroïques (ng : brun rouge ; np : brun clair) saines. Les clivages (001) sont à peine soulignés par des granules de magnétite.
- apatites (0,5 à 1 mm) brunes en aiguilles trapues.

La mésostase holocristalline, essentiellement feldspathique, est formée par des cristaux de feldspath qui se présentent en baguettes aux extrémités bifides, ou en petits prismes carrés aux arêtes franches. Une abondante poussière de magnétite ponctue la mésostase où peuvent se distinguer des baguettes d'un minéral orangé (hématite ?).

Ce type de brèche affleure dans la vallée de l'Epie, le long de la route D 39, dans le bois de Bélinay.

I.1.4. Les brèches des Arzaliers

Sur le terrain, les brèches des Arzaliers se distinguent très nettement des autres brèches trachyandésitiques, tant par leur teinte que par l'allure arrondie des éléments. L'étude microscopique des blocs montrent des phénocristaux :

- de plagioclase (An 35-45) en baguettes millimétriques, automorphes. Les macles albite-Carlsbad sont toujours nettes. Ces plagioclases sont assez peu zonés.
- d'augite verte, en prismes millimétriques trapus et peu pléochroïques. Ces cristaux sont souvent maclés selon (100).
- de hornblende peu pléochroïques (ng : brun rouge pâle ; np : brun pâle) en cristaux aciculaires millimétriques. Toujours gainés d'oxydes, les cristaux présentent des clivages nets, non envahis de magnétite. Les inclusions sont représentées par des prismes d'apatite et des granules de magnétite.
- des octaèdres millimétriques de magnétite.

Dans la mésostase assez vitreuse, mais largement ponctuée de granules de magnétite, baignent quelques cristallites d'un feldspath non maclé.

Sur la route des hameaux des Cros, j'ai prélevé des échantillons dans des blocs non bréchifiés de ces écoulements pyroclastiques. Leur composition minéralogique est identique à celle des blocs du secteur des Arzaliers. Elle est assez proche de celle de la latite du dôme de Farreyre.

I.2. Caractères microscopiques structuraux

Quel que soit le type de brèche considéré, les caractères structuraux de la matrice et des blocs, sont identiques.

Les blocs sont toujours très vésiculés, quelle que soit leur taille (du millimètre à plusieurs m³). Si aucune orientation particulière des vésicules n'a été relevée, leur forme semble variable (compte tenu des usures mécaniques produites lors de la confection des lames minces) selon les points considérés : d'arrondies au cœur du bloc, les vésicules peuvent devenir amboïdes ou étoilées près de ses bordures. La forme assez irrégulière des éléments aux arêtes émoussées, est liée à la rupture de ces vésicules.

L'étude microscopique de la matrice s'avère toujours difficile, car les particules qui la composent sont d'une extrême finesse. On peut cependant y distinguer des éclats de verre et des granules subautomorphes de magnétite. La couleur plus ou moins sombre de la matrice est liée à leur plus ou moins grande abondance. Quelques filonnets remplis d'une matière orangée isotrope (oxydes ou hydroxydes de fer), semblent parcourir au moins localement, cette matrice. Dans la plupart des cas, l'étude des petites vésicules de la matrice, visibles à l'oeil nu, s'avère impossible. Bien que préalablement consolidées, les brèches sont très fragiles et les vésicules sont rapidement agrandies par l'usure mécanique. Cependant, quelques formes plus ou moins polygonales ont été observées.

La fragmentation des blocs, due à l'expansion brutale des gaz contenus dans les vésicules et les fissures, forme une poussière très fine, douée d'une grande mobilité. Cette matrice s'insinue dans les moindres fissures des blocs, et, jouant le rôle de coin, participe à leur éclatement. La force érosive de cette matière peut être mise en évidence par l'acquisition rapide d'un émoussé généralisé des blocs. Quelquefois cependant, j'ai pu constater que certains d'entre eux présentaient des faces concaves comme s'ils avaient été cupulés ou burinés. Cette fragmentation et cette corrosion matricielle conduisent à la réduction de la taille des blocs arrondis. L'évolution extrême serait une coulée cendreuse. Ceci semble être localement réalisé dans la vallée du Siniq, au niveau de la cascade du Captat notamment.

II. LES LAVES INTRABRECHTIQUES

Les divers dykes reconnus dans les brèches trachyandésitiques, ne seront pas étudiés dans ce paragraphe car ils peuvent être rapportés à quelques grands types pétrographiques décrits dans ce chapitre.

II.1. La coulée trachyandésitique du ruisseau de Peyregrosse (H 704)

Cette lave se caractérise par le faible développement de la taille des cristaux, fait inhabituel dans ce contexte bréchique, et par son débit laminaire souligné par l'orientation de tous les cristaux.

Microscopiquement, il s'agit d'une lave entièrement cristallisée, à structure microlitique porphyrique, dont les cristaux sont représentés par :

- des baguettes de plagioclase (An 37-45), automorphes, de 1 à 3 mm, à macles albite-Carlsbad nettes et zonation peu marquée. Rarement poecilitiques, ces cristaux peuvent renfermer quelques sections d'un feldspath non maclé et des apatites globulaires. Très souvent, près de leurs bordures, ils présentent une auréole discontinue d'inclusions allongées et de petite taille, remplies d'une matière rose brunâtre à relief très légèrement négatif.

- des augites automorphes (1 mm), à macle (100) courante, parfois polysynthétique. Poecilitiques, ces cristaux contiennent des plagioclases, des apatites brunes, des granules de magnétite et parfois d'autres augites.

- des hornblendes en général très résorbées, dont il ne reste qu'un fragment très pléochroïque (ng : brun rouge ; np : brun jaune), aux clichés envahis de magnétite. Bien souvent, il ne subsiste qu'un fantôme cryptocristallin, finement ponctué de magnétite disposée en fibres. Des apatites brunes intactes sont encore incluses dans ces amas.

La mésostase essentiellement feldspathique est formée par des plagioclases (An 30-35) et des feldspaths non maclés et à extinction roulante, qui, selon les colorations sélectives, seraient des feldspaths alcalins. Quelques ferromagnésiens entièrement déstabilisés, ponctuent cette pâte. Autour des granules de magnétite, se sont formées de petites lamelles d'hématite translucide.

Quelques amas plus grenus ont été observés. Dans tous les cas, ils sont constitués par des feldspaths de même nature que ceux de la lave, et de hornblendes très résorbées. Une ou deux augites peuvent coexister avec ces minéraux. Il est intéressant de noter que ces amas se situent dans les parties les plus vésiculées de la lave, comme si les gaz occlus avaient concentrés les premiers minéraux formés.

II.2. Le dôme de latite du ruisseau des Cros (I 905a)

Il s'agit d'une lave peu porphyrique, de couleur beige, qui se débite en blocs polygonaux résistants (cf. p. 38).

Microscopiquement, cette latite présente une structure trachytique. Les plagioclases automorphes (1 à 2 mm) sont des andésines (An 32-37), à macles albite-Carlsbad nettes. Les seuls ferromagnésiens de cette lave sont des hornblendes brunes en cristaux aciculaires (1 à 2 mm) très pléochroïques (ng : brun rouge ; np : brun pâle).

Tout le fond feldspathique microcristallin est pigmenté par une très fine poussière de magnétite. Une coloration sélective atteste de la présence de feldspath potassique en assez grande quantité dans le fond. Quelques petites aiguilles d'apatite incolore y ont été observées.

III. LES FORMATIONS TERMINALES

III.1. Les trachyandésites

III.1.1. Définitions

En 1894, A. Michel-Lévy définit les trachyandésites comme des roches dont la mésostase contient à la fois des feldspaths alcalins et des plagioclases.

Se basant sur l'indice de différenciation (D.I.) de Tornton et Tuttle (1960), R. Maury (1976) établit la correspondance suivante :

D.I.	0	35	50	65	80	100
$\frac{K_2O}{Na_2O} < 0,5$	Basalte alcalin sodique*	Hawaïte	Mugéarite	Benmoréite	Trachyte	
$\frac{K_2O}{Na_2O} > 0,5$	Basalte alcalin potassique*	K-hawaïte	K-mugéarite	K-benmoréite	Trachyte	
		Trachyandésite (sens international)		Tristanite		
				Trachyandésite (sens français)		
			Doréite	Sancyite		

* basalte si néphéline normative (Ne) < 5 %
basanite si néphéline normative (Ne) > 5 %

D.I. = Albite + Orthose + Quartz (ou Néphéline + Leucite) en % normatifs
Tableau 4 : Classification de R. Maury (1976)

Pour la suite de l'exposé, j'utiliserai le terme de trachyandésite dans son sens français, ainsi que la dénomination classique des roches, en précisant, toutefois, la correspondance avec la classification de R. Maury (1976).

III.1.2. Caractères généraux

Les trachyandésites sont des roches grises, plus ou moins foncées. En général compactes, elles peuvent contenir une assez forte proportion de vésicules. Dans la plupart des cas, leur structure porphyrique est très marquée (structure typiquement microlitique porphyrique), encore que certains dykes puissent être subaphyriques. A l'oeil nu, se distinguent facilement des cristaux de 1 à 6 mm de longueur, rarement plus (1 cm au maximum) : plagioclases plus ou moins jaunés par l'altération, amphiboles aciculaires, pyroxènes plus trapus et parfois des olivines globulaires.

L'altération produit une pellicule brun rouille à verdâtre, qui peut se propager dans la roche, sur plusieurs centimètres, à la faveur des fissures. Le débit de ces roches est régi par de nombreuses diaclases sans orientation préférentielle. Dans le cas des laves fluidales, le débit se fait en lauzes centimétriques (E 602 : coulée de l'ancienne lauzière du ruisseau d'Encloux).

III.1.3. Types pétrographiques

Dans les trachyandésites, j'ai défini, à l'aide de la minéralogie, trois types pétrographiques principaux en me basant sur la présence ou l'absence de tel ou tel minéral. Ainsi les paragenèses les plus fréquentes sont :

		Felds	Cpx	Opx	Hb	Bi	Ol	Tri	Ap	Op
I	Trachyandésite à Opx ± Cpx	+++	++	++	(+)	+	-	(+)	+	+
II	Trachyandésite sans Opx	+++	++	-	++	+	-	-	+	+
III	Latite	+++	(+)	-	++	++	-	+	+	+

+++ très abondant + fréquent - inexistant
++ abondant (+) rare

Dans le cas de roches subaphyriques, certaines de ces paragenèses peuvent se voir tronquées d'un ou plusieurs termes. C'est le cas de tous les dykes dans lesquels subsiste un verre rosé.

III.1.3.1. Les trachyandésites à clinopyroxène et sans orthopyroxène

Dans le secteur étudié, c'est le type de lave le plus représenté, car il forme la majeure partie des trachyandésites des sommets. Minéralogiquement, deux sous-types peuvent être envisagés selon les proportions relatives des ferromagnésiens :

- les trachyandésites à amphibole dominante et pyroxène (G 901a : ruisseau d'Inchastang) ;
- les trachyandésites à pyroxène dominant et amphibole (G 604a : ruisseau de Gerbel).

Toutes ces laves correspondent aux K-mugéarites de la classification de R. Maury (1976) : D.I. compris entre 51 et 61, et K_2O/Na_2O compris entre 0,6 et 0,9. Leur structure est typiquement microlitique porphyrique, souvent trachytique.

III.1.3.1.1. Les phénocristaux

III.1.3.1.1.1. Les plagioclases

Ils constituent la phase phénocristalline principale de toutes ces roches. Ils se présentent sous la forme de baguettes automorphes, plus ou moins allongées, de 1 à 5 mm. Classiquement, ils sont maclés de façon nette albite-Carlsbad, parfois albite-péricline. La zonation est souvent très marquée : normale, inverse, parfois oscillante, traduisant ainsi les variations chimiques du bain ou la position relative du cristal dans la chambre magmatique. Ces plagioclases couvrent tout le champ de l'andésine : An 45-52 à An 32-35.

Très souvent poecilites, ils renferment des inclusions variées : magnétite, apatite, clinopyroxène, etc. Ces plagioclases présentent de façon courante, un aspect chagriné lié à l'existence d'inclusions fines (dust inclusions) en gouttelettes microscopiques et effilées, remplies d'une matière faiblement colorée ou non, presque isotrope et à relief négatif. Elles se situent dans les clivages des plagioclases, et sont souvent obscurcies par des minéraux opaques. Elles se placent à tous les niveaux dans les plagiogonés et semblent indépendantes des variations enregistrées.

Certains cristaux de plagioclase peuvent présenter un ou deux stades de corrosion. Une frange externe plus sodique peut alors exister et passer en continuité au plagioclase plus calcique.

Les plagioclases sont rarement altérés. Leur teinte jaunâtre, appréciée à l'oeil nu sur l'affleurement, semble être liée aux exsolutions du fer qu'ils contiennent. Un peu de calcite peut être observée çà et là, dans les cassures de quelques cristaux.

III.1.3.1.1.2. L'amphibole

Cette phase minérale est présente en proportions variables, dans toutes les laves trachyandésitiques. En général millimétriques (1 à 3 mm), l'amphibole peut former des cristaux de grande taille : 10 à 15 mm, exceptionnellement 5 cm (G 901a). Les cristaux automorphes ou aciculaires sont caractérisés par un pléochroïsme intense (ng : brun-rouge ; np : brun-jaune clair) et un faible angle d'extinction ($\alpha = -10$ à -15°), typiques des hornblendes brunes. Les clivages (110) sont toujours très nets.

Dans toutes les laves étudiées, la hornblende est toujours plus ou moins résorbée. Le plus souvent, les cristaux sont gainés par un liséré plus ou moins épais d'opacités, blindant le minéral sur toutes ses faces. Les clivages sont alors soulignés par de fins granules de magnétite. Parfois, la résorption de l'amphibole est plus complète et le cristal est envahi de ponctuations de magnétite dont la densité croît des bordures vers le centre du cristal. Je n'ai jamais observé de pseudomorphose des hornblendes telle que l'a décrite P. Watelet (1977). Il se pourrait que ce stade existe dans quelques cas, à l'état d'une ébauche incertaine.

III.1.3.1.1.3. Le clinopyroxène

Assez abondants dans tous les trachyandésites, les phénocristaux de clinopyroxène forment des sections prismatiques, automorphes et trapues, millimétriques (1 à 3 mm), de couleur verdâtre et non pléochroïques. Souvent maclés selon (100), ces cristaux sont parfois zonés en sablier ou peuvent présenter, en sections basales, des stries concentriques soulignant l'automorphie du minéral. L'angle d'extinction varie de + 41° à + 48° (augite ou salite).

D'une façon générale, ces augites sont indemnes de toute altération. Dans quelques cas isolés, elles peuvent inclure de petits cristaux d'olivine serpentinisée, de magnétite, d'apatite et de hornblende. Dans la plupart des cas, l'augite semble avoir cristallisé après les hornblendes.

III.1.3.1.1.4. Le mica

Rarement observé, le mica se présente en cristaux de 0,5 à 1 mm, toujours déstabilisés et envahis de granules de magnétite qui se concentrent, dans un premier temps, dans les clivages (001). Très pléochroïque (ng : brun rouge, presque opaque ; np : brun clair), ce mica pourrait s'apparenter à la famille du lépidomélane.

III.1.3.1.1.5. Le péridot

Le péridot forme de rares cristaux globulaires, de 0,5 à 1 mm, toujours plus ou moins iddingsitisés. Parfois ces olivines sont altérées en serpentine. La structure squelettique, rarement observée, est en général assez peu prononcée.

III.1.3.1.1.6. La magnétite

Elle forme des cristaux demi-millimétriques, automorphes, parfois à structure squelettique. Elle se présente à tous les stades de la cristallisation.

III.1.3.1.1.7. L'apatite

L'apatite est toujours présente en cristaux automorphes de 0,1 à 3 mm. Les plus gros individus ont toujours une teinte gris brunâtre assez marquée.

III.1.3.1.2. La mésostase

La mésostase est en général holocristalline et micro-litique, exceptionnellement, dans le cas des dykes, un peu de verre peut subsister. Elle est essentiellement feldspathique : de très nombreuses baguettes automorphes de plagioclase (An 25-32) maclé albite-Carlsbad, sont associées à des microlites de même taille (0,1 mm) ou à des plages xénomorphes d'un feldspath alcalin non maclé et à extinction roulante. La présence de ce feldspath

alcalin peut être spectaculairement mise en évidence par une coloration sélective.

Les ferromagnésiens sont représentés par des microprismes d'augite, des ponctuations d'olivine iddingsitisée, une poussière de granules de magnétite, quelques lamelles rouges de mica et des lamelles orangées d'hématite. La distinction entre mica peu coloré et hématite est souvent difficile. L'apatite peut former de fines aiguilles entre les feldspaths. La tridymite, rarement observée, se présente en petites plages xénomorphes.

III.1.3.2. Les trachyandésites à orthopyroxène

A. Lacroix (1890) a été le premier à décrire de l'orthopyroxène (hypersthène) dans quelques "andésites" de la chaîne du Plomb. Depuis, de nombreux auteurs ont signalé la présence de ce minéral dans de nombreuses roches, mais toujours en très faible quantité.

Dans le secteur étudié, les trachyandésites à orthopyroxène se cantonnent à la ligne de crête du Plomb (puys de la Cède et Brunet, col de la Pourtoute, secteur du Plomb du Cantal) et à quelques points proches plus ou moins subordonnés (bois et puy de Grandval). Les coulées supérieures du puy du Rocher ne contiennent pas d'orthopyroxène, ce qui n'exclue pas qu'il puisse en exister dans les coulées inférieures du secteur de Rembertal.

La paragenèse minérale de ces trachyandésites à orthopyroxène ne sera pas détaillée puisqu'elle est identique à celle des laves précédentes, à une exception près : je n'ai jamais observé d'olivine dans les trachyandésites à orthopyroxène. En général, la hornblende y est un minéral très accessoire.

L'orthopyroxène se présente sous la forme de cristaux de petite taille (1 mm maximum), incolores, rarement automorphes, toujours corrodés et déstabilisés sur leur bordures. Le pléochroïsme est très faible (incolore à jaune clair ou rosé). L'extinction est droite ou subdroite (8° maximum), et les teintes de polarisation s'étendent du gris au jaune du premier ordre. Il s'agit d'un orthopyroxène dont la composition oscille entre la bronzite et l'hypertsthène (2V = - 68° à - 55°).

Le gisement type de cet hypersthène est une lave caractérisée par une structure porphyrique marquée et une hétérogénéité de cristallisation (présence de cumulats feldspathiques à deux pyroxènes et mica stable). Dans ces laves, peuvent se rencontrer des vacuoles de calcite (E 404).

Ces trachyandésites à hypersthène correspondent aux K-mugéarites de la classification de R. Maury (1976) : D.I. compris entre 51 et 68, et $K_2O/Na_2O = 0,8$.

III.1.3.3. Les latites

Ce type de lave forme des coulées relativement importantes, localisées vers la fin de l'ensemble trachyandésitique, aussi les trouve-t-on dans des positions très variables :

- soit intercalées dans l'ensemble des trachyandésites des sommets (G 301 : Prés Marty ; H 401 : col de la Tombe du Père),

- soit épanchées en fond de vallée (D 902 : coulée du Siniq ; coulée de l'Epie).

Macroscopiquement, ces laves présentent des teintes grises, plus claires que toutes les autres laves trachyandésitiques. Leur structure

porphyrique est aussi moins marquée. C'est dans ce type de lave que la fluidalité est la mieux marquée (E 602 : coulée du ruisseau d'Encloux exploitée en lauzière).

Microscopiquement, les phénocristaux millimétriques sont représentés par :

- des plagioclases (An 35-45) en baguettes automorphes, relativement trapues (1 x 0,6 mm), renfermant des inclusions variées : gouttelettes de verre, cristaux d'apatite et d'amphibole, très rarement cristaux de plagioclase ;

- des hornblendes brunes formant au moins 90 % des minéraux ferromagnésiens de la lave. Elles sont toujours très altérées et déstabilisées en granules d'oxydes plus ou moins jointifs. Elles présentent parfois des teintes anormales de polarisation bleu-violet ;

- quelques biotites presque entièrement résorbées, reconnaissables à un vague aspect moiré. Elles sont souvent difficiles à distinguer des amphiboles.

- de rares augites automorphes ou non, toujours poecilites (apatite, amphibole, plagioclase).

La mésostase essentiellement feldspathique est formée de microlites orientés de plagioclase (An 25-33), de plaquettes de feldspath potassique non maclé, et de très rares flammèches de biotite et/ou d'hématite. De très nombreuses sections globulaires, de petit diamètre et de teinte rosée, ont été déterminées comme étant de la tridymite. Un fantôme d'olivine semble avoir été observé dans la coulée du ruisseau de Livernade (F 502). Ces laves sont riches en apatites brunes de grande taille (jusqu'à 1 mm) pouvant, à la limite, être considérées comme des phénocristaux.

La coulée du col de la Tombe du Père (H 401) est riche en enclaves qui se révèlent être des groupements grenus, formés de plagioclases serrés les uns contre les autres, parfois disposés en gerbes, parfois juxtaposés en mosaïque, associés à des hornblendes brunes altérées.

Ces roches correspondent aux K-benmoréites de la classification de R. Maury (1976) : D.I. compris entre 63 et 71, et $K_2O/Na_2O = 0,8$.

III.2. Les leucobasaltes

Dans le secteur étudié, les leucobasaltes affleurent en cinq endroits. Dans trois cas ils forment des coulées postérieures à la grande majorité des coulées et des brèches trachyandésitiques : puy Brunet (E 301), cirque d'Encloux (E 501) et Serverette (H 709). Il se pourrait que ces trois laves ne soient pas synchrones, car celle du cirque d'Encloux se trouve sous les trachyandésites à orthopyroxène du puy de la Cède, celle du puy Brunet au-dessus du même type de lave, et celle de Serverette se situe au sein de brèches et de laves sans orthopyroxène. Les deux autres affleurements sont formés par deux filons d'épaisseur métrique, bien prismés horizontalement : l'un (E 603) intersecte une coulée de trachyandésite des sommets au niveau de la cascade des vacheries de Flamandèche, l'autre (D 501) recoupe la falaise basaltique de la fissure du col de Chèvre.

Dans la classification de R. Maury (1976), ces leucobasaltes correspondent aux K-hawaïtes : D.I. compris entre 34 et 48, et K_2O/Na_2O compris entre 0,5 et 0,7.

III.2.1. Etude macroscopique

Ces roches peu porphyriques en général, ont un aspect soit trachyandésitique (E 301), soit basaltique (toutes les autres). Leur couleur varie du gris assez sombre au noir. D'assez nombreuses sections de plagioclase millimétriques (1 à 3 mm) se distinguent à l'oeil nu, ainsi que quelques pyroxènes et olivines de taille un peu plus faible (0,5 à 1 mm). L'altération produit une pellicule blanchâtre, à la surface de ces laves, identique à celle des basanites. Ces leucobasaltes se débitent en gros blocs chaotiques comme les laves trachyandésitiques.

La coulée de Serverette possède une altération de type sonnenbrenner comme les basanites. La partie inférieure des prismes se débite en gravillons, alors que le haut ne possède qu'une légère patine. Le passage entre ces deux types d'altération se fait de façon progressive.

III.2.2. Etude microscopique

Ces laves en coulées ont une structure microlitique porphyrique, alors que dans les dykes, la structure serait plutôt du type trachytique. Les phénocristaux sont représentés par :

- une très large majorité de baguettes automorphes de labrador (An 50-57), très nettement maclées. Elles contiennent de très nombreuses inclusions : augite, apatite, gouttelettes de verre. Parfois même, elles prennent un aspect chagriné lié à la présence de minuscules inclusions (dust inclusions) disposées, le plus souvent, de façon concentrique.

- d'augites en cristaux automorphes, maclés selon (100), parfois zonés en sablier. De très fines stries régulières s'observent dans quelques cas. Ces cristaux au coeur verdâtre peu pléochroïque, ont une bordure rosée. Ils sont rarement altérés.

- des olivines toujours iddingsitisées, au moins sur leurs bordures. Deux formes coexistent : l'une arrondie, subautomorphe classique et de petite taille, l'autre allongée squelettique de grande taille. Les formes arrondies sont nettement prédominantes.

- quelques magnétites demi-millimétriques en octaèdres pleins ou à structure squelettique ;

- l'apatite, en inclusions dans tous les phénocristaux, voit sa taille augmenter selon le type de minéral-hôte : de petite taille dans les feldspaths et les magnétites (0,1 mm), elle peut atteindre 0,5 mm dans les olivines, et 1 à 1,5 mm dans les augites. Sa couleur est en général, brun plus ou moins intense.

La mésostase toujours fluidale, est formée par :

- des microlites d'andésine (An 35-45), en baguettes allongées et maclées albite-Carlsbad ;

- des cristaux de ferromagnésiens isolés : baguettes ou prismes augitiques, olivines arrondies iddingsitisées, granules de magnétite rarement automorphes ;

- des lattes très pléochroïques de biotite (ng : brun rouge ; np : brun clair) disposées selon la fluidalité ;

- quelques aiguilles d'apatite brunâtre ;

- quelques filots interstitiels d'analcime.

III.3. Les ordanchites

Les ordanchites se situent classiquement dans le Cantal, au sommet de l'ensemble trachyandésitique. Ce sont des laves grises, très compactes, pouvant présenter deux faciès différents : l'un plutôt basaltique, gris sombre parfois bleuté, subaphyrique (H 702a : coulée de l'Etaplou et de Serverette),

l'autre plutôt trachyandésitique, gris plus clair, porphyrique (D 502 : blocs de la fissure du col de Chèvre). Dans les deux cas, les feldspathoïdes sont difficiles à identifier à l'œil nu, car les halynes sont souvent décolorées.

Dans la classification de R. Maury (1976), ces laves correspondent aux K-benmoréites : D.I. 59 et 67, et $K_2O/Na_2O = 0,6$.

Minéralogiquement, les deux faciès d'ordanchite sont identiques, et les phénocristaux sont représentés par :

- des baguettes (1 à 4 mm) automorphes de plagioclase (An 35-45), finement maclées albite-Carlsbad. Jamais zonées, elles ne présentent pas de frange alcaline périphérique. Les inclusions sont constituées par des microcristaux de magnétite, d'halyne, d'augite et de hornblende, et de gouttelettes de verre.

- des hornblendes brunes (1 à 2 mm) en cristaux subautomorphes, très pléochroïques (ng : brun rouge ; np : brun clair). La macle (100) est souvent observée. Tous les cristaux sont gainés d'oxydes de fer qui parfois, envahissent les clivages (110). L'oxydation peut, lorsqu'elle est poussée, pseudomorphoser les cristaux.

- des augites (1 à 3 mm) en cristaux subautomorphes, parfois corrodés, peu pléochroïques dans les tons verts. Souvent maclés selon (100), ils présentent en outre une certaine zonation concentrique et la structure en sablier classique.

- des halynes globuleuses ($\gg 1$ mm), incolores ou très bleues. La plupart du temps, ces cristaux sont entourés d'une auréole d'altération de couleur orangée. Les inclusions en treillis, situées au cœur des cristaux, sont très souvent oxydées en hématite. Les variétés incolores présentent une très légère anisotropie ($\Delta < 0,002$).

- de très grosses apatites automorphes, de couleur brune, très caractéristiques de ces roches.

- des sphènes et des magnétites subautomorphes.

- de très rares olivines blindées.

La mésostase toujours très feldspathique, est formée par de minuscules lattes automorphes d'oligoclase (An 20-22) et de feldspath alcalin non maclé. Entre ces feldspaths, se loge une très fine poussière de granules de magnétite.

D. LES LAVES DE L'ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN

I. LES LAVES BASALTIQUES

I.1. Définitions

La nomenclature des laves basaltiques est identique à celle qu'ont utilisée A. de Goër de Herve (1972), C. Maurizot-Blanc (1974), P. Watelet (1977) et G. Boudon (1979), car elle s'appuie sur des critères minéralogiques simples.

Les basaltes alcalins à olivine sont des laves mélanocrates dont la teneur en néphéline virtuelle est inférieure à 5 %. Les minéraux constitutifs sont : olivine, clinopyroxène, titano-magnétite, plagioclase (An > 50), feldspath potassique en quantité subordonnée (G.A. MacDonald et T. Katsura, 1964).

Les basanites sont des basaltes alcalins dont le caractère essentiel réside dans la présence d'un feldspathoïde exprimé pour une teneur en néphéline virtuelle supérieure à 5 % (Frisch et Weiss, 1868).

Les basanitoïdes sont une forme hétéromorphe de basanite sans feldspathoïde exprimé, mais avec un déficit de silice normative donnant plus

de 5 % de néphéline normative (A. Lacroix, 1933).

Le qualificatif "limburgitique" sera appliqué aux basanites qui, par leur structure vitreuse, ne contiennent pas de cristaux de feldspaths.

Les ankaramites sont des mélabasaltes pauvres en feldspaths, plus riches en clinopyroxène qu'en olivine (A. Lacroix, 1933). Selon J. Jung et R. Brousse (1959), le pourcentage de minéraux blancs est inférieur à 40 %. Le terme d'ankaramite, largement employé par les pétrographes du laboratoire d'Orsay, ne le sera pas dans le cadre de ce travail, car je n'ai pas effectué de comptages de points sur des laves généralement trop peu cristallisées. Néanmoins, il semblerait, à l'observation des lames minces, qu'il y ait une tendance ankaramitique certaine.

I.2. Types pétrographiques

I.2.1. Les laves mélanocrates

La majorité des laves mélanocrates ont un indice de différenciation (D.I.) inférieur à 35 et un rapport d'alcalins (K_2O/Na_2O) inférieur à 0,5, ce qui les classe, compte tenu de leur teneur en néphéline relative soit dans les basanites alcalines sodiques, soit dans les basaltes alcalins sodiques de la classification de R. Maury (1976). Quelques-unes de ces laves correspondent aux hawaïtes de la même classification (D.I. > 35 ; $K_2O/Na_2O < 0,5$).

I.2.1.1. Les tachylites

Les tachylites se présentent soit de façon isolée sous la forme de bombes sphéroïdes, soit regroupées dans des formations bréchiques, plus ou moins palagonitisées. Elles accompagnent le dynamisme de type maar (cf. chapitre II).

Les bombes tachylitiques de 5 à 20 cm de diamètre, sont compactes, denses et extrêmement tenaces. Leur éclat est gras et la cassure conchoïdale. Entièrement noire en cassure avec toutefois des mouchetures d'olivine, ces laves prennent une patine blanchâtre, pelliculaire et régulière. Quelques-unes de ces bombes montrent une certaine fluidalité.

Plusieurs bombes ont été étudiées en lames minces ; elles proviennent de deux secteurs de la planèze de Cézens : le puy de Grandval et le col coté 1 458 m entre le puy de la Belle-Viste et le signal 1 479 m. Microscopiquement, ce sont des roches hyalines essentiellement formées (plus de 85 %) par un verre brun sombre, très pigmenté, à réfringence légèrement positive. D'assez nombreux mais menus cristallites ponctuent ce verre. Ce sont :

- des olivines saines, de forme arrondie (0,05 mm) ou allongée (0,1 mm) mais à structure squelettique. Elles ne sont jamais maclées.
- des augites en prismes de 0,05 mm, pouvant contenir une fine poussière de magnétite en inclusions.
- des aiguilles ou des prismes allongés d'apatite.
- une fine poussière de granules de magnétite (0,02 mm), difficile à observer.
- exceptionnellement, de menus cristallites d'un feldspath non maclé (0,03 x 0,01 mm).

Ces tachylites renferment souvent d'autres roches en inclusions : péridotite, socle (granite ou gneiss), monzonite.

De petite taille (1 à 3 cm), les nodules de périclase sont très fréquents et se désagrègent en cristaux isolés de 1 à 2 mm, souvent maclés mécaniquement. Ces cristaux sont toujours corrodés par la pâte qui s'insinue dans les cassures.

Les blocs de socle sont moins fréquents, alors que les monzonites sont rares. Les blocs centimétriques s'entourent d'une mince couronne réactionnelle formée de minuscules augites, alors que la lave s'est figée sur 1 à 2 cm d'épaisseur, en un verre très pigmenté et à cristallites inférieurs à 0,01 mm. Les minéraux issus de la désagrégation de tels blocs, sont progressivement digérés par la lave, sans qu'il y ait de couronne réactionnelle. En général, ces cristaux isolés présentent des faces concaves cupulées.

Dans une des tachylites du puy de Grandval, j'ai observé des sections de cristaux demi-centimétriques, presque entièrement déstabilisés d'amphibole. Jamais entourés d'une auréole réactionnelle, ces cristaux sont transformés en un agrégat de minuscules augites, biotite, rhönite et plagioclases. Quelques îlots sains montrent un fort pléochroïsme (ng : brun rouge ; np : brun jaunâtre).

I.2.1.2. Les laves microlitiques aphanitiques : les limburgites

Ces laves, le plus souvent limburgitiques, ne se rencontrent que dans quelques remplissages de cavités déterminées par les explosions de type maar. Ce sont des laves entièrement noires, à cassure esquilleuse ou conchoïdale. Moins denses que les tachylites, ces basanites sont très compactes et résistantes, ne comportent presque pas de vésicules. L'altération se traduit par une patine blanchâtre, uniforme, de 1 à 2 mm d'épaisseur environ. En se refroidissant, ces laves peuvent former des prismes sonores, longs et étroits, de 20 à 30 cm de diamètre, disposés en faisceaux ou en gerbes (I 705 : cascade du Cros-Haut). Parfois, les prismes plus ou moins nets, se débitent en blocs anguleux, déterminés par des fissures sans orientation particulière.

Microscopiquement, ces laves montrent encore une très forte proportion de verre interstitiel (60 à 90 %) brun. La plupart des microphénocristaux sont des olivines globulaires subautomorphes (0,5 mm) à bordures plus ou moins iddingsitisées. Quelques cristaux de plus grande taille (1 mm) ont une structure squelettique typique, et se présentent souvent sous forme de coins. De très rares augites automorphe, de taille comparable, ont été déterminées.

Le fond cristallisé est formé par une multitude de petits prismes subautomorphes d'augite (> 0,1 mm), auxquels se mêlent de minuscules granules de magnétite. Quelques germes de feldspath ont pu être discernés. L'ensemble baigne dans un verre brun, à relief très légèrement positif, et dont la richesse en potassium est attestée par une coloration sélective.

Dans la limburgite du puy de Grandval (G 403a), s'observent plusieurs sections subautomorphes d'un minéral entièrement déstabilisé. D'après ce qu'il reste des clivages soulignés par des granules de magnétite, et la nature de l'association de remplacement (pigeonite, biotite, rhönite et plagioclase), je pense qu'il s'agit d'anciennes amphiboles.

Les autres roches rencontrées en enclaves dans ces laves (périclase et socle) présentent les mêmes caractères que dans les tachylites.

I.2.1.3. Les laves microlitiques porphyriques

Ces laves (basaltes et basanites) forment la quasi-totalité des laves planésiennes du secteur étudié. Elles sont de couleur gris sombre,

mais jamais totalement noires, rarement fraîches dans le secteur étudié. Elles sont denses et assez peu vacuolaires. Dans la plupart des cas, ces laves se recouvrent à l'altération de mouchetures blanchâtres ou grisâtres, de forme ronde ou étoilée, se détachant sur le fond plus sombre de la roche : les "taches de soleil" ou sonnenbrenner des auteurs allemands. Leur taille, fonction du degré de cristallisation de la lave en question, varie de 1 à 10 mm, rarement plus, la moyenne se situant vers 4 mm. Cette altération prélude au débit de la coulée entière sous forme de gravillons. Souvent, la surface de la lave est criblée de petites cupules liées au départ de ces gravillons sous l'action mécanique des agents atmosphériques. Ce type d'altération peut aussi bien atteindre des basanites à pâte non entièrement cristallisée que des basanites à structure franchement microdoléritique, G. Kieffer (1971).

Les laves ainsi altérées se débitent soit en prismes nets et trapus (coulée du ruisseau de la Verniouse), soit, le plus souvent, en coins pustuleux, en boules écailleuses et/ou en dalles (coulées du puy des Dames et du ruisseau de la Verniouse). Toutes ces formes se désagrègent à leur tour en gravillons.

Dans les rares cas où la lave est saine, il y a formation superficielle d'une pellicule d'altération quel que soit le degré de cristallisation de la lave : à verre interstitiel (F 301 : Plomb du Cantal) ou à structure microdoléritique (I 802 : coulée de Ruscheyre). Dans la plupart des cas, les basanites semi-porphyriques se recouvrent d'une patine blanchâtre due à l'altération qui attaque profondément la pâte interstitielle, en laissant en relief les phénocristaux millimétriques d'olivine et de pyroxène (G 401b : puy de Grandval).

I.2.1.3.1. Les laves à verre brun interstitiel (type I 706)

Largement majoritaires parmi les laves planésiennes, ces roches montrent des phénocristaux :

- d'olivine subautomorphe, rarement globulaire. La structure squelettique est très souvent observée dans les cristaux de 2 à 5 mm. Le degré d'iddingsitisation est variable d'une lave à l'autre.

- d'augite automorphe et de même taille que les olivines.

Les cristaux présentent en général, un coeur vert peu pléochroïque et une étroite frange rosée.

La mésostase est composée d'un mélange de microprismes d'augite verte (0,1 mm), d'olivines globulaires (0,1 mm) plus ou moins iddingsitisées, de lattes automorphes (0,1 x 0,02 mm) de plagioclase (An 55-60) maclé, de granules subautomorphes de magnétite, de lamelles de biotite rouge très pléochroïque (ng : brun rouge ; np : brun clair) et d'hématite orangée, de néphéline et d'analcime interstitiels. Le verre brun, à réfringence très légèrement positive, emboîte tous ces microcristaux.

Microscopiquement, les laves semi-porphyriques ne se distinguent des autres laves à verre interstitiel que par une plus grande différence de taille entre phénocristaux et microlites.

I.2.1.3.2. Les laves microdoléritiques

Ces laves ne diffèrent des précédentes que par une teinte légèrement plus claire à l'affleurement, et surtout par la cristallisation totale de la mésostase. La fluidalité de ces laves est souvent soulignée par l'orientation des plagioclases (0,5 à 1 mm).

Si la basanite du ruisseau de Montréal, située juste au-dessus des tufs lités intercalaires supérieurs, montre des olivines parfaitement saines, il n'en est pas de même pour celles de la coulée basanitique de Ruscheyre (I 802) qui sont entièrement iddingsitisées, et pour celles de la coulée de basalte (D 601) qui sont entièrement serpentinisées en antigorite.

I.2.2. Les laves mésocrates

Elles sont représentées, dans le secteur étudié, par des basaltes doléritiques dont la trame feldspathique est visible à l'oeil nu. De couleur généralement gris clair, ces laves peuvent prendre des teintes rosées (I 603 : lave du P.C. 1 479) ou verdâtres (E 708 : coulée sommitale de la Croix d'Imbiquerou). La cassure de ces laves est assez irrégulière. De nombreuses petites vacuoles de l'ordre du millimètre, sont disséminées de façon plus ou moins régulière au sein de la lave. Peu altérés en surface, ces basaltes ne présentent qu'une patine pelliculaire. Jamais prismées, ces laves se débitent en gros blocs chaotiques déterminés par des diaclases irrégulièrement espacées et sans orientation particulière (H 502 : puy de la Belle-Viste ; K 701 : Chérot). Quand la lave s'est écoulee de façon plus ou moins laminaire, les lattes de feldspath tendent à s'orienter selon la fluidalité. La lave peut alors se débiter en dalles sonores et résistantes, de 1 à 15 cm d'épaisseur, parfois plus. Ces lauzes sont localement employées pour la couverture des burons (E 802 : coulée des vacheries de la Fouillarade).

Ces basaltes doléritiques avec un indice de différenciation (D.I.) variant de 34 à 38, et un rapport d'alcalins (K_2O/Na_2O) de 0,3, correspondent aux hawaïtes de la classification de R. Maury (1976).

I.2.2.1. Le basalte doléritique des vacheries de la Fouillarade (E 802)

C'est une lave entièrement cristallisée dont les phénocristaux sont représentés par :

- des olivines de 2 mm environ, assez saines dans l'ensemble, avec parfois une légère frange iddingsitisée. Les cristaux sont généralement globulaires, parfois automorphes, jamais squelettiques.
- des lattes automorphes millimétriques de plagioclase (An 55-63), déterminant une structure doléritique fluidale.
- quelques rares octaèdres de magnétite à structure squelettique, associés le plus souvent aux cristaux d'olivine.

Les microprismes d'augite (0,2 mm), quelques olivines globulaires de même taille et des granules xénomorphes de magnétite forment le fond de la lave. Tous ces microcristaux se logent entre les lattes de feldspath, la magnétite occupant les derniers interstices libres.

I.2.2.2. Le basalte doléritique du puy de la Belle-Viste (H 502)

Identique dans l'ensemble à la lave précédente, ce basalte renferme en plus des phénocristaux habituels (olivine et plagioclase), des cristaux millimétriques automorphes d'une augite verte, peu pléochroïque, zonée selon (100). Ces cristaux renferment de très nombreuses inclusions de magnétite.

I.3. Minéralogie

I.3.1. Le péridot

Dans la majorité des cas, le péridot constitue 75 % environ des phénocristaux des laves mélanocrates (basaltes et basanites), et 30 % de

ceux des basaltes doléritiques. En général, ces cristaux automorphes sont limités par des faces (010) et (021). Les formes arrondies ou globulaires sont fréquentes, mais la structure squelettique est très souvent observée, d'autant plus souvent que les laves contiennent une forte proportion de verre. Ils y prennent alors l'allure de coins. Dans la pâte, l'olivine forme des microcristaux globulaires.

Les clivages (010) et (100) sont difficilement discernables, sauf si les cristaux sont altérés. Les clivages sont alors soulignés soit par de l'iddingsite, soit plus rarement par de l'antigorite ou du chrysotile. De nombreuses cassures courbes et concentriques se développent à la périphérie des cristaux.

Les olivines peuvent renfermer de petits spinelles verts (picotite) en inclusions, alors que la magnétite se rencontre de façon courante dans les clivages.

Jamais maclées, les olivines de ces laves se distinguent fort bien des cristaux d'olivine issus de la désagrégation des nodules de péridotite. Du point de vue composition chimique, les olivines des laves sont moins magnésiennes (Fo 73 à 83) que celles des nodules de péridotite (Fo 83 à 88).

L'altération la plus courante est une iddingsitisation plus ou moins complète des cristaux. En général, il se forme une gaine pléochroïque jaune à brun orangé, microcristalline, qui, dans un premier temps, entoure le cristal, puis progresse de façon centripète à la faveur des cassures et des clivages. Dans le cas des cristaux squelettiques, l'iddingsitisation en moule parfaitement les contours. Dans quelques cas, il semble qu'il y ait eu un développement annulaire d'iddingsite à l'intérieur des cristaux. Je pense qu'il s'agit de sections particulières passant par un alvéole lié à un défaut de cristallisation d'un minéral à structure squelettique. Cette iddingsitisation toujours tardive, semble marquer l'oxydation du fer par les gaz magmatiques au sein de la lave, ou par l'oxygène de l'air au moment de l'éruption.

Plus rarement, l'altération est constituée par un assemblage de serpentines (chrysotile et/ou antigorite) et de calcite. Le long des clivages et des cassures, se propagent des filonnets de serpentine que borde ou non un peu de calcite. Ils isolent ainsi des filots sains à l'intérieur du cristal.

I.3.2. Les pyroxènes

I.3.2.1. L'orthopyroxène

Je n'ai jamais observé d'orthopyroxène, ni même de reliques pouvant les représenter. C. Maurizot-Blanc (1974) ne les signale d'ailleurs qu'en très faibles proportions dans les laves basaltiques de la Planèze de Saint-Flour.

I.3.1.1. Le clinopyroxène augitique

Très abondants dans les laves mélanocrates, ils sont en plus grandes proportions dans la mésostase qu'en phénocristaux. Ils cristallisent avant les plagioclases. Dans les basaltes doléritiques, ils ne sont présents qu'en microcristaux cristallisant après les plagioclases, sauf dans la lave du puy de la Belle-Viste où s'observent quelques rares phénocristaux d'augite.

Quelle que soit leur taille, ces augites sont toujours automorphes ou subautomorphes. La macle (100) et la zonation en sablier sont fréquentes. Très souvent, ces cristaux montrent des stries concentriques

soulignées par des granules de magnétite.

Dans les laves mélanocrates, les cristaux présentent souvent un coeur vert légèrement pléochroïque, et sont parfois bordés d'un liséré lie de vin ou mauve. Les microcristaux ont alors une teinte comparable. Dans les basaltes doléritiques, leur teinte est moins prononcée.

Les granules de magnétite sont les seules inclusions constamment observées. Parfois dans les laves mélanocrates, des cristaux d'augite peuvent inclure des cristaux d'olivine iddingsitisée.

I.3.3. L'amphibole

Absente des basaltes doléritiques, l'amphibole n'a été observée que dans les laves mélanocrates des appareils à dynamisme de type maar. En général, elle se présente sous la forme de grands prismes subautomorphes qui, dans certains cas, peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur (1 à 5 cm, exceptionnellement 15 cm dans une des laves du puy de Grandval).

Cette amphibole quand elle est identifiable avec certitude, est une hornblende brune, très pléochroïque (ng : brun rouge ; np : brun jaunâtre), dont les clivages (110) sont remplis de granules de magnétite. Il n'a jamais été observé de concentrations d'oxydes sur le pourtour des cristaux. Ceci conduit à penser que cette amphibole était en équilibre dans le bain.

L'altération débute à la périphérie du cristal par l'accumulation de granules de magnétite, puis se forment, de façon centripète, un clinopyroxène à petit angle d'extinction (pigeonite), de la biotite, de la rhönite et du plagioclase. Cette altération peut atteindre plus ou moins complètement les cristaux. Elle est totale dans le cas des cristaux dont l'aspect est spongieux à l'oeil nu.

Plusieurs analyses à la microsonde ont été effectuées sur des amphiboles récoltées dans les laves du puy de Grandval et Ginestoux, car ce sont les seules à présenter des sections non altérées suffisamment grandes. Dans tous les cas, il s'agit d'une kaersutite, hornblende brune riche en titane, caractéristique des magmas alcalins selon Wilkinson (1967).

I.3.4. La magnétite

Présente aussi bien en phénocristaux qu'en granules dans la mésostase de toutes les laves planésiennes, elle forme des cristaux en général subautomorphes à automorphes. Ce n'est que dans la mésostase des basaltes doléritiques que les granules de magnétite sont xénomorphes.

Les phénocristaux demi-millimétriques montrent souvent une structure squelettique. Quelquefois, des cristaux ajourés sont associés à de petites lamelles de biotite brune. Dans quelques cas, ces magnétites montrent localement des teintes brunâtres pouvant traduire de fortes teneurs en titane.

Les seules inclusions observées dans les phénocristaux de magnétite, sont des apatites hexagonales ou en prismes trapus, toujours incolores et uniaxes.

Dans les laves mélanocrates (basaltes et basanites), les granules de magnétite peuvent être inclus aussi bien dans les ferromagnésiens que les microlites feldspathiques. Dans les basaltes doléritiques, la magnétite ne se présente jamais en inclusions dans les autres minéraux, sauf dans la lave du puy de la Belle-Viste où elle est présente à l'intérieur des phénocristaux d'augite.

Les magnétites ne sont altérées que dans les basaltes doléritiques. Elles prennent alors une couleur rougeâtre plus ou moins diffuse, liée à une altération en hématite.

I.3.5. Le mica

Minéral caractéristique des magmas alcalins, le mica est à peu près présent dans toutes les laves minces étudiées. En général, il forme de petites baguettes brunes très pléochroïques, dont les caractères rappellent ceux du phlogopite. Noyé dans la mésostase, il est associé à des minéraux de fin de cristallisation : feldspath alcalin non macle et feldspathoïdes (néphéline, analcime), parfois du verre. Dans les basaltes doléritiques, il est souvent confondu avec l'hématite en fines lamelles translucides.

Son importance volumétrique varie beaucoup avec le degré de cristallinité de la lave - il apparaît ou non selon que la lave est microdoléritique ou vitreuse - et la composition chimique globale de la roche. La basanite du Plomb du Cantal, dans laquelle G. Boudon a décrit de la leucite (1979), est très riche en phlogopite (F 301).

I.3.6. Les feldspaths

I.3.6.1. Les plagioclases

Dans les laves mélanocrates à structure microlitique porphyrique, les plagioclases se présentent sous la forme de baguettes extrêmement fines, maclées albite, plus rarement albite-Carlsbad. Leurs contours sont assez flous. Leur composition est celle d'un labrador (An 55-63).

Dans les laves mélanocrates à structure microdoléritique, les baguettes fines, plus nombreuses, ont une taille plus importante (0,2 mm). Ces lattes de labrador (An 55-63), maclées albite-Carlsbad, moulent tous les autres minéraux et se disposent, pour la plupart, en veines plus ou moins parallèles.

Dans les basaltes doléritiques, ils se présentent en grandes lattes millimétriques, visibles à l'oeil nu. Ils sont toujours maclés albite-Carlsbad, très rarement péricline. Ce sont toujours des labradors (An 60-65), à bordure parfois un peu plus sodique. Le passage du coeur à la périphérie est toujours très progressif.

I.3.6.2. Le feldspath alcalin

Rarement observé de façon certaine, il se présente en cristaux xénomorphes, à faible biréfringence. Associé aux minéraux de fin de cristallisation, il peut passer, en leur absence, au verre de façon progressive. dans les laves mélanocrates.

Difficile à observer dans les basaltes doléritiques, il apparaît nettement par coloration sélective. Sa proportion est assez faible par rapport à celle des plagioclases.

I.3.7. Les feldspathoïdes

I.3.7.1. La néphéline

Elle est présente dans toutes les basanites mélanocrates qui contiennent moins de 30 % de verre interstitiel, sous la forme de petits cristaux monocristallins, en général assez limpides, à contours géométriques. Dans certaines laves mélanocrates à altération sonnenbrenner très poussée, elle est altérée en produits micacés.

Exceptionnellement dans les laves les plus sous-saturées (L 801 ; puy Masso ; N 901 : bois de Lavergne), elle forme des masses améboïdes poecilites, englobant de très nombreux microcristaux d'augite, de plagioclase et d'apatite en aiguille.

I.3.7.2. L'analcime

L'analcime se présente en minuscules plages diffuses, xénomorphes, localisées les zones les plus cristallisées de la pâte. Il se rencontre systématiquement dans les laves mélanocrates à altération sonnenbrenner. Cette zéolite, à valeur de feldspathoïde, peut se rencontrer dans les laves mélanocrates non altérées, à structure microdoléritique.

I.3.7.3. La leucite

Nulle part sur les hautes planèzes de Cézens et de Malbo, je n'ai observé de leucite. Cependant, G. Boudon (1979) décrit ce minéral dans deux laves du secteur étudié. Il s'agit :

- de la basanite du filon du ruisseau de la Jambe,
- de la basanite du Plomb du Cantal.

Malgré quatre lames minces dans ces laves dont trois sur la basanite du Plomb, je n'ai pu observer de la leucite. Par contre, la quantité de verre brun interstitiel est nettement plus importante dans mes lames minces que dans celles de G. Boudon. L'observation de la leucite paraît donc liée à la qualité de l'échantillon prélevé, un échantillon cristallisé étant indéniablement meilleur pour une observation qu'un échantillon plus vitreux destiné à l'analyse.

I.3.8. Le verre

N'existant que dans les laves mélanocrates (basaltes et basanites), en quantités plus ou moins importantes (0 à 90 %), le verre a une couleur variant du brun-rose pâle à un brun soutenu. Son indice de réfraction est toujours très légèrement positif. Sa richesse en K_2O peut être facilement mise en évidence par une coloration sélective.

II. LES ROCHES EN ENCLAVES DANS LES FORMATIONS BASALTIQUES PLANEZIENNES

De nombreuses roches ont été rencontrées en enclaves soit dans les laves basaltiques, soit dans les brèches pyroclastiques associées.

II.1. Péridotite

Ce sont les enclaves les plus nombreuses. Elles ne se rencontrent que dans les laves mélanocrates dans lesquelles la proportion de verre interstitiel est supérieure à 30 %. Elles se présentent en nodules de 0,5 à 15 cm de diamètre. Leur répartition est tout à fait irrégulière dans une même masse lavique : une coulée riche en nodules de péridotite peut en être totalement dépourvue une centaine de mètres plus loin. Il faut remarquer que leur fréquence s'accroît dans les remplissages cratériques consécutifs à un dynamisme de type maar, où ils sont associés à des enclaves de socle et des cristaux de kaersutite.

En général, il s'agit de lherzolites à structure panxénomorphe granulaire typique. Elles sont formées :

- de cristaux d'olivine saine, magnésienne (Fo 83-88), très souvent maclés mécaniquement ;

- de pyroxènes de deux types : l'un monoclinique proche du diopside, très largement représenté ; l'autre orthorhombique proche de l'hypersthène.
- de spinelles brun foncé interstitiels (picotite). La réaction entre les spinelles et les cristaux d'olivine a pour conséquence la formation d'une poussière d'oxydes microcristallins.

II.2. Socle

Les enclaves de socle n'ont pas pu être étudiées de façon systématique du fait de leur mauvais état de conservation. La nature granitique, gneissique ou micascisteuse a dû être déterminée sur le terrain. Leur origine ne peut pas être précisée, car il peut s'agir soit de xénolites arrachés aux parois de la chambre d'explosion, soit de galets appartenant à un niveau détritique de l'oligocène (cf. p. 77).

Quelques xénolites de 1 à 2 cm se rencontrent dans les laves mélanocrates, avec une grande fréquence dans celles à verre interstitiel, et une fréquence nulle dans les laves entièrement cristallisées. Ils sont toujours entourés d'une couronne réactionnelle de petits pyroxènes à faible angle d'extinction (pigeonite).

Ces roches sont formées de cristaux engrenés, millimétriques de quartz et de feldspaths (orthose et oligoclase). L'orthose est toujours maclée Carlsbad, alors que l'oligoclase (An 15-25) est maclé tantôt albite - Carlsbad, tantôt albite seulement. Les ferromagnésiens ne sont jamais identifiables, la magnétite les ayant entièrement envahis.

La fréquence des minéraux isolés provenant de ces roches, est relativement élevée dans les laves de remplissages cratériques, consécutifs aux explosions du type maar, et faible dans les autres laves.

II.3. Trachyandésites

Tous les types de trachyandésites ont été rencontrés dans les projections planéziennes. La seule modification importante observée par rapport aux laves en place, est l'acquisition d'une patine blanchâtre caractéristique. Cette altération peut intéresser 1 à 2,5 cm de roche environ.

II.4. Trachyphonolite (G 503c)

Dans le secteur étudié, les roches phonolitiques n'ont été reconnues qu'en blocs enchâssés dans les projections planéziennes de la fissure du col de la Tombe du Père au niveau du puy de Grandval et à 1 610 m, entre le puy Gerbel et le P.C. 1 531 m dit "de la Combe de Saure."

Sur le terrain, les roches phonolitiques se distinguent aisément des trachyandésites par leur teinte plus claire, leur patine beige ou gris très clair, et leur tenacité. L'altération peut se prolonger dans les blocs, à la faveur des fissures, sur un centimètre d'épaisseur, parfois un peu plus.

La couleur de la pâte varie du beige au marron clair, avec des ponctuations blanc jaunâtre dues aux feldspaths. La cassure est toujours esquilleuse et l'éclat gras. Il existe dans les blocs, de petites enclaves microcristallines, de 1 à 2 cm, dont la teinte plus sombre est finement piquetée de blanc.

L'étude microscopique révèle une structure microlitique porphyrique à tendance trachytique. Les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An 30-35) en baguettes automorphes de 2 mm, isolées ou en groupements globuleux. Elles sont toujours maclées albite. Leur taille est toujours supérieure à celle des feldspaths alcalins.

- des anorthoses finement maclées, en plages globuleuses, de 1 à 1,5 cm. Elles renferment parfois quelques feldspathoïdes en inclusions.
- des clinopyroxènes automorphes, légèrement pléochroïques dans les verts pâles, en général isolés dans la pâte. Parfois, quelques rassemblements globuleux ont été observés. Ces augites (aegyriniques ?) sont très rarement maclées selon (100)
- des amphiboles brunes, probablement du type pargasite, très corrodées et rarement saines. Elles sont toujours ponctuées d'oxydes de fer et entourées d'une gaine mixte de magnétite et d'augite de petite taille. Parfois, l'altération est totale et seul un fantôme subsiste, identifié par ses teintes brun-rouge.
- des feldspathoïdes de la série haüyne-noséane. Ces cristaux présentent deux habitus différents : l'un de forme arrondie, bleu et limpide, caractéristique des minéraux inclus dans les anorthoses ; l'autre automorphe ou globuleux, incolore à bleuté, localisé dans la pâte. Le coeur de ces derniers très souvent corrodés, est envahi par des inclusions en treillis. Par altération, ces inclusions se transforment en hématite rouge-orangé, semblable à l'auréole qui borde les haüynes. Il ne serait pas impossible que quelques sections incolores et ne contenant pas d'inclusions en treillis, soit de la sodalite. Malheureusement, les contrôles aux RX ne sont pas probants.
- des sphènes automorphes millimétriques.
- des granules subautomorphes de magnétite.

La mésostase presque exclusivement feldspathique, est formée par un ensemble de baguettes automorphes d'oligoclase (An 20-25) et de feldspath alcalin maclé Carlsbad, serrées les unes contre les autres en filets parallèles. Quelques petites lamelles de biotite et d'hématite, et quelques microprismes d'augite baignent dans cette pâte finement ponctuée de magnétite.

II.5. Rhyolite (H 505b)

Un seul bloc décimétrique, de couleur blanche a été prélevé dans les projections scoriacées de la partie Sud de la fissure du col de la Tombe du Père, à la cote 1 610.

Macroscopiquement, ce bloc paraît aphyrique, mais de nombreuses mouchetures roses, de 1 à 2 mm de diamètre, sont irrégulièrement réparties à sa surface.

Microscopiquement, c'est une lave entièrement cristallisée, très peu porphyrique, dont les phénocristaux sont :

- des baguettes automorphes, mais émoussées desanidine maclée Carlsbad. Elles se situent toujours au centre des mouchetures roses.
- de rares cristaux plus trapus, formés par un feldspath alcalin à aspect moiré, identifié comme étant de l'anorthose. Eux aussi sont situés au coeur des mouchetures roses.

La mésostase essentiellement feldspathique est formée par de très petites lattes automorphes de plagioclase (An 20) et de feldspath alcalin, rarement maclé Carlsbad. Quelques granules de magnétite ponctuent cette pâte.

Les mouchetures apparaissent formées d'un coeur feldspathique de l'un ou l'autre type, jamais par l'association des deux, et d'une association de petites plaquettes disposées en fibres à allongement positif, constituant une couronne. Cet ensemble de fibres présente à la fois des caractères de cristoballite et de tridymite. La couleur rose de ces mouchetures proviendrait de paillettes d'hématite coincées dans ces fibres siliceuses.

Dans quelques vacuoles, ont cristallisé de petites plaquettes hexagonales de tridymite maclée.

II.6. Monzonites

Ce sont des roches grenues dont les grains ont entre 0,5 et 1 mm de diamètre. Elles correspondent aux laves trachyandésitiques de surface. Rarement rencontrées en blocs décimétriques, elles se présentent sous la forme de groupements de 5 à 20 minéraux.

Les feldspaths très engrenés, sont soit des plagioclases (An 40-50) renfermant des granules de magnétite, soit des feldspaths alcalins, parfois perthitiques.

Les ferromagnésiens subautomorphes sont entièrement déstabilisés en fines punctuations de magnétite. Il n'est pas possible d'en préciser la nature originelle : hornblende et/ou biotite.

La phase minérale accessoire est constituée par des sphènes automorphes, millimétriques, ainsi que par des prismes millimétriques d'apatite brunâtre.

Ces roches peuvent être désagrégées par la lave-hôte, en cristaux isolés, plus ou moins corrodés, dont la nature permet de retrouver l'origine.

II.7. Autre cas

Un seul "nodule" de 1,5 cm de diamètre, composé exclusivement de pyroxènes, a été observé dans la lame du puy Gerbel (G 504c). Il renferme une très forte quantité de diopside pour une faible proportion d'hypersthène. Ce dernier peut être ou non inclus dans le clinopyroxène.

E. CONCLUSIONS

Dans son ensemble, ce chapitre confirme tous les travaux de pétrographie effectués sur le massif du Cantal.

Deux faits importants sont à noter :

- la découverte et la localisation de l'orthopyroxène aussi bien dans les brèches que les laves trachyandésitiques ;
- le problème de la cristallisation des laves basaltiques.

Si c'est la première fois que l'hypersthène est reconnu dans les brèches de la vallée du Brezons, sa présence a été établie depuis fort longtemps dans les coulées des trachyandésites des sommets par A. Lacroix (1890).

Les brèches trachyandésitiques à orthopyroxène en cristaux sains, indemnes de toute résorption, occupent une position stratigraphique basse et ne se rencontrent que dans le fond de la vallée. Elles sont recouvertes par d'autres brèches à clinopyroxène et hornblende, puis par des brèches plus acides latitiques (brèches des Arzaliers).

Les coulées trachyandésitiques à orthopyroxène en cristaux altérés, partiellement résorbés, se situent immédiatement au-dessus des brèches à orthopyroxène (J.P. Milési, 1976 ; P. Watelet, 1977). Les coulées trachyandésitiques postérieures ne contiennent plus d'orthopyroxène, mais sont soit plus basiques (brèches à olivine et clinopyroxène), soit du type à clinopyroxène et hornblende, soit plus latitiques.

Il se pourrait, de ce fait, que l'orthopyroxène puisse servir de marqueur stratigraphique à l'intérieur du cycle trachyandésitique.

Une constatation s'impose quant à la cristallisation des laves basaltiques. Prenons par exemple le cas du puy de Grandval dans sa phase explosive. Les explosions préato-magmatiques ont remonté des bombes de lave fraîche : les tachylites, essentiellement formées d'un verre dans lequel se distinguent de petits cristaux d'apatite et des germes d'olivine. La lave qui s'est immédiatement épanchée à la fin du mécanisme explosif est entièrement cristallisée. Ceci revient à dire que la lave en cours d'ascension ne voit s'individualiser des cristaux que tout près de la surface. Cette hypothèse est corroborée par la présence d'olivines à structure squelettique marquée dans presque toutes les laves mélanocrates à verre interstitiel. Ces observations ne vont pas à l'encontre des travaux de C.H. Donaldson (1976) sur la croissance et la cristallisation des olivines en milieux naturels (cf. chapitre VI).

Dans cette optique, je ne puis considérer comme minéraux intratelluriques que les apatites hexagonales et les germes d'olivine observés dans les tachylites, tous les autres s'individualisant au cours de l'éruption.

CHAPITRE V

LES MELANGES DE LAVES

Ce chapitre a pour objet l'étude de deux appareils volcaniques dont les laves de nature différente, se présentent sous la forme d'émulsion. Ces deux gisements, découverts lors d'investigations effectuées en compagnie de A. de Goër de Herve, se situent : l'un dans le secteur de Sanissage, l'autre, en planèze, au P.C. 1531, dit de la Combe de Saure.

Les laves étudiées ici ne constituent pas des nouveautés dans le massif cantalien car des ensembles laviques de ce type ont déjà fait l'objet d'études plus ou moins complètes. Elles ont été signalées :

- à Auzolles-Haut par A. de Goër de Herve et J.P. Milési (1976), et J.P. Milési (1976) ;
- aux Gardes et au puy de Seycheuse par J.P. Milési (1976) ;
- au Suc Gros par G. Boudon (1979) ;
- au puy d'Orset (G. Boudon, inédit).

Les numéros d'échantillons portés dans le texte ne correspondent pas nécessairement à des analyses chimiques. Il s'agit de points de repère en vue d'une éventuelle étude plus complète.

A. LE DÔME DE SANISSAGE - VALLÉE DU BREZONS

C'est au niveau du pont de la route de la Dolvadenche à Sanissage, qu'affleure, de part et d'autre du ruisseau de Livernade, le dôme dit de Sanissage ($X = 834,25$; $Y = 303,2$; $Z = 1\ 180$ m). Dominant de près de 10 m le ruisseau, ce dôme détermine une légère contre-pente dans les prairies voisines.

Ces affleurements ont été repérés dès le début de l'exploration cantalienne. F. Fouqué (1882) signale un pointement de basalte alors que M. Boule (1932) les interprète comme deux dykes situés de part et d'autre du ruisseau. Celui de rive droite est de nature basaltique, celui de rive gauche trachyandésitique. Sur la troisième édition de la carte géologique 1/80 000 de Saint-Flour (1964), ces affleurements, comme beaucoup d'autres d'ailleurs en fond de vallée, ont disparu.

I. DESCRIPTION ET DYNAMISME D'ENSEMBLE

Ce dôme recoupe les brèches trachyandésitiques zonées observées sur le sentier conduisant à la Montagne de Livernade et dans le ruisseau tant en aval du pont où elles forment une gorge profonde de 25 m environ, qu'en amont entre 1 085 m et la cascade de la Praissinette.

I.1. Les affleurements de rive gauche

I.1.1. Le long de la route

Dans le talus de la route, affleurent sur un à deux mètres de haut, des formations bréchiques en permanence imbibées d'eau.

Au niveau du four banal, situé en contrebas de la route, affleure une formation argileuse assez hétérogène d'origine morainique (M). Les

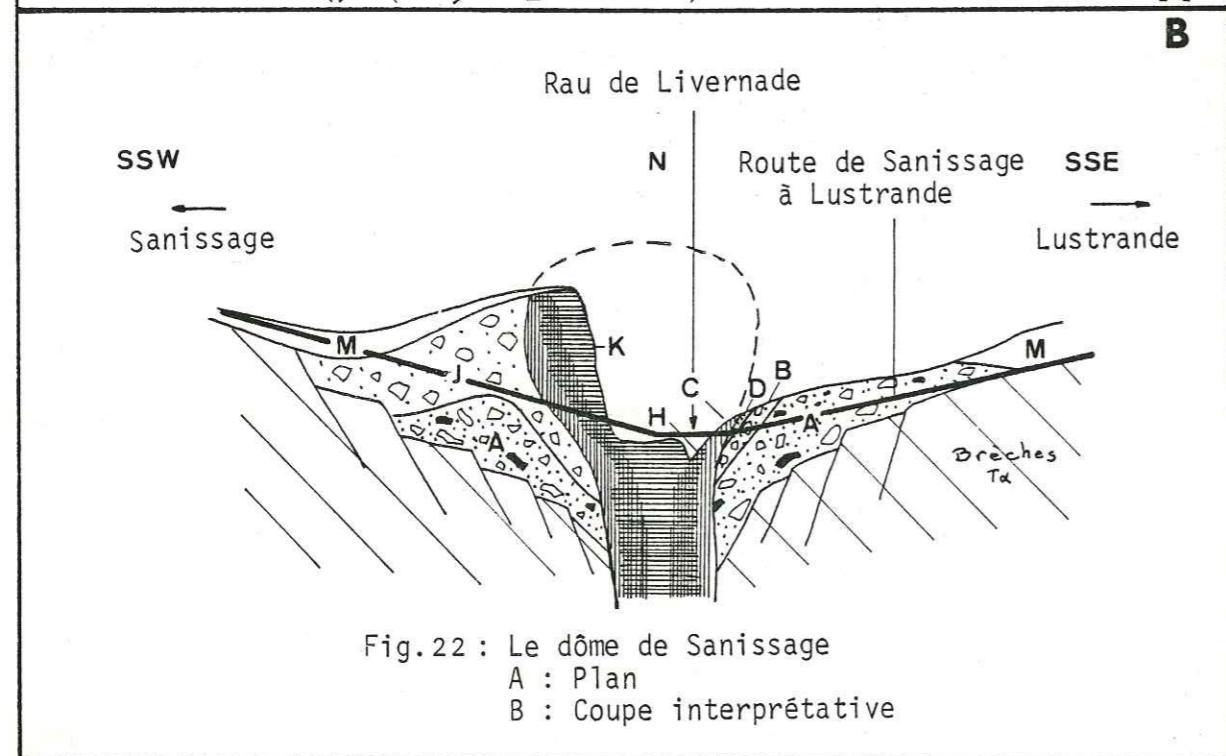
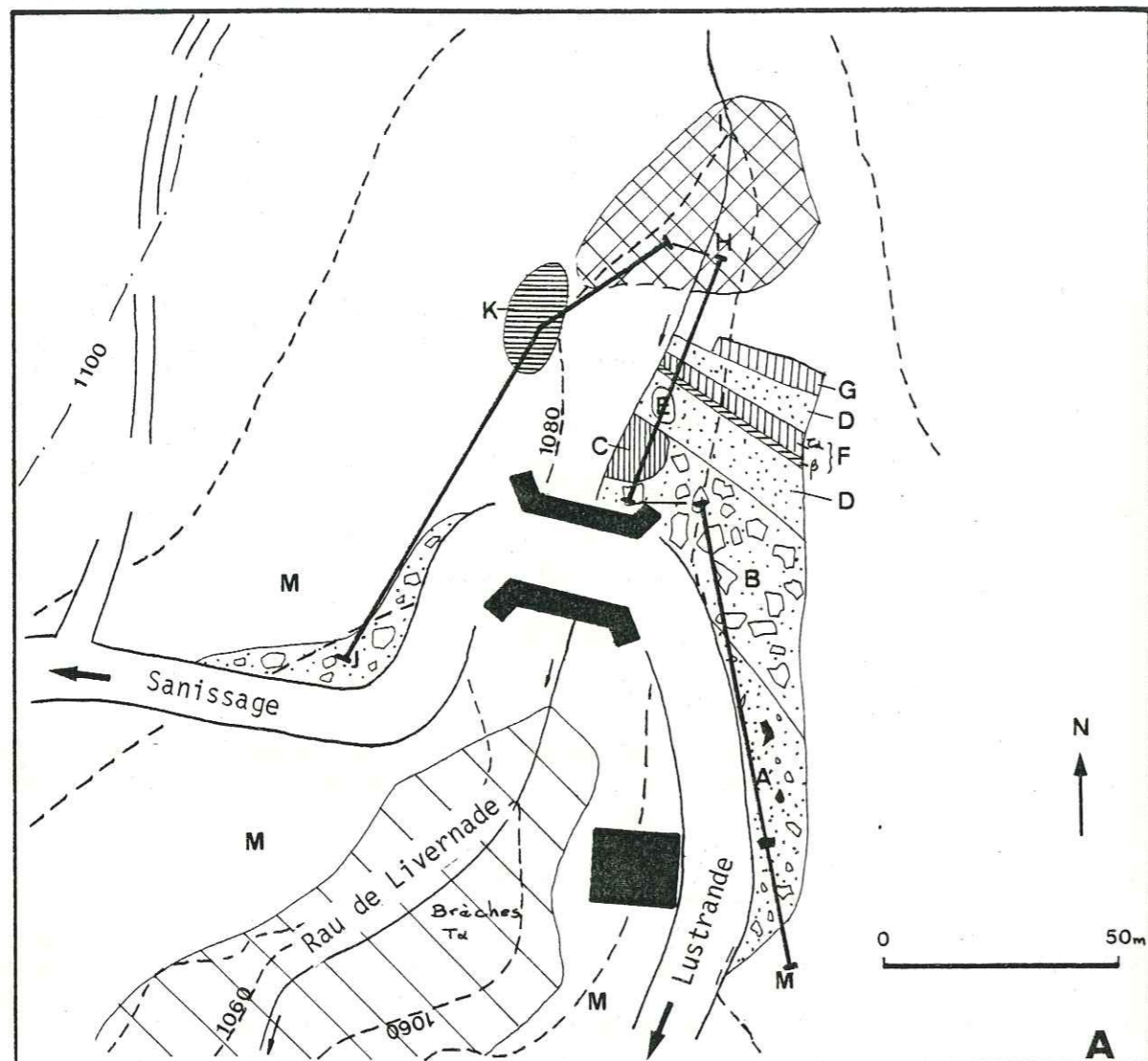


Fig. 22 : Le dôme de Sanissage
 A : Plan
 B : Coupe interprétative

blocs arrondis de 10 à 60 cm de diamètre, sont de nature trachyandésitique (blocs majoritaires) ou basanitique.

A cette formation morainique fait suite une brèche à matrice cendreuse, parfois graveleuse, sans litage apparent (A). Les blocs anguleux de 10 à 50 cm sont constitués par un trachyandésite moyennement porphyrique, sombre.

A mi-chemin entre le four banal et le pont, cette brèche devient plus fine. Les éléments sont alors représentés par quelques blocs anguleux et éclatés du même trachyandésite, de rares fragments de micaschiste à biotite de 1 à 2 cm, et de nombreux petits blocs blanchâtres argilisés et très fragiles de 1 à 10 cm. Ces derniers sont de deux types :

- les unes sont formés par un engrenage de minéraux blancs de 1 à 2 mm, non identifiables auxquels se mêle un ferromagnésien vert très altéré (biotite ?) de 1 mm. De par leur structure, ils ont été attribués au socle (gneiss ou granite). Il se pourrait qu'il y ait aussi des fragments d'oligocène sédimentaire détritique.

- les autres ne montrent aucune structure particulière mais renferment quelques lamelles automorphes de 0,5 mm d'une biotite verte ou mordorée. Cette particularité, autant que l'on puisse en juger, serait à rapprocher de celles des formations latitiques de l'ensemble paléo-cantalien (cf. p. 115).

Tous ces éléments ponctués de petits cubes de pyrite de 0,5 mm, ne montrent aux RX que des pics attribuables à divers sulfates.

Cette brèche à éléments de socle semble correspondre à une brèche d'explosion de type maar.

I.1.2. Dans le ruisseau

Sur une quarantaine de mètres environ, entre le pont et le premier coude amont du ruisseau, affleurent diverses formations.

Juste à l'amont du pont, recouvrant la brèche à socle (A), affleure assez mal une brèche chaotique à granulométrie hétérogène (B). Les éléments anguleux de 10 à 60 cm sont formés par une lave latitique gris clair, peu porphyrique. Cette formation peu consolidée présente tous les caractères d'une brèche d'écroulement.

Dans le cours du ruisseau, affleure en place une masse lavique (C) constituée par une lave latitique identique à celle de la brèche d'écroulement.

Une zone de couleur jaune à brunâtre lui fait suite. Il s'agit d'une brèche silicifiée et fumerollisée. Des stries subverticales semblent indiquer qu'il s'agit d'une brèche de friction (D). Un bloc métrique y est inclus. Il est formé par une lave trachyandésitique à structure porphyrique, contenant de grandes amphiboles creuses de 1 à 1,5 cm (E). Cette zone fumerollisée est parcourue sur toute la hauteur de l'affleurement par une lame lavique (F) de composition trachyandésitique ($\tau\alpha$), doublée d'une petite venue basaltique (β).

Une grande lame d'épaisseur métrique est constituée par une lave trachyandésitique hétérogène, assez altérée et très diaclasée. Elle semble être formée par un assemblage de gouttelettes de couleur gris clair, bordées d'une auréole blanchâtre et "cimentées" par des filonnets plus sombres et plus vitreux (G).

Après une lacune d'affleurement que quelques mètres peut se distinguer dans le cours du ruisseau et en basses eaux, une zone de mélange entre deux ou trois laves trachyandésitiques discernables du fait de leur différence de structure et de coloration (H). Une enclave grenue, claire, semblable à l'échantillon SG 10 y a été prélevée, mais trop fragile elle n'a pu être étudiée. Cette zone de mélange se prolonge jusqu'au premier coude du ruisseau où elle forme une petite falaise (I).

I.2. Les affleurements de rive droite

Le long de la route, affleure, sous une formation superficielle composite (moraine et éboulis de pente), une brèche d'écroulement (J) formée par une lave latitique gris clair identique à celle de la brèche d'écroulement (B). Localement cette brèche (J) est fumerollisée et sa teinte vire alors au brun jaunâtre:

Tout au long du ruisseau dans le minuscule mais sombre bois de résineux, affleure une masse lavique inférieure à 10 m de diamètre, essentiellement formée par un basalte sombre très résistant, excessivement diaclasé. Cette lave renferme une quantité non négligeable d'enclaves diverses (péridotite, roches grenues, socle ?) et de cumulats noirs amphiboliques de 1 à 10 cm de diamètre. Ce basalte renferme des enclaves de trachyandésites dans sa partie Nord, au niveau de la limite des bois résineux.

Cette masse basaltique n'a émis aucune coulée visible actuellement, bien que cette lave forme la totalité de la falaise affleurante en rive droite (K).

I.3. Conclusions à l'étude de terrain

Cet ensemble basique accompagné de brèches diverses se présente comme une extrusion dont l'histoire peut être retracée assez simplement. L'âge de la mise en place de ce dôme ne peut pas être précisée avec des arguments de terrain. Tout au plus, je peux dire que ce dôme est postérieur aux brèches trachyandésitiques zonées (Br $\tau\alpha$).

Tout ceci se passe comme si un magma basaltique nouveau (présence de nodules de péridotite conservés) avait fait irruption dans une chambre différenciée où se trouvaient déjà plusieurs termes aussi bien basiques que grenus. La partie supérieure de ce "réservoir" a été éjectée en premier (latite), puis les trachyandésites et les basaltes sont montés à la surface.

Après l'ouverture d'un conduit par un dynamisme explosif de type maar donnant les brèches d'explosion à fragments divers (socle, formations latitiques infrabrèchiques, blocs trachyandésitiques) a pris naissance un petit dôme endogène à écorce latitique. Celle-ci se désagrège bientôt en donnant les brèches d'écroulement et de friction plus ou moins fumerollisées selon les endroits. Mais au cours du temps, la composition de la lave alimentant le dôme endogène varie puisque le cœur du dôme est occupé par un basalte sombre, qui présente des caractères particuliers (nodules de péridotite et hornblende), alors que ses bordures sont constituées par des laves différenciées, qui sont, du bord vers le cœur, des latites puis des trachyandésites.

Aucune enclave (socle, sédimentaire, cumulat amphibolique) n'a été trouvée dans les roches trachyandésitiques bien discernables. Ces enclaves apparaissent dans les zones de mélange trachyandésitique et dans les basaltes.

II. LES DIFFERENTS TERMES PETROGRAPHIQUES

Les proportions des diverses laves sont difficiles à évaluer, mais il semblerait que le volume des laves différenciées soit équivalent à celui des laves basaltiques (volume total à l'affleurement de l'ordre de $3 \times 10^5 \text{ m}^3$).

II.1. Les laves différenciées

II.1.1. La latite de la brèche d'écroulement (SG 01)

Il s'agit d'une lave peu porphyrique, fluidale et peu cristallisée, dont les phénocristaux sont représentés par :

- des plagioclases (An 30-40) en baguettes automorphes de 1 à 3 mm, parfois cassées et/ou corrodées. La zonation normale est nette mais les macles albite-Carlsbad sont floues. Il existe parfois une frange alcaline nette. Ces plagioclases ne sont jamais poecilites ;
- des biotites automorphes de 1 mm environ, très pléochroïques (ng : brun-rouge ; np : brun-vert clair) dont les clivages sont plus ou moins envahis par des granules de magnétite. Parfois ces cristaux de biotite sont corrodés par la mésostase ;
- quelques plaquettes hexagonales de tridymite automorphe (0,2 mm) ;
- des magnétites squelettiques subautomorphes (0,1 à 0,2 mm) altérées en hématite .

La mésostase essentiellement feldspathique est formée par une multitude de cristallites de feldspaths indéterminables, de rares pyroxènes (augite ?) et de granules de magnétite se logeant entre les feldspaths.

Une coloration sélective montre la grande richesse en éléments potassiques de cette mésostase.

La fluidité de la lave est soulignée par des traînées dans lesquelles le développement des cristaux varie de l'une à l'autre. Plus la lave est assombrie par les granules de magnétite, moins elle comporte de phénocristaux.

Lorsque cette lave a subi l'action des fumerolles, toutes les magnétites sont altérées en magnétite orangée ce qui, macroscopiquement, colore la lave en rouge (SG 03).

Deux échantillons (SG 17 et 18) présentent les mêmes caractéristiques. Ils ont été prélevés en rive gauche dans un gros bloc ou une lame émergeant à peine du ruisseau.

II.1.2. Les différents trachyandésites

Toutes les laves décrites dans ce paragraphe proviennent des affleurements de rive gauche, excepté l'échantillon SG 23 prélevé en rive droite, à proximité du cœur basaltique de la structure.

II.1.2.1. Les trachyandésites à biotite et hornblende (SG 02, 05, 07 et 15)

Ce sont toutes des laves à tendance fluidale et à porphyrisme plus ou moins marqué. Les phénocristaux sont :

- des plagioclases (An 30-40) automorphes, de 1 à 4 mm, faiblement zonés, avec parfois une frange externe alcaline nette. Les macles albite-Carlsbad sont nettes. Ces plagioclases contiennent de fines inclusions qui salissent les minéraux (dust inclusions) et parfois une auréole de granules de magnétite ;

- des biotites subautomorphes effilées (2 à 3 mm x 0,5 à 1 mm), souvent tordues. Ces baguettes aux extrémités effrangées sont très pléochroïques (ng : brun-rouge opaque ; np : brun clair) et ont un aspect moiré en LPA. Ce type de pléochroïsme est caractéristique des minéraux de la famille du lépidomélane. Parfois gainées d'oxydes, ces biotites ont leurs clivages (001) envahis de magnétite. Leurs inclusions sont représentées par de petits plagioclases et des prismes automorphes d'apatite ;

- des hornblendes automorphes ou aciculaires de 1 à 3 mm parfois plus, à pléochroïsme intense (ng : brun-rouge ; np : brun-jaune clair). Ces amphiboles toujours bordées d'une épaisse gaine d'opaques, ont des clivages (110), lorsqu'ils peuvent être observés, largement soulignés par des oxydes. La macle (100) est très souvent floue. L'angle d'extinction ($\alpha = -12^\circ$) et la faible biaxie ($\beta = 10^\circ$) font penser à une ferrohastingsite ;

- des magnétites automorphes parfois squelettiques de 0,5 mm environ. L'altération se fait en lamelles d'hématite orangée.

La mésostase finement cristallisée est formée par un assemblage de plagioclase (An 25-30) bien maclés, d'un feldspath alcalin à extinction roulante, de petites lamelles de biotite et d'hématite, et d'une poussière de granules de magnétite.

II.1.2.2. Les trachyandésites à hornblende et clinopyroxène (SG 19 et 22).

Un peu plus porphyriques que les laves précédentes, ces trachyandésites s'en distinguent par une teinte en général plus foncée. Les phénocristaux sont représentés par :

- des feldspaths (An 37-50) automorphes de 2 à 5 mm, nettement maclés albite-Carlsbad, et assez fortement zonés ;
- des hornblendes identiques à celles des laves précédentes ;

- quelques clinopyroxènes de type augite, automorphes, de 1 à 2 mm, à coeur vert légèrement pléochroïque, souvent zonés en sablier et de façon concentrique. La macle (100) est parfois polysynthétique. Les cassures du minéral sont souvent envahies par des hydroxydes de fer de couleur orangée ;

- quelques magnétites automorphes.

La mésostase essentiellement feldspathique est finement cristallisée. Elle est ponctuée par de fines lamelles de biotite, de petits prismes augitiques et des granules de magnétite.

Il existe des termes à clinopyroxène seul. La mésostase est beaucoup plus fine et surtout beaucoup plus pigmentée.

II.1.3. Conclusion

A l'absence près des trachyandésites à haüyne et des trachyandésites à orthopyroxène, les laves constituant la partie évoluée du dôme de Sanissage, sont identiques à celles de l'ensemble trachyandésitique. Les termes basiques (trachyandésites basiques ou "labradorites") pourraient peut-être trouver un équivalent dans l'échantillon SG 23 relativement pauvre en olivine mais contenant quelques plagioclases en phénocristaux.

II.1.4. Remarque

De toutes ces laves saturées, seuls les termes trachyandésitiques à hornblende et clinopyroxène n'ont été trouvés qu'en enclaves dans les laves basaltiques. L'échantillon SG 23 a été prélevé aux abords de la masse basaltique centrale.

II.2. Les laves basiques

Les laves basiques sont constituées par des basaltes assez banals, dont la minéralogie diffère selon le degré de cristallisation de la mésostase des laves. C'est ainsi que je distinguerai des basaltes à verre interstitiel et des basaltes microdoléritiques.

II.2.1. Les basaltes microdoléritiques (SG 11, 12 et 13)

Ce sont des roches gris sombre, compactes, dans lesquelles se distinguent des phénocristaux de pyroxène, d'olivine plus ou moins altérée et de nombreuses lattes miroitantes de feldspath. Ces roches sont peu représentées à l'affleurement.

L'examen microscopique montre une structure microdoléritique. Les phénocristaux sont représentés par :

- des olivines automorphes, millimétriques à structure squelettique peu fournie, toujours iddingsitisées sur leurs bordures et le long des cassures. Parfois, il se produit une serpentinisation centripète à partir des fissures, pouvant aboutir à la pseudomorphose totale. Les olivines renferment de nombreuses magnétites ainsi que de rares augites.

- des augites automorphes, à coeur vert pléochroïque et à bordure violacée. La macle (100) ainsi que le zonage en sablier sont fréquents. Ces cristaux sont parfois corrodés par la pâte.

- des lattes demi-millimétriques de plagioclase (An 50-65) maclées albite-Carlsbad, déterminant la trame intersertale.

- de rares magnétites en octaèdres squelettiques de 0,5 mm,

- d'exceptionnelles amphiboles brunes.

Coincés entre les plagioclases, ont cristallisé de nombreux cristaux d'olivine iddingsitisée, d'augite violacée se regroupant parfois en agrégats, et de magnétite souvent altérée en hématite.

Les vacuoles de ces laves sont remplies de calcite, d'hydroxydes de fer en couches concentriques, et de tridymite fibroradiée.

II.2.2. Les basaltes à verre interstitiel et à hornblende (SG 06, 08, 14, 16, 19 et 24.)

Ce sont des roches noires, tenaces, souvent très fissurées à l'affleurement. Trois types de phénocristaux peuvent y être reconnus à l'oeil nu : olivine altérée, pyroxène et amphibole. Ce type de roche est très largement majoritaire à l'affleurement.

L'étude microscopique révèle une structure microlitique porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par :

- des olivines subautomorphes de 0,5 à 1 mm, ayant parfois une structure squelettique poussée. Dans tous les cas, elles sont iddingsitisées. Quelques-unes sont entièrement serpentinisées en antigorite. Dans deux cas, j'ai pu observer de petites olivines en inclusions dans d'autres plus grandes.

- des clinopyroxènes augitiques subautomorphes de même taille, très fortement zonés en sablier, comportant parfois une frange externe incolore. La macle (100) est souvent présente, parfois polysynthétique. Ces augites peuvent se classer en trois catégories suivant leur couleur en LN : les premières sont entièrement vertes et pléochroïques ; les secondes ont un coeur vert pléochroïque et une frange externe violacée présentant des indentations à l'intérieur du minéral, attestant un stade de corrosion ; les dernières sont violacées à incolores et peuvent renfermer quelques petites amphiboles en inclusions.

- des hornblendes brunes en grandes plages subautomorphes ou xénomorphes, très pléochroïques (ng : brun-rouge ; np : brun-jaune clair). Leurs clivages (110) renferment souvent des granules de magnétite. La macle (100) est parfois présente. Dans d'assez nombreux cas, ces amphiboles renferment des augites et des olivines plus ou moins altérées.

La mésostase est formée par un assemblage de micro-lites de plagioclase (An 45-60), en baguettes souvent corrodées, de très nombreux micro-cristaux d'amphibole, d'olivine iddingsitisée et de clinopyroxène. Le verre brun à relief négatif est très largement ponctué de granules de magnétite.

Dans ces roches, il est assez courant d'observer des hornblendes à coeur de pyroxène et/ou des clinopyroxènes presque incolores à coeur d'amphibole.

II.3. Les cumulats noirs amphiboliques (SG 16, 19, 22 et 24)

Ces cumulats amphiboliques de 1 à 5 cm, rarement plus (10 cm maximum) ont tous été trouvés dans les échantillons de basaltes à verre interstitiel (basaltes à hornblende), dans la partie supérieure de la falaise basaltique de rive droite.

II.3.1. Minéralogie

L'étude microscopique révèle une paragenèse calcique et titanée, constituée par des minéraux qui sont, par ordre d'importance :

- l'amphibole (hornblende brune) xénomorphe ou subautomorphe, parfois allongée mais sans être aciculaire (1 à 4 cm). Elle est toujours très pléochroïque (ng : brun-rouge ; np : brun-jaune clair). Les clivages (110) sont toujours ponctués de magnétite. La macle (100) est rare. Ces amphiboles renferment de nombreuses inclusions : plagioclase (An 50-60), augite, apatite aciculaire, olivine plus ou moins serpentinisée ;

- le clinopyroxène augitique xénomorphe, très rarement subautomorphe, de moindre taille (1 à 5 mm). Le coeur vert est très légèrement pléochroïque, la bordure incolore ou légèrement violacée. Les clivages (110) sont sains. Quelques altérations serpentineuses sont à relever dans les fissures du minéral :

- le plagioclase xénomorphe de 2 à 5 mm, parfois plus (cf : paragraphe suivant), toujours basique (An 60-70) et aux macles floues. Il est parfois zoné, mais toujours déstabilisé sur ses bordures ;

- l'olivine xénomorphe à subautomorphe, parfois très allongée mais sans structure squelettique. Elle est toujours serpentinisée lorsqu'elle est coincée entre les amphiboles ;

- l'apatite xénomorphe en plages arrondies ou en fuseaux très allongés. Elle présente toujours une certaine biaxie négative ;

- le sphène subautomorphe en coins aux arêtes émoussées ;
- rarement un ou deux cristaux de calcite xénomorphe.

Il se peut qu'un ou plusieurs termes minéralogiques manquent dans un cumulat donné. Un cas extrême a été observé dans l'échantillon SG 06 où le cumulat se présente sous la forme d'une veine ne renfermant presque exclusivement que des amphiboles et de la calcite.

II.3.2. Structure

La structure des cumulats amphiboliques est souvent largement grenue, mais elle peut présenter des variations d'un échantillon à l'autre.

En général, dans les cumulats grenus, les amphiboles xénomorphes et de grande taille sont jointives et le plagioclase apparaît engrené avec les minéraux ferromagnésiens (SG 16).

Dans un cas au moins (SG 19), les amphiboles subautomorphes et de petite taille ne sont ni jointives ni engrenées les unes dans les autres, ou avec d'autres minéraux. Le plagioclase apparaît alors comme fond principal du cumulat : il s'agit d'un labrador (An 65) de très grande taille (6 cm), aux macles floues, qui englobe une grande partie des amphiboles du cumulat.

Dans certains cumulats (SG 24), les amphiboles aciculaires et/ou xénomorphes semblent s'être individualisés dans une "poche" de basalte riche en gaz. Un peu de liquide basaltique est resté entre ces cristaux d'amphiboles et a cristallisé selon un mode doléritique. Toutes les vésicules sont remplies de calcite de d'hydroxydes de fer fibroradiés.

II.4. Les roches grenues (syéno-gabbro à monzo-diorite)

Ce sont des enclaves assez souvent observées dans les laves basaltiques de Sanissage. Plusieurs fragments de ces roches grenues ont été récoltées sur le terrain soit en blocs compacts (SG 09 et 10), soit en enclaves blanches dans les basaltes (SG 11, 14, 19 et 24).

Les échantillons SG 09 et SG 10 se présentent sous la forme de blocs décimétriques aux arêtes émoussées. Le SG 10 est hololeucocrate alors que le SG 09 montre des minéraux brun noirâtre millimétriques altérés.

La plupart du temps, les enclaves dans les basaltes, se présentent sous la forme de groupements d'une dizaine de minéraux de 0,5 à 1 mm, engrenés les uns dans les autres.

Dans tous les cas, l'étude microscopique montre :

- des plagioclases xénomorphes, plus ou moins bien maclés albite-Carlsbad. Leur nature peut varier d'une enclave à l'autre (An 30 à An 50). Les macles sont d'autant plus floues que l'on tend vers un terme calcique. Dans quelques cas, ces plagioclases montrent des facules de fusion et/ou des inclusions de sphène et d'apatite ;

- quelques rares feldspaths alcalins (SG 01), non maclés présents en grande quantité dans les termes les plus acides (SG 10) ;

- des amphiboles brunes (SG 09) presque entièrement résorbées, parfois maclées (100) renfermant des apatites ;

- des sphènes subautomorphes aux arêtes émoussées, peu pléochroïques (ng : jaune ; np : vert pâle) souvent maclés (100) ;

- des apatites en baguettes aciculaires aux arêtes arrondies ;
- dans un seul cas (SG 11), deux augites xénomorphes renfermant

des apatites.

Ces roches variables en composition minéralogique, sembleraient correspondre à certaines laves trachyandésitiques de l'appareil superficiel :

- SG 09, 14 et 19 : An 35-40 + Fk + Hb + Sph + Ap
(SG 02, 05, 07 et 15) ;
- SG 10 : Fk + An 30 + Hb + Sph + Ap + Ne
- SG 11 : An 45-50 + Hb + Cpx + Sph + Ap + Fk (SG 17 et 20).

II.5. Les xénolites

II.5.1. Les fragments de socle ou de sédimentaire détritique

Les fragments de socle issus directement du substratum ou indirectement d'un niveau sédimentaire détritique formé de graviers, sont relativement peu nombreux dans les laves basaltiques de Sanissage. Ils se présentent sous la forme de groupements de petite taille (0,5 à 1 cm, exceptionnellement plus : 5 cm), constitués par quelques minéraux engrenés de quartz et de plagioclase (An 18-25) maclé albite-Carlsbad. Les ferromagnésiens ne sont plus identifiables (biotite ?).

Ces xénolites ne comportent pas toujours de couronnes réactionnelle de pyroxène. La plupart du temps, ces fragments sont dissociés par la lave encaissante en cristaux isolés, situés à quelques millimètres au plus du fragment originel. Parfois, ces xénolites sont entourés d'une gaine de calcite cristallisée. Dans de rares cas, de la calcite cristallisée s'est "injectée" entre les minéraux de ces blocs.

II.5.2. Les nodules de périclote

Les fragments de nodules de périclote sont assez courants dans les basaltes. Ce sont des groupements de 5 à 30 cristaux demi-millimétriques, très engrenés les uns dans les autres.

Ces nodules ne diffèrent aucunement de ceux rencontrés dans les laves planésiennes : olivine magnésienne (Fo 85) à macles mécaniques, augite proche du diopside, rare hypersthène et spinelle brun (picotite).

III. LES RELATIONS ENTRE CES DIFFÉRENTS TERMES PETROGRAPHIQUES

III.1. Les relations entre trachyandésites s.l.

III.1.1. Cas des latites

III.1.1.1. La latite de la brèche d'écroulement (SG 01)

Aucune relation entre la latite de la brèche d'écroulement et d'autres laves trachyandésitiques n'a pu être établie. En lames minces, je n'ai pas pu observer de contact de cette latite avec d'autres laves.

Dans une des trois lames minces faites dans cette roche, apparaît une goutte de même nature, mais mieux cristallisée et plus vésiculée que le reste de la lave. Les phénocristaux de plagioclases y sont plus nombreux. Les granules de magnétite y ont une taille beaucoup plus importante (x2 ou 3). Certains microlites de feldspath ont tendance à se disposer parallèlement au contact.

L'échantillon SG 18 montre, dans sa partie latitique, une structure homogène classiquement observée dans ce type de lave.

III.1.1.2. Les " brèches " latitiques de l'échantillon SG 17

La latite SG 17, homogène du point de vue composition, montre une assez grande hétérogénéité de structure. En effet, d'assez nombreux globules centimétriques se sont individualisés suivant leur degré de cristallisation. Ils sont séparés par des interfaces onduleuses.

Les contacts sont nets, soulignés ou non par des joints tenus et très discontinus de magnétite en granules et/ou octaèdres plus ou moins oxydés. Les plagioclases des passées les plus cristallisées sont toujours très franchement cisailés, alors que les feuillets des biotites de ces passées sont décollés et tordus. De la matrice du globule moins cristallisé peut s'injecter dans ce coin ainsi formé. Les plagioclases des passées à mésostase plus fine sont tous cassés et cupulés. En général, ils sont concentrés dans les coins des globules étirés ou dans les golfes creusés dans les globules plus cristallisés. La vésiculation semble être un peu plus poussée dans les parties les mieux cristallisées.

III.1.1.3. Relations entre ces latites et les trachyandésites de l'échantillon SG 18

Dans l'échantillon SG 18, un contact a été observé entre ce type de latite et des trachyandésites à clinopyroxène et d'autres à biotite et hornblende.

Le contact entre ces différents termes est assez sinueux, parfois replié sur lui-même. En général, il est difficile à voir s'il n'est pas souligné par des granules de magnétite. Le contact est très net entre le trachyte et le trachyandésite à clinopyroxène, beaucoup plus flou avec celui à biotite et hornblende.

Si la vésiculation de la latite est plus poussée que celle du trachyandésite à biotite et hornblende, elle semble comparable à celle des termes à clinopyroxène.

III.1.2. Relations entre les autres laves trachyandésitiques

III.1.2.1. Cas des échantillons SG 02 et SG 05

Macroscopiquement, ces deux échantillons de trachyandésite à biotite et hornblende, présentent une forte hétérogénéité de structure qui se traduit par des alternances de veines millimétriques claires et sombres, ou par des gouttelettes milli à centimétriques sombres non jointives "emballées" dans une lave plus claire. Sur l'échantillon SG 05 et à un degré moindre sur le SG 02, les gouttelettes sombres sont entourées d'une auréole blanche de 1 à 3 mm d'épaisseur.

Microscopiquement, cette hétérogénéité subsiste et se caractérise :

- dans les zones claires, par une lave à structure trachytique fine, toujours fluidale, dont les ferromagnésiens sont blindés et les feldspaths cassés. Cette lave présente des vésicules rondes de 1 à 3 mm ;
- dans les zones sombres, par une lave peu porphyrique à minuscules microlites de plagioclase baignant dans un verre rosé légèrement réfringent. Quelques vésicules rondes (= 0,5 mm) y ont été observées.

La zone de contact entre ceux deux types de lave est caractérisée par une lave de type intermédiaire contenant moins d'opakes. La taille des vésicules est de l'ordre du millimètre, mais celles-ci sont plus allongées. Elles s'anastomosent parfois et se disposent toujours en trains de bulles parallèles au contact.

III.1.2.2. Cas des échantillons SG 07

Dans tous ces échantillons, toutes les laves trachyandésitiques décrites sont représentées. Aucune latite n'y a été observé. Toutes ces laves sont sous la forme de gouttelettes juxtaposées. Elles se distinguent les unes des autres par la taille et la nature de leurs constituants (cf. p.147) et leur degré de vésiculation.

Les contacts entre ces différentes laves sont toujours sinueux et soulignés par une légère concentration d'opakes (magnétite et hématite). Il n'est pas rare d'observer des contacts cupulés sur des gouttelettes emprisonnées dans une lave plus fluidale. Les minéraux de ces laves peuvent parfois se disposer parallèlement aux contacts.

III.1.2.3. Cas des échantillons SG 18 et 20

Ces deux échantillons montrent un mélange des mêmes laves que SG 07 par éclatement des gouttelettes de chacun des termes.

A partir d'un contact sinueux, il se produit, par cupulation réciproque des gouttelettes allongées (rapport L/l = 2 à 7) disposées parallèlement les unes aux autres. Ce "rabotage" de laves s'accompagne de l'apparition de très nombreuses vésicules allongées dans le même sens que ces "copeaux".

L'éclatement de chacun de ces "copeaux" brise tous les phénocristaux. Les feldspaths se présentent en fragments cupulés, parfois salis (dust inclusions), parfois corrodés ou comportant des traces de fusion (SG 20). Les ferromagnésiens éclatent et se résorbent en s'altérant. Le fond à peine cristallisé se charge en opakes.

Le terme ultime de ce mélange est représenté par une lave totalement opacifiée dans laquelle ne sont reconnaissables que les feldspaths sous la forme de microlites ou cristallites intacts, ou de fragments cupulés. Ce produit présente des filets d'écoulement de 1 à 3 mm de largeur, soulignés par des trains de granules de magnétite et parfois quelques vésicules très allongées à contours irréguliers (rapport longueur/largeur = 5 à 15).

III.1.3. Conclusions

Il apparaît à la lumière de cette étude que des différences de cristallisation de la mésostase d'une lave trachyandésitique s.l., peuvent conduire à la formation d'une "brèche" de globules laviques. Ceci traduit déjà un mauvais mélange entre deux liquides de même nature. Ces phénomènes sont exacerbés quand ce sont deux laves différentes qui sont en contact.

III.2. Relations entre basaltes

III.2.1. Relations entre basaltes à hornblende

Il convient, avant l'étude des relations entre les basaltes, de faire une distinction supplémentaire concernant le degré de cristallinité de la mésostase des basaltes à hornblende. En effet, dans de nombreuses laves

minces, existent deux états pétrographiques différents : l'un franchement limburgitique, l'autre montrant de minuscules microlites de feldspath noyés dans un verre brun.

Les relations sont parfois difficiles à définir car la nuance pétrographique est souvent subtile. Cependant, j'ai pu observer un contact très sinueux mais flou entre ces deux termes. Il ressort de cette étude :

- que le verre des basaltes limburgitiques se charge en très fins granules de magnétite ;

- et que quelques vésicules remplies, dans la plupart des cas, de calcite et d'oxydes fibroradiés orangés, apparaissent dans le basalte le plus cristallisé.

III.2.2. Relations entre basaltes à hornblende et basalte microdoléritique

Les basaltes à hornblende étant très largement prédominants par rapport aux termes microdoléritiques, les contacts entre ces deux termes sont rarement observés.

L'échantillon SG 22 (basalte à hornblende) renferme une gouttelette de petite taille (5 x 3 mm) d'un basalte microdoléritique. Le contact entre ces deux basaltes est très franc, très peu sinueux. Des traces de cupulation apparaissent sur les faces de la gouttelette. A son contact, le basalte à hornblende présente une frange large de 0,1 à 1 mm, que l'on peut considérer comme une bordure figée : elle est moins cristallisée et beaucoup plus pigmentée que le reste de la lave. Aucun changement n'intervient dans le basalte microdoléritique.

III.2.3. Conclusions

Comme pour les trachyandésites, une minime différence dans le degré de cristallisation de la mésostase des basaltes entraîne l'apparition de faciès qui ne se mélangent pas. Si les différences entre les basaltes à hornblende sont minces et ne permettent pas de distinguer des globules de lave, les basaltes microdoléritiques sont inclus en gouttelettes cupulées.

III.3. Relations entre roches de nature et de type différents

III.3.1. Relations entre les basaltes et leurs enclaves

Ce paragraphe traitera des relations des basaltes et de leurs enclaves à l'exception des nodules de péridotite et des cumulats amphiboliques.

III.3.1.1. Relations entre basaltes et trachyandésites

Toutes les laves trachyandésitiques précédemment décrites, à l'exception des latites, n'ont été observées en gouttelettes que dans les basaltes à hornblende.

III.3.1.1.1. Caractéristiques des gouttelettes de trachyandésites

Les gouttelettes de trachyandésites montrent des faces peu ou très peu cupulées selon leur taille. Une enclave de 1 à 6 cm aura des faces plutôt arrondies, comme si elle avait été roulée, alors qu'une enclave de taille inférieure à 1 cm aura des faces cupulées. Le contact est toujours franc et peu onduleux. La bordure d'une des enclaves trachyandésitiques de l'échantillon SG 19 est légèrement festonnée.

Dans d'assez nombreux cas (SG 14, 19 et 24), les enclaves trachyandésitiques sont entourées sur une partie au moins de leur pourtour, de calcite et d'oxydes fibroradiés orangés.

III.3.1.1.2. Modifications enregistrées par ces laves

Du côté des trachyandésites, j'ai observé une frange de 0,1 à 1 mm de large dans laquelle les granules de magnétite sont altérés. Ce type d'altération peut se propager dans les fissures ouvertes des phénocristaux de feldspaths et dans la lave. Les ferromagnésiens peuvent aussi "catalyser" le même type d'altération lorsqu'ils sont situés près du contact (5 mm au maximum) : les hornblendes et ou les clinopyroxènes "s'entourent" d'une auréole de 1 à 3 mm dans laquelle les granules de magnétite de la lave sont oxydés.

Du côté des basaltes, le contact est marqué par une frange peu épaisse (< 1mm) plus vitreuse et plus pigmentée que le reste de la lave. Près du contact, les olivines sont de plus grande taille que dans la lave, ont une structure typiquement squelettique et se disposent parallèlement aux faces de l'enclave. La plupart de ces olivines sont entièrement ou en partie serpentinisées. Les hornblendes sont nettement plus nombreuses au voisinage des enclaves (0,1 à 1,5 cm) et peuvent être parfois de plus grande taille que dans le reste de la lave.

III.3.1.2. Relations entre trachyandésites et enclaves

Aucune relation entre trachyandésites et xénolites n'a été observée ni en lames minces, ni sur le terrain.

III.3.1.3. Relations entre basaltes et enclaves

III.3.1.3.1. Cas général

Vis-à-vis des basaltes à hornblende, les enclaves de socle ou de diorite ont pratiquement le même comportement. Il me semble cependant que les enclaves de socle soient plus rapidement assimilées que les autres. Je pense que dans ce cas, il ne s'agit pas de fragments empruntés directement au socle du massif volcanique mais plutôt de galets et graviers sédimentaires de l'oligocène détritique (cf. chapitre I, p. 77).

Au contact des enclaves cupulées, quelle que soit leur taille (0,01 à 5 cm), le basalte ne présente qu'une bordure figée brune, de faible largeur (0,1 cm) plus pigmentée que le reste de la lave. Une zone plus ou moins large et discontinue caractérisée par la présence de microlites de feldspaths et de petites hornblendes fait suite à cette bordure figée.

III.3.1.3.2. Cas de l'échantillon SG 11

L'échantillon SG 11, formé par un basalte microdoléritique, renferme une enclave centimétrique de diorite entre les cristaux millimétriques de laquelle s'insinue le basalte encaissant. De ce fait, des modifications interviennent aussi bien dans l'enclave que dans l'encaissant dans la zone de contact uniquement. Ailleurs les roches sont conformes aux descriptions précédentes.

Dans l'enclave dioritique, j'ai observé :

- le développement d'une couronne interne, large de 0,1 mm, de facules de fusion qui se disposent parallèlement aux faces arrondies et sinueuses des feldspaths. Elle s'accompagne d'une denticulation des bordures de cristaux perpendiculairement à leurs faces. Ce phénomène est d'autant plus marqué que l'on est près de l'enclave ;

- l'individualisation de granules de magnétite plus ou moins jointifs dans les clivages des clinopyroxènes ;
- la résorption complète des hornblendes (?) en oxydes de fer (?).

Du côté du basalte microdoléritique, les changements sont nettement plus importants ;

- de la magnétite apparaît en granules au contact des clinopyroxènes de l'enclave, en aiguilles fichées sur les sphères en formant un angle de 50° avec l'allongement de ces cristaux.

- la taille des microlites d'augite et de plagioclase s'accroît tant sur le pourtour de l'enclave que dans les veines qui s'y insinuent. Le rapport longueur/largeur peut être multiplié par 2 ou 3. Les feldspaths sont caractérisés par une extinction roulante.

- ces microlites se disposent parallèlement aux contacts sur le pourtour de l'enclave avec une nette prédominance des feldspaths au voisinage de ceux de la diorite. Un comportement comparable s'observe pour les augites près des ferromagnésiens et des sphères de l'enclave. Dans les veines, ces microlites ont plutôt tendance à se disposer obliquement, plus rarement perpendiculairement aux contacts. La disposition sélective observée près des bords de l'enclave n'est pas réalisée dans les veines.

- l'habitus de la magnétite change dans les veines basaltiques : de granule octaédrique ou arrondi, elle se transforme en clous ou en aiguilles renflées en leur centre.

- tous ces microlites sont emballés dans un verre brun qui peut former l'essentiel des veines situées au cœur de l'enclave.

Ces phénomènes de cristallisation un peu particulière, enregistrés dans ce basalte microdoléritique, seront expliqués dans le chapitre VII consacré à l'étude des pegmatitoïdes du puy de Neirebrousse (planèze de Cézens).

III.3.1.4. Conclusions

Les enclaves se comportent comme des discontinuités thermiques (basalte figé à leur contact, olivine à structure squelettique dans leur voisinage) et mécaniques (orientation des minéraux du basalte dans leur voisinage) au sein d'un bain chaud indifférencié.

Dans les basaltes à hornblende, les enclaves favorisent :

- la cristallisation des hornblendes par individualisation des gaz du magma ou par migration des substances dissoutes (cf. calcite) ;
- le développement des microlites de feldspath d'une part, et corrélativement de la structure microdoléritique d'autre part.

Les effets thermiques de ces xénolites sont exacerbés dans les basaltes microdoléritiques où la structure microdoléritique prend des caractères de pegmatitoïdes. Il est difficile de dire si le faciès microdoléritique correspond dans son ensemble à un phénomène réactionnel à grande échelle mais, sur le terrain, cette zone de prélèvement contenait des enclaves relativement nombreuses mais de petite taille (1 à 5 cm).

III.3.2. Relations entre basaltes et nodules de péridotite

Les nodules de péridotite n'ont été observés que dans les basaltes à hornblende. Ils y sont dissociés comme dans les basaltes classiques en cristaux isolés, identifiables à leurs macles mécaniques (cf. chapitre IV).

III.3.3. Relations entre basaltes et cumulats ou veines à hornblende

Les cumulats à amphibole ne se rencontrent que dans les basaltes à hornblende.

Les relations entre cumulats et/ou veine à amphibole et les basaltes à hornblende sont soumises à l'état cristallin et la nature minéralogique du cumulat ou de la veine. La structure est importante dans le cas des cumulats.

III.3.3.1. Cas des cumulats

III.3.3.1.1. Les cumulats à gros grains jointifs (SG 16)

Dans ce type de cumulat, la hornblende est largement prépondérante alors que l'olivine et l'augite forment une phase minoritaire. La phase accessoire est constituée d'apatites et de sphènes. Les grains sont jointifs, parfois très engrenés. La zone de contact est limitée à la périphérie du cumulat car aucune veinule basaltique ne s'y immisce. Il existe cependant des vésicules de calcite et d'oxydes orangés au sein même du cumulat.

Aucune modification n'est observable ni du côté du cumulat, ni de celui de basalte. Il semblerait cependant que, par endroits, la zone de contact soit marquée par une étroite frange vitreuse (< 0,1 mm), relayée par une bande discontinue à mésostase très légèrement cristallisée. De petits microlites de feldspath, d'augite verte et d'olivine serpentinisée y accompagnent de petites hornblendes.

III.3.3.1.2. Les cumulats à grains fins non jointifs (SG 24)

Dans ce cas, la hornblende est presque l'unique ferromagnésien du cumulat, lequel ne renferme que très exceptionnellement un cristal ou un petit agrégat d'augites vertes et saines. L'amphibole cristallise en minéraux quadrangulaires, allongés et étroits (7 x 1 mm) ou en cristaux xénomorphes plutôt arrondis (3 x 2 mm). Si quelques minéraux sont légèrement engrenés les uns dans les autres, la plupart d'entre eux sont séparés par un film basaltique modifié. Toutes les vacuoles du cumulat sont remplies de carbonate de calcium cristallisé dans la partie centrale (calcite), fibroradiés vers l'extérieur (aragonite).

Le basalte encaissant, peu cristallisé mais déjà très pigmenté, s'immisce dans ce cumulat amphibolique et s'y transforme. Dès le contact, apparaissent des aiguilles d'apatite brunâtre et des clous de magnétite. Quelques petites augites vertes ont tendance à s'allonger et de disposer perpendiculairement aux hornblendes. Il se pourrait que cristallise en lattes fourchues, un feldspath assez basique aux macles floues. Quelques apatites xénomorphes apparaissent au contact des vacuoles calciques. Des ponts de basalte vitreux et brun séparent ces vésicules.

III.3.3.2. Veine à calcite et hornblende (SG 06)

L'échantillon de basalte à hornblende SG 06 contient une veine qui se perd dans la lave. On pourrait considérer que cette veine est un cumulat allongé (15 x 3 mm), mais de nombreux remplissages de fissures ont le même aspect. Dans ce cas, la calcite en cristaux xénomorphes ou à contours anguleux, englobe de très nombreuses hornblendes de petite taille, de rares cristaux, de même taille; d'olivine peu serpentinisée et d'augite.

Cette veine est en contact avec deux basaltes à hornblende dont les degrés de cristallisation de la mésostase sont un peu différents. L'une à mésostase peu cristallisée (présence de cristallites de feldspath), mais très pigmentée, s'opacifie parfois totalement au contact de la veine sans y pénétrer. L'autre à mésostase plus cristallisée (présence de microlites de feldspath),

donne, en s'insinuant entre les cristaux et la veine, un verre brun orangé où se distinguent des clinopyroxènes verts, s'individualisent des apatites fumées, de petites aiguilles de magnétite et des feldspaths dont la taille pourrait avoir légèrement augmenté.

III.3.3.3. Conclusions

De cette étude, il ressort que :

- les cumulats ou veines à amphibole réagissent comme les enclaves de trachyandésites, de socle ou de diorite, car ils produisent des discontinuités thermiques dans le bain basaltique (basalte figé à leur contact, développement de la structure microdoléritique quand le basalte s'y insinue) ;

- les cumulats ne sont peut-être plus tout à fait en équilibre avec le milieu ambiant (plagioclase déstabilisé sur ses bordures, olivine serpentinisée) ;

- les cumulats ont drainé les substances dissoutes (calcite et oxydes ou hydroxydes de fer dans les vacuoles). Ils ont peut-être cristallisé à partir de zones plus riches en volatils.

III.3.4. Problème de la calcite

La calcite n'a été observée dans le secteur étudié, que dans les basaltes à hornblende de Sanissage. Elle en remplit les fissures et les vacuoles, et elle entoure aussi une grande partie des enclaves de trachyandésites et de diorites. Elle peut être présente non seulement autour de celle de socle mais aussi à l'intérieur de ces blocs dont elle cimente les minéraux disjoints.

Cette calcite doit traduire l'enrichissement du milieu liquide en fluides volatils dissous, notamment en CO₂.

IV. COMPARAISONS AVEC UN AUTRE MELANGE DE LAVE CONNU : LA CHEMINÉE DES GARDES

Le dôme de Sanissage et la cheminée des Gardes (X = 630 ; Y = 306,80 ; Z = 1 100m) présentent de très nombreux points communs et quelques différences explicités dans le tableau 5.

Le gisement des Gardes est connu depuis longtemps et a été décrit tantôt comme basalte, tantôt comme trachyandésite. De très nombreux auteurs s'y sont intéressés, à des titres divers : N. Vatin-Pérignon (1966), J. Demange (1974), et R. Maury (1976). Ce n'est qu'en 1975 que ce gisement, à la suite de travaux réalisés par A. de Goër de Herve et J.P. Milési, a été interprété comme un mélange de laves, J.P. Milési en ayant fait l'étude pétrostructurale (1976).

A la vue de ce tableau 5, il apparaît que les gisements des Gardes et de Sanissage sont très comparables. Il convient cependant d'être prudent dans cette comparaison, car indépendamment du fait que les observations ne se situent pas au même niveau d'érosion (cheminée d'alimentation d'un appareil inconnu aux Gardes, et appareil de surface à Sanissage), les différences entre ces deux gisements peuvent être plus apparentes que réelles, pour deux raisons :

- les conditions d'observation et d'échantillonnage sont bien meilleures aux Gardes qu'à Sanissage. La zone de mélange, partie la plus spectaculaire de ces gisements, est bien visible aux Gardes, alors qu'elle se situe dans le ruisseau à Sanissage, où elle est invisible même en période de basses eaux, l'absence d'orthopyroxène à Sanissage pouvant être imputable à cette lacune d'affleurement.

	LES GARDES (J.P. Milési, 1976)	SANISSAGE
A. Caractéristiques des gisements		
1. Situation géographique	Vallée de la Cère - Route des Gardes Bord de route Pâturages Prélèvements faciles	Vallée du Brezons - ruisseau de Livernade - Lit du ruisseau Bois de feuillus (RG), de conifères (RD) Prélèvements difficiles
2. Position stratigraphique		
2.1. Formations recoupées	Tufs propylitisés du Super-Lioran	Brèches trachyandésitiques zonées
2.2. Formations sus-jacentes	Inconnues - Replat d'érosion	Quaternaire (Glaciaire + Colluvions)
3. Gisement		
3.1. Type d'appareil	Cheminée	Dôme
3.2. Fissuration	Peu importante - Métrique	Très importante - Décimétrique parfois centimétrique
3.3. Pétrographie		
3.3.1. Nature et agencement	Trachyandésites renfermant 3 ou 4 masses basaltiques	Latite et trachyandésites en écorce du dôme - Basaltes au coeur du dôme
3.3.2. Proportions relatives trachyandésite/basalte	Egales	Egales
3.4. Enclaves		
3.4.1. Nature pétrographique	Gneiss catazonal - Pegmatite	Gneiss et/ou granite - Micaschiste dans la brèche d'explosion - Diorites s.l.
3.4.2. Faciès lavique associé	Basalte microdoléritique	Basalte microdoléritique
3.5. Cumulats amphiboliques		
3.5.1. Taille	φ = 10 à 40 cm	φ = 5 cm, rarement 10 cm - 15 cm exceptionnellement
3.5.2. Faciès lavique associé	Basalte à amphibole	Basalte à amphibole
B. Pétrographie		
1. Trachyandésites	Latites Tous les trachyandésites mésocrates	Latite Tous les trachyandésites mésocrates sauf ceux à olivine et ceux à orthopyroxène Orthopyroxène absent
2. Basaltes	Limburgitiques à microdoléritiques Basalte à amphibole	Limburgitiques à microdoléritiques Basalte à amphibole
3. Mélange des laves		
3.1. Zone de mélange	Visible à l'affleurement	Invisible - Dans le lit du ruisseau
3.2. Mise en évidence du mélange	Globules de trachyandésites dans les basaltes et inversement	Globules de trachyandésites dans les basaltes
3.3. Aspects des interfaces	Net - Basalte à marges festonnées	Net
3.4. Phénomène de paroi froide	Systématique - Basalte figé contre les trachyandésites	Irrégulier - Basalte pas toujours figé contre les trachyandésites
3.5. Modification des laves		
3.5.1. Trachyandésites	Bouffées bréchiqes à ciment opacifié Cristaux cisaillés nets Mésostase cristallisée en mosaïque Ferromagnésiens résorbés	Brèche latitique à éléments opacifiés et ciment clair Cristaux cisaillés nets Mésostase rarement modifiée - parfois cristallisée en mosaïque Ferromagnésiens sains, rarement résorbés
3.5.2. Basaltes	Olivine serpentinisée Clinopyroxène plus ou moins résorbé Hornblende associée au clinopyroxène Veines à clinopyroxènes violets + feldspaths + opaques	Olivine serpentinisée Clinopyroxène peu résorbé Hornblende associée au clinopyroxène et à l'olivine Veines à clinopyroxènes violets + feldspaths + opaques
4. Relations basalte-enclaves		
4.1. Cas général		
4.1.1. Enclaves	Dislocation en cristaux isolés	Dislocation en cristaux isolés - Cupulation et/ou assimilation Cupulation des faces des blocs compacts
4.1.2. Basalte à hornblende	Figé au contact des cristaux	Figé au contact des cristaux isolés - Pas toujours figé contre les blocs
4.1.2.1. Zone 1	Frange mince vitreuse, plus ou moins opacifiée - Fusion des xénolites	Frange parfois absente, toujours opacifiée
4.1.2.2. Zone 2	Manchon basaltique peu porphyrique à hornblende et mésostase cristallisée	Manchon basaltique à petites hornblendes noyées dans un verre brun
4.1.2.3. Zone 3	Zone sans hornblende à mésostase feldspathique, parfois absente	Zone rarement observée
4.1.2.4. Zone 4	Hornblende + grands plagioclases + Clinopyroxènes tardifs (Nids à amphibole)	Peut-être réalisée dans un cumulat (SG 24)
4.1.2.5. Modifications en grand	Acquisition d'une structure microdoléritique	Acquisition d'une structure microdoléritique

4.2. Relations basalte microdoléritique-enclave		Même comportement que dans le cas général
4.2.1. Enclave		
4.2.2. Basalte microdoléritique		Augmentation de la taille de tous les cristaux (feldspath, augite, magnétite, apatite)
4.2.2.1. Modifications au contact de l'enclave		Apparition d'un verre brun - Acquisition d'une structure de type pegmatitoïde
4.2.2.2. Modifications lors de la pénétration du basalte dans l'enclave		
5. Cumulats noirs amphiboliques		
5.1. Hornblende	Auto- ou xénomorphe - non gainée	Auto- ou xénomorphe - non gainée
5.2. Olivine	Peu serpentinisée	Très serpentinisée
5.3. Clinopyroxène	Augite verte, amiboïde	Augite verte amiboïde
5.4. Plagioclase	Rare - En lattes fourchues	Rare - Soit en lattes, soit en cristaux poecililitiques
5.5. Biotite	Fraîche	Non observée
5.6. Verre	Brun - Assez courant	Brun - Rare
5.7. Autres observations		
5.7.1. Sphène		Très courant
5.7.2. Apatite		Fumée en grosses aiguilles, toujours présentes
5.7.3. Calcite		Présente dans toutes les vacuoles
5.7.4. Oxydes ou hydroxydes de fer		Tapissent un grand nombre de vacuoles - Toujours fibroradiés
6. Termes à plagioclases		
6.1. Caractéristiques	Plagioclases jointifs à empreinte digitale, associés avec hornblende	Non observés
6.2. Limites	Peu nettes entre cumulats noirs et basaltes	
7. Remplissages		
7.1. Fissures		Oxydes fibroradiés + calcite ± rosettes de tridymite dans les plages de calcite
7.2. Autre localisation		Autour des enclaves des basaltes (trachyandésites, xénolites, roches grenues et cumulats amphiboliques)

Tableau 5 : Comparaisons entre les gisements des Gardes et de Sanissage.

- l'étude du gisement des Gardes faite par J.P. Milési (1976) dans une optique pétrostructurale, est incomplète. Cet auteur possède une masse considérable de documents inédits sur la minéralogie et la chimie des laves des Gardes.

Les enclaves ont introduit dans le bain basaltique, des discontinuités mécaniques et thermiques. Leur surface froide a pu faire figer le basalte à leur contact. La structure microdoléritique semblerait leur être imputable par suite du brusque refroidissement local du basalte, ce qui peut conduire à un début de structure de pegmatitoïde (cf. chapitre VI) lorsque la lave pénètre dans l'enclave.

Ces enclaves ont permis la migration de gaz et de substances dissoutes dans leur voisinage, ce qui a conduit à la cristallisation d'amphibole, de sphène, d'apatite fumée et de plagioclase lorsque les pressions d'eau et de gaz étaient suffisantes (supérieures à 1,5 kb selon H.S. Yoder Jr. 1973). Ceci est vrai aussi bien pour les globules de trachyandésites que pour les fragments de socle ou que pour les cumulats amphiboliques.

Ces conclusions sont identiques à celles qu'avaient formulées J.P. Milési (1976).

Optiquement, aucune contamination du basalte par les enclaves n'a pu être observée à Sanissage. Cette constatation a été faite de la même manière aux Gardes (J.P. Milési, 1976), et a été vérifiée par R. Maury (1976) par l'analyse à la microsonde.

Les diverses laves sont indépendantes les unes des autres malgré des compositions parfois très proches. Ceci est clairement montré par les limites nettes observées entre les basaltes et les trachyandésites. Le mélange entre ces différents termes ne s'est pas fait : les basaltes dont la mésostase montre divers stades de cristallisation, ne se mélangent pas ; il en est de même d'ailleurs pour les latites.

V. COMPARAISONS CHIMIQUES ENTRE LES LAVES DE SANISSAGE ET LES LAVES MOYENNES DU CANTAL

Le mauvais mélange des laves de Sanissage permet l'étude comparative avec les moyennes des roches du même type définies au chapitre VII. Neuf analyses chimiques ont été réalisées sur les roches de Sanissage, par les laboratoires de Clermont-Ferrand et de l'Institut Dolomieu.

V.1. Les latites

Les latites de Sanissage sont très proches des moyennes des laves cantaliennes du même type. A Sanissage, l'évolution des laves se traduit par des teneurs plus élevées en silice, en alumine et en potassium, plus basses en éléments férriques (FeO^* , MgO , CaO et TiO_2). Elles se situent à la limite des trachytes et des latites quartzifères de la classification de Streckeisen (1972).

	SG 01	SG 05	SG 18	1	2	3	4
SiO_2	64,50	63,90	62,60	58,79	63,13	60,66	60,58
Al_2O_3	18,80	17,10	16,90	17,82	17,24	15,45	17,78
FeO^*	3,25	4,19	4,51	4,96	3,68	5,88	4,89
MnO	0,04	0,05	0,11	0,12	0,07	0,08	0,11
MgO	0,40	0,30	0,70	1,59	0,89	1,28	1,18
CaO	2,05	2,05	2,65	4,59	2,35	4,99	3,88
Na_2O	4,60	4,35	4,00	4,83	5,17	4,10	4,84
K_2O	4,60	4,50	4,60	4,29	4,61	3,91	3,73
TiO_2	0,80	0,85	1,10	1,03	0,75	0,97	1,15
P_2O_5	nd	nd	nd	0,27	0,23	0,38	0,44
H_2O^+	0,80	1,30	0,79	0,85	0,85	1,49	0,77
S.I.	3,04	2,18	4,91	9,99	5,98	8,30	7,90
D.I.	81,25	79,67	75,92	69,89	79,27	68,83	71,58
FeO^*/MgO	8,13	13,97	6,44	3,12	4,68	4,59	4,18

Tableau 6 : Comparaison des latites de Sanissage avec les latites cantaliennes.

SG 01 : latite de la brèche d'écroulement

SG 05 : brèche ou émulsion latitique

SG 18 : brèche latitique

1 : écoulements pyroclastiques latitiques paléo-cantaliens

2 : latites et trachytes paléo-cantaliens

3 : latites à orthopyroxène néo-cantaliennes

4 : latites et trachytes sans orthopyroxène néo-cantaliens

V.2. Le trachyandésite SG 21

Le trachyandésite de Sanissage paraît avoir une composition chimique intermédiaire entre celles des écoulements pyroclastiques latitiques paléo-cantaliens (SiO_2 , MgO , CaO , K_2O , S.I. et D.I.) et les trachyandésites néo-cantaliens (Al_2O_3 , FeO^* et Na_2O).

	1	SG 21	2	3	4	5
SiO_2	58,76	58,50	53,00	54,22	52,29	53,08
Al_2O_3	17,82	16,30	16,82	16,93	17,37	17,17
FeO^*	4,96	6,39	7,99	8,00	7,87	7,65
MnO	0,12	0,12	0,26	0,16	0,16	0,13
MgO	1,59	1,50	1,83	3,08	2,61	3,11
CaO	4,59	4,30	6,82	6,29	6,73	7,17
Na_2O	4,83	3,80	3,50	3,87	3,88	4,15
K_2O	4,29	4,00	2,63	2,98	2,67	2,68
TiO_2	1,03	1,65	1,99	1,97	2,14	1,82
P_2O_5	0,27	nd	0,60	0,72	0,73	0,56
H_2O^+	0,85	0,77	nd	0,84	1,53	0,98
S.I.	9,99	9,20	11,23	16,70	14,87	16,07
D.I.	69,89	66,00	52,22	54,58	52,25	52,32
FeO^*/MgO	3,12	4,26	4,87	2,60	3,02	2,71

Tableau 7 : Comparaison du trachyandésite de Sanissage avec les laves cantaliennes

SG 21 : trachyandésite

1 : écoulements pyroclastiques latitiques paléo-cantaliens

2 : trachyandésites à orthopyroxène (brèches)

3 : trachyandésites à orthopyroxène (laves massives)

4 : trachyandésites sans orthopyroxène (brèches)

5 : trachyandésites sans orthopyroxène (laves massives)

V.3. Les basaltes (SG 06 et SG 13)

	1	2	3	SG 06	SG 13	4
SiO ₂	45,07	44,00	43,94	43,01	46,80	47,15
Al ₂ O ₃	13,82	14,61	14,09	13,34	14,70	14,19
FeO*	12,10	11,63	10,31	10,03	8,60	11,53
MnO	0,15	0,17	0,17	0,20	0,18	0,16
MgO	8,80	9,26	10,41	6,91	7,30	9,46
CaO	10,30	12,20	10,13	11,52	11,00	9,60
Na ₂ O	2,50	2,27	2,50	1,56	2,50	3,06
K ₂ O	1,22	1,02	1,00	1,93	1,60	0,99
TiO ₂	2,32	2,90	2,50	2,72	2,35	1,96
P ₂ O ₅	0,65	0,41	0,67	0,81	nd	0,47
H ₂ O+	1,17	0,75	1,66	5,36	3,36	0,57
S.I.	30,62	37,60	42,27	33,14	35,28	37,26
D.I.	26,33	22,24	26,29	24,60	30,39	31,23
FeO*/MgO	1,71	1,25	0,99	1,45	1,18	1,22

Tableau 8 : Comparaison entre les basaltes de Sanissage et les basaltes cantaliens.

SG 06 : basalte à hornblende

SG 13 : basalte microdoléritique

1 : basaltes infra-cantaliens

2 : basaltes porphyriques néo-cantaliens

3 : basaltes mélanocrates supra-cantaliens

4 : basaltes mésocrates supra-cantaliens

Le basalte à hornblende (SG 06) proche des basaltes mélanocrates supra-cantaliens, s'en distingue par des teneurs plus faibles en alumine, en magnésium et en sodium, plus fortes en potassium. Cette dernière serait plus proche de celles des basanites supra-cantaliennes (cf. chapitre VII).

Le basalte microdoléritique est proche du point de vue chimique des basaltes mésocrates supra-cantaliens, à deux différences près : la teneur en silice est nettement moindre, alors que celle en potassium est plus élevée et se rapprocherait plutôt de celles des basanites cantaliennes (cf. chapitre VII).

La forte teneur en H₂O+ du basalte à hornblende (SG 06) n'est pas due à l'altération, mais à de la calcite qui n'apparaissait pas sur l'échantillon, mais qui devait être présente sous la forme de remplissage de fissure ou de veines à hornblende, la poudre faisant effervescence à l'acide.

V.4. Les roches grenues (SG 09 et SG 10)

L'échantillon SG 09 ressemble beaucoup aux gabbros de la Jordanne, mais s'en distingue par des teneurs plus forte en alumine, plus faible en potassium. Cette roche, comme les gabbros de la Jordanne, pourrait être un syéno-gabbro.

L'enclave SG 10 se distingue nettement des monzonites de la Jordanne tant du point de vue des éléments que de celui des indices de différenciation. Selon la classification proposée par H. de la Roche et al. (1980), cette roche grenue serait une syénite néphélinique. Aucune lave de surface, ayant cette composition n'est actuellement connue à Sanissage. Par contre, au moins une lave de cette composition existe dans le massif : il s'agit d'une latite à orthopyroxène décrite par R. Maury (1968) dans la vallée du Mars. Bien que proche de cette latite, l'échantillon SG 10 s'en distingue par des teneurs plus élevées en silice, en magnésium et en potassium, plus faibles en calcium, en fer et en alumine.

L'examen des lames minces semblerait montrer des enclaves grenues dont la nature est tantôt proche de deux termes analysés, tantôt intermédiaire.

Il n'est pas impossible qu'il y ait un passage plus ou moins continu depuis les syéno-gabbros jusqu'aux diorites, en passant par des termes du type syéno-diorite, monzonite ou syénite néphélinique.

	1	SG 09	2	SG 10	3
SiO ₂	47,72	45,62	53,43	60,88	55,82
Al ₂ O ₃	17,15	19,47	17,63	19,84	20,66
FeO*	8,67	8,89	6,90	2,09	5,28
MnO	0,16	0,21	0,13	0,08	0,06
MgO	4,13	3,60	3,12	0,75	0,19
CaO	9,23	10,50	6,59	1,82	6,30
Na ₂ O	3,75	4,45	4,08	6,84	6,00
K ₂ O	2,75	0,68	2,39	5,45	4,09
TiO ₂	2,78	2,60	1,78	0,43	0,11
P ₂ O ₅	0,73	0,48	0,69	0,07	0,09
H ₂ O+	2,13	1,76	2,18	0,64	0,88
S.I.	20,90	20,05	18,48	4,90	1,21
D.I.	44,39	36,40	52,70	86,17	66,97
FeO*/MgO	2,10	2,47	2,21	2,79	27,72

Tableau 9 : Comparaison entre les roches grenues de Sanissage et celles du Cantal.

SG 09 : enclave grenue (syéno-gabbro)

SG 10 : enclave grenue (syénite néphélinique)

1 : "gabbros" de la Jordanne

2 : "monzonites" de la Jordanne

3 : latite à orthopyroxène, sous-saturée (in R. Maury, 1968)

Les teneurs en H₂O+ des échantillons SG 09 et SG 10 sont des pertes au feu (dosage en blocs de tous les gaz).

V.5. Un cumulat amphibolique (SG 16)

	1	SG 16	2
SiO ₂	40,74	41,60	43,65
Al ₂ O ₃	11,34	10,70	16,62
FeO*	12,60	11,61	12,16
MnO	1,38	0,22	-
MgO	13,64	12,70	6,81
CaO	11,03	15,00	10,99
Na ₂ O	2,91	2,10	3,31
K ₂ O	0,96	0,90	1,74
TiO ₂	4,60	3,55	2,94
P ₂ O ₅	-	0,30	-
H ₂ O+	-	0,89	-
S.I.	44,40	45,67	27,84
D.I.	19,13	13,80	31,81
FeO*/MgO	0,92	0,91	1,79

Tableau 10 : Comparaison entre le cumulat amphibolique de Sanissage, le cumulat moyen du Mont Dore et la pargasite moyenne de la vallée de la Cère.

SG 16 : cumulat amphibolique

1 : pargasite moyenne de la vallée de la Cère (R. Maury, 1976)

2 : cumulat moyen du Mont Dore (R. Maury, 1976)

Un seul cumulat amphibolique de Sanissage a été analysé. Il diffère notablement du cumulat à hornblende moyen du Mont Dore (R. Maury, 1976), alors qu'il se rapproche beaucoup de la composition moyenne de la pargasite de la Cère donnée par ce même auteur. Les différences enregistrées entre le cumulat amphibolique de Sanissage (SG 16) et cette pargasite moyenne, sont très probablement dues à la présence d'augite et de calcite dans ce cumulat. Il n'est pas impossible que les hornblendes de Sanissage, tant dans le basalte qu'en cumulat, soient de type pargasitique.

VI. CONCLUSIONS

A Sanissage, le mélange des diverses laves s'est mal fait peut-être à cause des différences thermiques existant entre le basalte et les différentes enclaves (basalte figé au contact des enclaves, olivines squelettiques, pas de contamination du basalte par les enclaves). Les enclaves cupulées ont introduit des discontinuités thermiques et mécaniques (cf. disposition des cristaux dans le basalte) dans le bain basaltique, ce qui a eu pour effet :

- d'une part, la migration et/ou l'individualisation des gaz et des substances dissoutes, et la cristallisation des amphiboles probablement pargasitiques ;

- d'autre part, le développement rapide des microlites de feldspath et, au moins localement, de la structure microdoléritique du basalte. Des caractères de cristallisation de type pegmatitoïde, s'observent quand le basalte s'insinue dans les enclaves froides.

L'étude des différents termes de ce mélange imparfait de laves, montre que ce sont des laves banales dans le Cantal qui sont concernées.

B. LA CHEMINÉE DU P.C. 1 531, DIT DE LA COMBE DE SAURE - PLANÈZE DE CÉZENS

Le deuxième sujet de ce chapitre intéressera une cheminée lavique à très large dominante basaltique. Il s'agit de l'avant-dernier jalon de la partie Sud de la fissure du col de la Tombe du Père, sur la planèze de Cézens (X = 835,2 ; Y = 303,85 ; Z = 1 531 m).

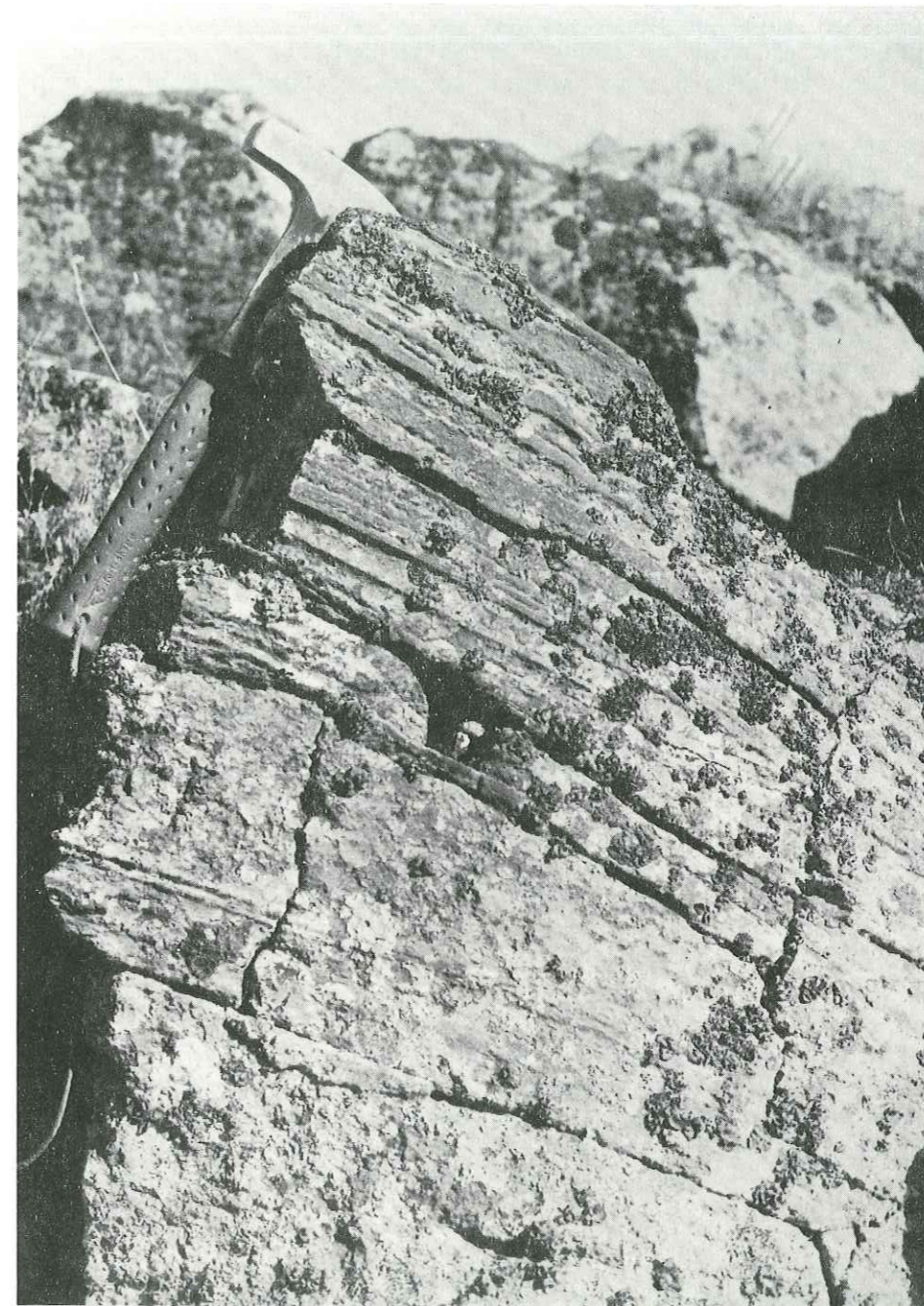
I. DESCRIPTION D'ENSEMBLE

Cette cheminée, piton subcirculaire d'une dizaine de mètres de diamètre, affleure en surface de planèze. Seul, comme pour tous les appareils de cette fissure (cf. p. 86), le flanc occidental est visible.

Cette cheminée recouperait des tufs, des projections diverses et une masse lavique de nature basanitique. La principale caractéristique des laves remplissant ce conduit réside dans le mélange et/ou la juxtaposition de plusieurs termes pétrographiques identifiables sur le terrain :

- basaltes vitreux, microdoléritique à doléritique ;
- gouttelettes de trachyandésites et de latite incluses dans les basaltes vitreux.

Par places, cette lave présente des lits centimétriques qui lui confèrent un aspect stratifié, rubanné sur quelques décimètres. C'est à l'aplomb du P.C. 1 531 que ce litage est le plus spectaculaire, car l'érosion a mis en évidence les différences granulométriques de chaque lit. Ailleurs, le litage est moins visible, mais il apparaît partout ou presque, dès que l'on enlève la patine superficielle. Ce litage varie en direction qu'en pendage au sein même de la cheminée. C'est ainsi que j'ai pu relever les valeurs suivantes : 30° S dans la partie Nord ; 20° E dans la partie Ouest médiane et 10° NE dans la partie Sud.



10 cm

BASALTE LITE DE LA COMBE DE SAURE A L'APLOMB DU P.C. 1531.

Dans la partie Nord de la cheminée, la lave se présente sous la forme d'un basalte sombre, à patine claire. Elle est hétérogène et régulièrement litée (CS 01, 02 et 03). Les lits centimétriques sont de granulométries variées. Les passées les plus grossières montrent à l'oeil nu des gouttelettes de trachyandésites beaucoup plus claires, grises ou blanchâtres, de 3 à 4 mm de diamètre.

Par endroits, la lave paraît plus homogène et semble être constituée par un "basalte" sombre, vitreux et subaphyrique (CS 04). Vers le haut, de la cheminée, le passage de cette lave à un basalte microdoléritique à doléritique, gris, à phénocristaux millimétriques d'olivine, est assez fréquent.

Dans les parties Sud et médiane, la lave est beaucoup plus homogène mais présente aussi des passées irrégulièrement agencées à grosses gouttes trachyandésitiques de 0,5 à 1 cm, parfois de 5 cm (CS 07). Le basalte, de couleur gris bleuté, est très riche en phénocristaux d'olivine. Dans la partie haute de la cheminée, il existe tous les termes de passage entre les laves microolitiques porphyriques et microdoléritiques (CS 06). Ce passage se fait de façon nébuleuse par bouffées à grain très fin : les phénocristaux sont de petite taille (0,5 à 1 mm). Vers le bas, le basalte microlitique porphyrique subit une assez importante altération sonnenbrenner (CS 05).

Un peu plus l'Est, et surtout au Sud, j'ai trouvé, dans les pâturages, en blocs épars, un faciès à grosses gouttes de trachyandésites de 1 à 3 cm, parfois de 4 à 6 cm de diamètre (CS 09 et 10).

Près des vacheries de la Tagadure, quelques petits blocs présentant les mêmes caractères ont été recueillis dans une accumulation morainique (H 7 - G1 et H 7-G2). Je pense pouvoir rapprocher ces blocs allochtones des laves de cette cheminée, car aucune autre formation, dans ce secteur, ne présente ces caractères très particuliers.

II. LES DIFFERENTS TERMES PETROGRAPHIQUES

Si dans le cas du dôme de Sanissage, les basaltes et les trachyandésites étaient en proportions équivalentes, ce n'est plus le cas de la cheminée de la Combe de Saure où prédominent nettement les basaltes (environ 90 % du volume total estimé à 3.10^3 m^3).

II.1. Les basaltes

L'étude microscopique des laves de cette cheminée m'a permis de distinguer deux termes basaltiques qui diffèrent entre eux par leurs phénocristaux et leur structure. Ces deux termes clairement exprimés ne représentent que 30 à 40 % du volume total des basaltes, le reste étant formé par des laves basaltiques transformées qui seront étudiées dans le cadre des relations entre les différentes laves.

II.1.1. Le basalte à phénocristaux d'augite et d'olivine(β^1)

Il s'agit d'un basalte microlitique porphyrique à structure microdoléritique, caractérisée à l'affleurement par une teinte grise. Cette lave montre par endroits une certaine vésiculation.

Les phénomènes, disposés selon la fluidalité de la lave, sont représentés par :

- des olivines subautomorphes de 2 à 3 mm (CS 05 et 07) et/ou en cristaux squelettiques ou en forme de coins pouvant atteindre 5 à 7 mm (CS 06). Tous ces minéraux sont iddingsitisés, avec cependant une légère différence : si ceux à habitus normal le sont presque entièrement, les cristaux squelettiques ne le sont que sur leurs bordures.

- des augites vertes assez fortement pléochroïques, en cristaux automorphes de 1 à 2 mm. Parfois une étroite frange incolore peut border ces augites. Celles-ci sont assez souvent corrodées par la mésostase et des taches de fusion peuvent être distinguées sur leurs bordures.

La mésostase orientée est entièrement cristallisée. Elle est formée par des microlites :

- de plagioclase (An 55-60) en lattes de 0,1 mm environ, aux macles floues. Ils moulent les phénocristaux et se concentrent localement en veines feldspathiques de faible largeur (<0,3 mm) soulignant ainsi la fluidité de la lave ;

- d'augite verte en petits prismes trapus de taille comparable ou légèrement inférieure à celle des plagioclases ;

- d'olivine arrondie de 0,1 mm entièrement iddingsitisée ;

- de granules de magnétite se logeant entre les autres microlites.

- de quelques cristaux xénomorphes de néphéline.

II.1.2. Le basalte à phénocristaux d'olivine seule (β^2)

Comme pour la lave précédente, il s'agit d'un basalte micro-litique porphyrique à structure parfois microdoléritique mais qui présente une vésiculation plus importante.

Son appellation est justifiée par les seules olivines en phénocristaux subautomorphes ou globuleux, rarement à structure squelettique. Dans tous les cas, l'iddingsitisation est assez poussée.

La mésostase entièrement cristallisée, se caractérise par la présente :

- d'une multitude de microlites d'augite verte sous la forme de prismes trapus ou de cristaux globuleux, parfois xénomorphes, de 0,05 mm au maximum. Ils forment l'essentiel de la phase microcristalline (70 %).

- de lattes (0,05 à 0,1 mm) de plagioclase (An 55-60), souvent noyées entre microlites d'augite, formant parfois une ébauche locale de structure intersertale. Ils peuvent se regrouper en veines feldspathiques étroites et discontinues. Quelques lattes de plus grande taille (0,1 à 0,3 mm) peuvent se développer en fond et englober quelques augites ;

- de granules de magnétite ;

- de quelques rares lamelles orangées d'hématite ;

- de quelques cristaux xénomorphes de néphéline et analcime.

II.1.3. Remarque sur quelques caractères particuliers de ces basaltes

Les basaltes précédemment décrits présentent des caractères particuliers du point de vue structure plus ou moins rarement observés dans les laves du même type. Ce sont :

- une cristallisation irrégulière qui se traduit par la présence de veines feldspathiques continues ou non, formées par des cristaux dont la taille est supérieure à celle qu'ils ont au sein de la lave (cf. chapitre suivant) ;

- la présence de vacuoles remplies entièrement ou non par des feldspaths xénomorphes à extinction roulante ;

- une cristallisation de type pegmatitoïde qui permet à des feldspaths de se développer anormalement au voisinage de certaines vacuoles.

II.2. Les trachyandésites

Dans la cheminée de la Combe de Saure, tous les trachyandésites ne sont visibles qu'en gouttelettes de 1 à 60 mm de diamètre, incluses dans l'ensemble basaltique émulsionné (CS 01, 02, 03, 09, H7-G1 et H7-G2).

II.2.1. Cas général

S'il est aisé de faire la différence entre basalte et trachyandésite dans cet ensemble de laves, il est généralement difficile d'attribuer une gouttelette de trachyandésite à tel ou tel type décrit au chapitre précédent. En effet, si les plagioclases sont restés identifiables, tous les ferromagnésiens ont été altérés et rares sont les fantômes qui ont permis leur détermination, quelle que soit la taille de la goutte.

C'est en me basant sur la nature des plagioclases en phénocristaux et des feldspaths alcalins de la mésostase, ainsi que sur les structures que j'ai pu retrouver différents types de trachyandésites décrits au chapitre IV (latite, type à clinopyroxène et amphibole, type clinopyroxène et olivine).

II.2.2. Cas particulier

C'est dans l'émulsion grossière CS 10 que j'ai trouvé une gouttelette de 1 cm de diamètre, formée par un trachyandésite à orthopyroxène.

Cette lave microlitique porphyrique a pour phénocristaux :
- des plagioclases (An 50) en lattes subautomorphes millimétriques. Leurs macles sont souvent nettes, parfois floues,

- des orthopyroxènes proches de l'hypersthène en cristaux subautomorphes à automorphes dont la taille n'excède pas 1 mm. Contrairement aux ferromagnésiens entièrement résorbés des autres trachyandésites, ces orthopyroxènes sont toujours sains.

La mésostase est constituée par un verre légèrement rosé dans lequel baignent de très fins cristallites d'un feldspath non maclé et à extinction roulante (sanidine et/ou plagioclase ?).

II.2.3. Remarque

Si l'on excepte les ordanchites (trachyandésites à haüyne), tous les trachyandésites cantaliens sont représentés dans cette cheminée de la Combe de Saure.

II.3. Les xénolites

II.3.1. Les nodules de péridotite

Un seul véritable nodule de péridotite a été observé dans l'émulsion "grossière" CS 01. Sa taille (5mm de diamètre) et sa forme arrondie, presque circulaire montrent qu'il a été parfaitement calibré pour être englobé dans une veine de même granulométrie.

Très peu de cristaux (olivine maclée mécaniquement et augite) sont observables vu la taille réduite de ce nodule, et ne permettent pas de préjuger de sa nature chimique. Ce nodule ne devrait pas être très éloigné des lherzolites classiquement rencontrées dans les laves basanitiques du secteur.

II.3.2. Les enclaves feldspathiques

Quelques enclaves exclusivement feldspathiques ont été observées notamment dans les termes émulsionnés. Elles sont formées par l'assemblage d'une dizaine de cristaux très engrenés les uns dans les autres. Il semblerait que, dans quelques cas particuliers, elles pourraient être attribuées à des termes gneissiques provenant soit directement du socle, soit de l'oligocène détritique.

III.L es relations entre les différents termes pétrographiques

III.1. Les relations entre trachyandésites

De par leur faible importance volumétrique et leur gisement en gouttelettes, les trachyandésites ne sont jamais en contact les uns avec les autres et sont séparés par un film basaltique opacifié.

III.2. Relations entre basaltes

III.2.1. Relations entre le basalte à phénocristaux d'augite (β^1) et celui à phénocristaux d'olivine (β^2)

Le contact entre ceux deux basaltes est toujours onduleux, parfois flou (CS 05), rarement très sinueux. Dans l'échantillon CS 05, j'ai pu observer un diverticule en doigt de gant de basalte (β^1) qui se développe sur au moins 5 mm dans le basalte (β^2). Quelques modifications accompagnent ce contact. Ce sont :

- du côté du basalte à phénocristaux d'augite (β^1) une certaine accumulation des microlites de feldspath dont la taille s'est assez sensiblement accrue. Ils se disposent parallèlement au contact, tout comme les olivines à structure squelettique ;
- du côté du basalte à olivine (β^2), l'augmentation plus ou moins forte de la taille des augites qui se disposent, comme les olivines, plutôt parallèlement au contact, sans que cela soit une règle générale. La vésiculation de cette lave augmente de façon sensible aux abords du contact. Celle-ci s'accompagne toujours d'une prolifération de granules de magnétite disposés en chapelets. Quelques microlites d'olivine ont été observés au niveau du contact et ont été rapportés à cette basanite.

Le diverticule en doigt de gant cité plus haut, présente une cristallisation plus fine et plus équante que celle du basalte à olivine dont il est issu. L'autre basalte n'est pas plus affecté par la présence de ce diverticule que par le contact avec le basalte à olivine.

Dans l'échantillon CS 08, le basalte à phénocristaux d'augite a une mésostase nettement plus pigmentée. Il s'y développe près du contact des trainées sombres composées d'une multitude de granules de magnétite, parfois à peine discernables. Deux de ces trainées discontinues peuvent être séparées par un mince filet de mésostase à feldspath et augite. Les phénocristaux de cette zone sont soit déstabilisés (cas des augites), soit cassés (cas des olivines).

L'augmentation de la densité de ces trainées larges de moins de 0,1 mm, entraîne la formation d'une zone à pigmentation intense large de 1 à 2 mm. Il s'y est développé de petits bourgeons cristallisés, issus de la mésostase de ce basalte à phénocristaux d'augite. J'y ai observé des plagioclases aux macles floues, un feldspath maclé Carlsbad, une ou deux augites et un minéral pléochroïque (ng = brun rouge, mn = brun clair) de nature incertaine (amphibole ? biotite ?).

Lorsque cette zone s'épaissit encore pour atteindre 1 cm, elle se comporte comme un terme nouveau dont les rapports avec le basalte (β^1) originelle sont flous, alors que ceux avec le basalte (β^2) sont du même type que ceux des deux basaltes β^1 et β^2 .

Il est possible que la lave très pigmentée observée dans l'échantillon CS 07 soit imputable à ce type de modification.

III.2.2. Relations entre deux termes à phénocristaux d'olivine ne différant que par la taille des cristaux

Dans un terme émulsionné (CS 09), j'ai observé un basalte à phénocristaux d'olivine de grande taille (5mm), automorphes plus ou moins iddingsitisés. Le comportement des cristaux d'olivine est différent selon le degré d'altération iddingsitique. Les cristaux sains ne sont pas modifiés, alors que ceux qui sont altérés, sont cassés par les tensions qui se sont exercées sur la gouttelette formée par cette lave.

Le contact entre ce basalte à grands phénocristaux d'olivine et le basalte (β^2) est toujours flou car les mésostases sont très proches du point de vue minéralogique. Il se traduit cependant par une légère concentration locale d'augites et de feldspaths.

III.2.3. Relations entre le basalte à phénocristaux d'augite (β^1) et celui à grands phénocristaux d'olivine

Les relations entre ces deux basaltes sont du même type que celles décrites entre les basaltes β^1 et β^2 . De ce fait, le basalte à grands phénocristaux d'olivine ne soit être qu'une variation de faciès du terme β^2 .

III.2.4. Conclusions

Les relations de deux basaltes β^1 et β^2 se traduit par l'apparition d'un terme nouveau totalement opacifié qui renferme un minéral nouveau (amphibole ? biotite ?). La présence d'un tel minéral hydroxylé et la vésiculation plus intense des deux laves traduisent l'individualisation de gaz à ce niveau.

III.3. Relations entre les basaltes et les trachyandésites : les émulsions

Dans le cas de la cheminée de la Combe de Saure, les relations entre basaltes et trachyandésites ne sont visibles que dans les laves émulsionnées litées (CS 01, 02, 09 et 10) ou non (CS 04, H 7-G1 et H 7-G2). Ces émulsions sont des roches de couleur noire ou gris foncé, à patine gris clair, dans lesquelles se distinguent les gouttelettes beaucoup plus claires (blanc ou gris clair) des trachyandésites. Aucune auréole réactionnelle n'a été observée autour de ces laves, le basalte étant tout au plus un peu plus vitreux près du contact (0 à 0,05 mm). De ce fait, les gouttelettes trachyandésitiques sont des enclaves congénères du basalte.

III.3.1. La lave des émulsions

L'étude microscopique de la lave des émulsions montre qu'il s'agit d'une lave dont la mésostase est entièrement cristallisée et plus ou moins pigmentée ce qui m'a permis de distinguer au moins trois stades d'évolution.

III.3.1.1. Stade "initial" ou peu évolué

A ce stade, la lave des émulsions ressemble beaucoup au basalte à phénocristaux d'augite β^1 , mais avec cependant de sensibles différences. Outre la pigmentation plus importante de la mésostase, j'ai noté :

- la moindre taille des cristaux d'olivine ;
- la quantité plus importante des cristaux squelettiques d'olivine,

- la concentration des granules de magnétite autour des phénocristaux d'augite.
- la forme allongée de tous les plagioclases dont la taille croît.

Dans la mésostase, peuvent s'individualiser des vacuoles rondes ou peu allongées, remplies de microlites de plagioclase et d'augite verte, à l'exception des granules de magnétite. Les veines feldspathiques ont tendance à s'estomper.

III.3.1.2. Stade intermédiaire

A ce stade d'évolution, la lave dont la mésostase s'est considérablement chargée en granules de magnétite, se caractérise par :

- des phénocristaux d'olivine en forme de coins ou à structure squelettique franche, dont la taille est légèrement inférieure à celle des cristaux de basalte β^1 ;
- de rares phénocristaux d'augite verte disparaissant sous les granules de magnétite. Ces pyroxènes ont pris une forme allongée (0,3 x 1 mm) ;
- des microlites de plagioclase en lattes automorphes, parfois fourchues, très allongées par rapport à ceux du basalte β^1 .

Ce stade d'évolution du basalte β^1 à phénocristaux d'augite, ne peut pas être confondu avec le basalte à phénocristaux d'olivine β^2 de par sa pigmentation nettement plus intense et l'aspect des microlites d'augite.

III.3.1.3. Stade très évolué

A ce stade d'évolution, le basalte β^1 est méconnaissable. Il se caractérise par une mésostase totalement ou presque entièrement opacifiée dans laquelle se distingue parfois quelques cristaux squelettiques d'olivine très iddingsitisée et quelques "grands" microlites de plagioclases dont la taille est supérieure à 1 mm. A la limite, ce stade d'évolution se traduit par une lave très noire dans laquelle ne se distingue aucun cristal.

III.3.2. Le basalte β^2 à phénocristaux d'olivine

Il est difficile de préciser l'évolution de ce basalte dans les émulsions car elle ne s'y rencontre qu'en gouttelettes. Il me semble cependant que cette lave voit se développer dans sa mésostase le nombre et la taille des microlites d'augite et de quelques plagioclases. Il se pourrait que ces faciès se chargent en granules de magnétite et se confondent avec les faciès très évolués du basalte β^1 , mais il se pourrait aussi que les gouttelettes de la lave β^2 subissent un sort identique à celles des trachyandésites.

III.3.3. Les gouttelettes de trachyandésites

III.3.3.1. Taille des gouttelettes

Les gouttelettes de trachyandésite sont remarquablement disposées en lits parallèles dans les laves émulsionnées. En général, chaque lit est formé par la juxtaposition de nombreuses gouttelettes trachyandésitiques de 0,5 à 5 ou 10 mm, séparées par un film basaltique entièrement opacifié.

Quelle que soit la composition des gouttelettes trachyandésitiques, celles-ci sont toujours arrondies. Toutes à l'exception de celle à orthopyroxène, sont cupulées. Cette attaque mécanique peut parfois donner des formes polygonales à faces concaves.

III.3.3.2. Modifications enregistrées par ces trachyandésites

Quelle que soit leur taille, les gouttelettes trachyandésitiques voient leur mésostase subir une cristallisation en mosaïque des feldspathes. La plupart du temps, cette transformation se fait sous la forme de bouffées diffuses qui s'accompagnent d'une micropigmentation magnétique très souvent oxydée.

Dans les passées grossières où le litage n'est pas encore marqué (H7-G1 et H7-G2), toutes les gouttelettes trachyandésitiques subissent une cristallisation centripète d'augites vertes en microcristaux peu pléochroïques. Chaque gouttelette au contact des laves basaltiques se charge en clinopyroxènes.

Dans les passées bien litées (CS 01, 02, 03, 09 et 10), les cristaux des gouttelettes (phénocristaux et microlites) ont tendance à se disposer parallèlement au litage. Dans les passées les plus fines, ces gouttelettes subissent un véritable rabotage et se présentent alors sous la forme de copeaux très allongés (4 x 1 mm à 2 x 0,5 mm), très cupulés, séparés par une lave vitreuse très opacifiée, d'origine basaltique probable, dans laquelle subsistent des plagioclases cassés et cupulés.

III.3.4. Evolution des émulsions

III.3.4.1. Stade pétrographique ultime observé

L'évolution ultime de ces émulsions est représentée par le "basalte" sombre et subaphyrique CS 04. L'examen microscopique montre que cette roche est formée par une mésostase très pigmentée dans laquelle se distinguent :

- des cristaux d'olivine essentiellement et de rares augites. Ces cristaux de petite taille (0,1 à 0,5 mm) sont toujours entourés d'une couronne de granules de magnétite ;
- de très nombreux fantômes de ferromagnésiens qui ont été résorbés en granules de magnétite ;
- de plagioclases cassés et cupulés, issus probablement des phénocristaux des trachyandésites ;
- de microlites feldspathiques très fins (0,05 x 0,5 mm), non maclés, disposés en lits plus ou moins parallèles.

III.4.3.2. Evolution du litage

Le stade initial est formé par une lave basaltique hétérogène à gros globules trachyandésitiques de granulométrie quelconque. Le type pourrait en être l'échantillon CS 10 (prélevé en place) ou les échantillons H7-G1 et H7-G2 (récoltés dans un dépôt morainique de l'amphithéâtre drainé par le ruisseau des Cros et ses affluents).

L'échantillon CS 10 a été prélevé dans un "banc" de 20 à 30 cm de puissance. Les gouttelettes trachyandésitiques y sont disposées parallèlement aux limites de ce banc dont le pendage a été mesuré 10 ° NE.

En plusieurs endroits, notamment dans la partie Sud de la cheminée, de tels bancs ont pu être observés. Néanmoins, l'échantillon CS 10 semble bien représenter ce stade initial.

Le stade suivant est constitué par un basalte sombre, hétérogène et régulièrement lité. La granulométrie moyenne est nettement inférieure à celle du stade précédent. La lave beaucoup plus massive ne se débite pas en bancs, mais forme des blocs métriques très tenaces. Les échantillons caractéristiques de ce stade sont : CS 01 et CS 02. Les gouttelettes de trachyandésites

y ont une allure générale arrondie bien qu'elles soient déjà nettement cupulées.

Ce stade intermédiaire se caractérise par des lits centimétriques dont les éléments constitutifs (gouttelettes trachyandésitiques, nodule de péridotite, xénolites, minéraux issus de ces deux derniers termes) ont été très bien calibrés.

L'échantillon CS 03 représente le stade suivant. La granulométrie des lits encore bien marqués, est assez fine. L'examen microscopique montre que les gouttelettes trachyandésitiques se présentent sous la forme de copeaux allongés, obtenus par cupulations successives à l'intérieur d'un lit dont l'épaisseur est égale ou inférieure à celle du copeau. Ce rabotage semble se produire quand deux lits contigus ont des viscosités et/ou des vitesses de déplacement différentes.

Le stade final représenté par l'échantillon CS 04 se caractérise par l'absence de litage. Ce produit se dispose de façon nébuleuse dans l'ensemble basaltique de la cheminée. Il semble que ce produit, après avoir assimilé des gouttelettes de trachyandésites, se comporte de façon analogue à celle des basaltes.

III.3.5. Conclusions

Les gouttelettes de trachyandésites introduisent des discontinuités mécaniques à l'intérieur de la masse basaltique. Cela se traduit par :

- l'apparition d'un litage et d'un calibrage de ces gouttelettes liée aux filets d'écoulement de la basanite ;
- la pigmentation de plus en plus forte du basalte.

III.4. Relations entre le basalte des émulsions et les xénolites

III.4.1. Relations entre basalte et nodule de péridotite

Les relations du nodule de péridotite avec le basalte des émulsions sont du type classique : le nodule se désagrège en cristaux isolés comme dans une basanite classique. Les cristaux doivent subir le même phénomène que ceux des trachyandésites qui sont entièrement résorbés et remplacés par des granules de magnétite.

III.4.2. Relations entre basalte et enclaves feldspathiques

Les enclaves feldspathiques ont un comportement proche de celui des gouttelettes trachyandésitiques des émulsions grossières : il apparaît au contact du basalte β^1 une auréole externe d'augites vertes peu pléochroïques. Cette cristallisation pyroxénique se développe de façon centripète (auréole réactionnelle classique).

Ces enclaves feldspathiques semblent mieux résister au rabotage magmatique puisque j'en ai observé un fragment dans l'échantillon CS 04, terme ultime des émulsions.

III.5. Remarque

L'affrontement du basalte à phénocristaux d'augite (β^1) avec soit l'autre basalte (β^2), soit une lave trachyandésitique en gouttelette conduit au même résultat : la mésostase de ce basalte (β^1) se pigmente de plus en plus, avec corrélativement disparition des phénocristaux d'augite. A la limite, dans les deux cas, le basalte est entièrement opacifié (cf. CS 07 et CS 04).

	AUZOLLES-HAUT (J.P. Milési, 1976)	COMBE DE SAURE
A. Caractéristiques des gisements		
1. Situation géographique	Vallée du Lagnon, près d'Auzolles-Haut Falaise en rive gauche du Lagnon	Planèze de Cézens Falaise de la bordure occidentale
2. Position stratigraphique	Brèches trachyandésitiques zonées recoupées par un dyke basaltique	Basaltes planéziens
3. Gisement		
3.1. Type d'appareil	Appareil "effusif" surbaissé à coeur formé d'empilements laviques, passant à des conglomérats stratifiés (écoulements pyroclastiques)	Cheminée lavique à évolution latérale inconnue
3.2. Pétrographie		
3.2.1. Nature et agencement	Coulées trachyandésitiques et basaltiques passant à des conglomérats trachyandésitiques	Globules de trachyandésites dans les basaltes
3.2.2. Proportions relatives trachyandésite/basalte	Trachyandésites largement majoritaires	Basaltes largement majoritaires
B. Pétrographie		
1. Trachyandésites s.l.	Tous les trachyandésites, à l'exception des ordanchites	Tous les trachyandésites, à l'exception des ordanchites Les ferromagnésiens sont toujours résorbés sauf ceux des trachyandésites à orthopyroxène. Orthopyroxène exceptionnel
2. Basaltes		
2.1. Nature	Basalte ankaramitique	Basaltes ankaramitiques
2.2. Structure	Limburgitique à microdoléritique (parfois doléritique)	Essentiellement microdoléritique
2.3. Cristallisation	Irrégulière - Bouffées feldspathiques diffuses	Irrégulière - Veines feldspathiques
2.4. Vacuoles	Sphériques - Vides ou partiellement remplies de feldspaths	Sphériques - Remplies de feldspaths
2.5. Vésicules particulières	A pegmatitoïdes ou cumulats	Développement de structure de type pegmatitoïde près des vésicules vides
C. Evolution des systèmes		
1. Stade initial (0)	Lave massive, fluide, hétérogène à gouttelettes trachyandésitiques jointives (0,5 à 50 cm)	Lave massive, fluide, hétérogène à gouttelettes trachyandésitiques non jointives (0,05 à 10 cm)
2. Stade intermédiaire (1)	Matérialisation des filets d'écoulement par apparition de la vésiculation en traînées de bulles	Matérialisation des filets d'écoulement par calibrage des gouttelettes de trachyandésite
3. Stade intermédiaire (2)	Allongement des gouttelettes dont les minéraux se disposent parallèlement aux bordures des gouttelettes	Cupulation des gouttelettes donnant des copeaux dont les minéraux se disposent parallèlement aux bordures
4. Stade final (4)	Conglomérat - Pulvérisation des parties fines par disparition de la vésiculation - Individualisation puis pulvérisation des blocs	Lave fluide donnant une coulée (?) - Disparition mécanique des copeaux par cupulation

Tableau 11 : Comparaisons entre les gisements d'Auzolles-Haut et de la Combe de Saure.

IV. COMPARAISON AVEC UN EXEMPLE CONNU : L'APPAREIL D'AUZOLLES

En 1976, A. de Goër de Herve et J.P. Milési ont étudié en détail la falaise d'Auzolles. Ce travail préliminaire a été complété par l'analyse pétrographique de J.P. Milési (1976).

L'appareil d'Auzolles et la cheminée de la Combe de Saure présentent des analogies mais aussi des différences transcrites dans le tableau

A la vue de ce tableau, il apparaît que l'appareil d'Auzolles et la cheminée de la Combe de Saure, systèmes émulsionnés trachyandésites-basanites, montrent des mécanismes évolutifs comparables qui aboutissent à des produits différents du fait des proportions initiales différentes pour chacun des mélanges. Dans le cas d'Auzolles où les trachyandésites sont largement majoritaires, il y a formation de "conglomérats" (ou agglomérats) trachyandésitiques avec disparition des termes basaltiques. Dans le cas de la cheminée de la Combe de Saure où les basanites sont prédominantes (90 % du volume total), il y a disparition de tous les termes trachyandésitiques et formation d'une lave complexe (CS 04, dernier terme observé) qui doit pouvoir donner une coulée. Cette coulée n'a pas été observée (plus d'affleurement) mais la pente régulière de l'amphithéâtre drainé par le ruisseau des Cros est compatible avec la possibilité de présence d'une coulée issue de la cheminée de la Combe de Saure.

V. GEOCHIMIE DES LAVES

Six analyses chimiques ont été faites sur les différents termes pétrographiques de cet ensemble. Deux portent sur les basaltes β^1 et β^2 , quatre sur les émulsions (cf : annexe).

V.1. Les basaltes

	1	CS 05	CS 06	2
SiO ₂	47,15	47,15	44,90	43,94
Al ₂ O ₃	14,19	13,90	13,95	14,09
FeO*	11,53	9,63	10,63	10,31
MnO	0,16	0,16	0,19	0,17
MgO	9,46	9,80	12,70	10,41
CaO	9,60	9,50	9,00	10,13
Na ₂ O	3,06	3,30	2,70	2,50
K ₂ O	0,99	1,50	0,50	1,00
TiO ₂	1,96	2,70	2,70	2,50
P ₂ O ₅	0,47	nd	nd	0,67
H ₂ O	0,57	0,00	0,38	1,66
S.I.	37,26	39,36	46,92	42,27
D.I.	31,23	33,68	25,36	26,29
FeO*/MgO	1,22	0,98	0,84	0,99

Tableau : 12 Comparaison entre les basaltes de la Combe de Saure et les basaltes supra-cantaliens.

Légende du tableau 12 :

1	Basalte mésocrate supra cantalien
CS 05 β^1	Basalte à phénocristaux d'augite et d'olivine
CS 06 β^2	Basalte à phénocristaux d'olivine
2	Basalte mélanocrate supra-cantalien

Les basaltes β^1 et β^2 de la Combe de Saure sont respectivement proches des termes mésocrates et mélanocrates classiquement rencontrés sur les planèzes, à quelques minimes différences près :

- le basalte β^1 , relativement potassique, est moins ferrifère que les basaltes mésocrates planéziens, ce qui est probablement dû à un surdosage de cet élément dans les basaltes de la Planèze de Saint-Flour (cf. chapitre VI). La teneur en fer des basaltes des planèzes du secteur étudié ($10,42 \pm 0,13$), est très proche de celle du basalte β^1 .

- le basalte β^2 est plus magnésien mais moins potassique que les basaltes mélanocrates du secteur étudié.

V.2. Les émulsions

	1	H7 G1	CS 10	CS 03	CS 04	2
SiO ₂	43,94	45,10	49,30	52,90	52,40	50,08
Al ₂ O ₃	14,09	14,50	17,60	17,60	18,50	16,45
FeO*	10,31	10,80	10,81	9,01	8,83	9,30
MnO	0,17	0,18	0,19	0,20	0,19	0,17
MgO	10,41	10,40	7,20	5,80	5,50	5,12
CaO	10,13	10,00	5,90	6,50	6,50	8,45
Na ₂ O	2,50	3,60	2,30	2,90	2,90	3,85
K ₂ O	1,00	0,60	1,55	1,95	2,10	1,93
TiO ₂	2,50	3,40	3,10	2,50	2,50	2,08
P ₂ O ₅	0,67	nd	nd	nd	nd	0,55
H ₂ O+	1,66	0,70	0,15	0,00	0,00	0,92
S.I.	42,27	39,86	32,17	28,77	27,89	24,71
D.I.	26,29	29,15	33,54	41,38	41,28	43,97
FeO*/MgO	0,99	1,04	1,50	1,55	1,61	1,82

Tableau 13: Comparaison entre les émulsions de la Combe de Saure, les basaltes mélanocrates supra-cantaliens et les leucocrates néo-cantaliens

1	Basaltes mélanocrates supra-planéziens
H7 G1	Emulsion grossière à très large dominante basaltique-stade initial
CS 10	Emulsion grossière } termes intermédiaires
CS 03	Emulsion fine
CS 04	Lave noire - terme final
2	Leucobasaltes néo-cantaliens

Entre les échantillons H7 G1 et CS 04, il se produit régulièrement une augmentation des teneurs en silice, en alumine et en potassium et une diminution des teneurs en éléments fémiques (Fe, Mg, Ca, Ti). Ceci se traduit par une évolution régulière des différents indices de différenciation (S.I., D.I. et FeO*/MgO).

L'échantillon H7 G1 montre des teneurs comparables à celle des basaltes mélanocrates planéziens. Si sa faible teneur en potassium est proche de celle du basalte β^2 (cf. CS 06), sa teneur en sodium est plus proche de celle

d'une basanite (3,50 %). La quantité d'enclaves trachyandésitiques devrait être très faible dans cet échantillon vu sa faible teneur en potassium.

L'échantillon CS 04 que je considère comme stade final d'évolution, présente une analyse chimique comparable à celle des leucobasaltes néo-cantaliens, les différents indices (S.I., D.I., FeO^*/MgO) donnant des valeurs très légèrement inférieures à celles de la moyenne de référence.

V.3. Conclusions

La cheminée de la Combe de Saure est formée par plusieurs termes pétrographiques différents dont la composition chimique globale peut être comparée à celle de quelques laves cantaliennes, à savoir :

- les basaltes mélanocrates supra-cantaliens pour le basalte β^2 ,
- les basaltes mésocrates supra-cantaliens pour le basalte β^1 ,
- les leucobasaltes néo-cantaliens pour le stade ultime atteint par les émulsions basaltes-trachyandésites.

L'obtention d'une lave homogénéisée à composition chimique globale de leucobasalte par assimilation de roches en voie de différenciation, permet d'imaginer que certaines roches dites "intermédiaires" peuvent provenir d'une hybridation partielle acide-basique.

VI. CONCLUSION A L'ETUDE DE CE MELANGE DE LAVE

La cheminée de la Combe de Saure affleure à la surface de la planèze de Cézens ce qui permet de la placer à la fin du cycle basaltique supra-cantalien assez généralement daté entre 4 et 6 M.a.

J.C. Baubron et J. Demange (1977) considère que : "une fois l'effondrement de la caldeira ($7,15 \pm 0,15$ M.a), les émissions sont plus discrètes et 1,5 M.a. après, le volcan peut être considéré comme éteint", soit vers 5,5 M.a., la dernière tranche d'âge (6,8 à 5,5 M.a) étant représenté par les émissions basaltiques planéziennes.

Aucune auréole réactionnelle n'étant observée autour des gouttelettes trachyandésitiques, ces enclaves ne peuvent être considérées que comme congénères du basalte-hôte et ceci entraîne de très nombreuses questions. Quelle est la signification de leur présence dans un basalte alors que l'ensemble de strato-volcan cantalien est considéré comme éteint ? Pourquoi et comment de telles poches de différenciation se sont-elles recréées dans le centre du massif là où il y en avait déjà eu ? Comment, dans ces poches de faible volume probable, la différenciation d'un magma peut-elle donner les mêmes produits que ceux élaborés dans l'immense réservoir cantalien ?

L'assimilation de laves en cours de différenciation (ici trachyandésites et/ou latites) peut modifier très sensiblement la composition chimique d'un basalte alcalin primaire faisant irruption dans ce réservoir, pour donner naissance à une nouvelle lave à chimisme global de leucobasalte (K-hawaïite selon la classification de R. Maury, 1976). Ce phénomène pourrait expliquer pourquoi, au cours de l'épisode trachyandésitique néo-cantalien, aucune lave basaltique sensu stricto ne se rencontre dans le centre du massif. Par contre, nombreux sont les leucobasaltes à faciès soit basaltique, soit trachyandésitique.

Une différence importante est à noter entre cette lave à chimisme global de leucobasalte, obtenue par mélange de laves différentes, affleurant en surface de planèze, et les leucobasaltes néo-cantaliens. Dans le premier cas, aucun cristal n'est conservé, alors que les leucobasaltes néo-cantaliens sont des laves microlitiques porphyriques. Il n'est pas impossible que ces derniers soient issus d'une hybridation magmatique, effectuée en profondeur, ce qui aurait pour effet

le maintien ou une augmentation de la pression interne et la conservation de certains cristaux. Les plagioclases des leucobasaltes ont la particularité de renfermer des gouttelettes de verre et des inclusions très fines (dust inclusions) disposées de façon concentrique, plus ou moins parallèlement à leurs bordures. De plus, ces plagioclases ont une composition telle (An 50-57) qu'ils se rapprochent plus de ceux des trachyandésites (An 45-55) que ceux des basaltes (An 55-63), leurs inclusions sont identiques à celles des plagioclases des trachyandésites.

L'origine des leucobasaltes néo-cantaliens par hybridation magmatique basique-acide, pourrait être attestée par l'observation quasi-constante d'une grande quantité de granules de magnétite dans leur mésostase.

L'étude comparative des gisements de la Combe de Saure et d'Auzolles-Haut, montre que les proportions initiales trachyandésites-basaltes conditionnent non seulement la nature mais aussi la structure du produit final : lave à la Combe de Saure, écoulement pyroclastique à Auzolles-Haut.

C. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Suite à l'intrusion d'un magma basaltique primaire (à nodules de péridotites) dans une chambre en cours de différenciation (ou différenciée), des laves hétérogènes peuvent parvenir à la surface. Deux cas peuvent se présenter :

- dans l'un, les roches de la chambre de différenciation sont déjà relativement froides (présence de roches grenues de même nature que les laves différenciées cantaliennes). Le mélange acide-basique ne se fait pas ou mal. C'est le cas à Sanissage et aux Gardes. Il y a cristallisation d'amphiboles de nature pargasitique dans le basalte au voisinage des enclaves. Les différents termes pétrographiques se comportent comme des termes immiscibles.

- dans l'autre, les roches de la chambre de différenciation sont encore "chaudes" (pas de roches grenues de même nature que les laves différenciées). Le mélange acide-basique peut se produire pour donner naissance à une lave hybride à composition chimique globale de leucobasalte (Combe de Saure).

L'étude de ces deux mélanges de laves, l'un raté (Sanissage), l'autre réussi (Combe de Saure) mais complémentaires pour la compréhension des phénomènes, permet de :

- formuler une hypothèse génétique par hybridation magmatique, à partir de laves banales et bien connues, pour l'ensemble des laves décrites ici sous le nom de leucobasaltes (cf. chapitre VII) ;

- montre qu'une certaine activité basaltique a pu se produire au cours de l'épisode néo-cantalien trachyandésitique, dans la zone centrale du Cantal où l'on rencontre soit les leucobasaltes (issus d'un mélange réussi), soit des basaltes primaires (mélange raté).

- montre que, pour un ensemble de phénomènes donnés, les résultats ou plutôt la nature de "produit fini" est le reflet des proportions initiales du mélange.

LEGENDE DES ILLUSTRATIONS PHOTOGRAPHIQUES



Les échelles portées sont exprimées en millimètres sauf indication contraire.

MELANGE DE SANISSAGE

- 1 - LN Ech. SG 22 - Gouttelettes de trachyandésites ($\tau\alpha$) dans le basalte à amphibole. A noter l'olivine (Ol) à structure squelettique et la bordure vitreuse du basalte autour des enclaves. L'auréole autour de la gouttelette centrale n'est pas une frange de diffusion mais une zone à magnétite altérée.
- 2 - LN Ech. SG 22 - Gouttelettes cupulées et festonnées dans le basalte à amphibole. A noter la présence de calcite (Ca) en bordure d'une des gouttelettes.
- 3 - LN Ech. SG 14 - Gouttelette à bordures festonnées (scalloped margins) de trachyandésites à hornblende (Hb) blindée dans le basalte à amphibole.
- 4 - LN Ech. SG 22 - Basalte à amphibole renfermant une gouttelette de trachyandésite ($\tau\alpha$), un fragment de socle (γ) et un cumulat amphibolique (Hb).
- 5 - LN Ech. SG 24 - Injection du basalte à amphibole dans un cumulat amphibolique. A noter la différence de cristallinité du basalte (\star) et le remplissage des vacuoles par des oxydes de fer (Ox) et de la calcite (Ca).
- 6 - LPA Ech. SG 11 - Apparition et développement de la structure microdoléritique autour d'un fragment de socle. Le phénomène s'accroît lorsque le basalte s'injecte dans l'enclave.

MELANGE DE LA COMBE DE SAURE

Photo p. 166 : Basalte lité à l'aplomb du P.C. 1531 - L'érosion différentielle a mis en relief les différences granulométriques de chaque lit.

- 7 - LN Stade initial - Ech. H 76 1 - enclave de trachyandésite ($\tau\alpha$) dans une émulsion grossière où se reconnaissent encore des gouttes de basaltes (β^1) séparées par un basalte opacifié et déjà transformé.
 - 8 - LN Emulsion litée à granulométrie grossière (*) - Ech CS 01 - Calibrage des enclaves : trachyandésites ($\tau\alpha$) et un nodule de péridotite (Np).
 - 9 - LN Emulsion litée à granulométrie moyenne (*) - Ech CS 02 - Rabotage par cupulation des enclaves.
 - 10 - LN Emulsion litée à granulométrie fine (*) - Ech CS 03 - Aplatissement des enclaves.
 - 11 - LN Stade final (*) - Ech 04 - Disparition du litage. Opacification de la lave dans laquelle subsistent quelques cristaux cassés.
- (*) Le litage est marqué par des flèches  . Noter l'opacification de la lave entre les différents stades.
- 12 - LN Ech CS 08 - Contact onduleux entre le basalte à phénocristaux d'augite (β^1) et celui à phénocristaux d'olivine (β^2).

PEGMATITOÏDES DU PUY DE NEIREBROUSSE

13 - LN
 14 - LPA Contact entre la basanite (β) et la pegmatitoïde (Peg). La pegmatitoïde se partage en deux veines d'inégale puissance mais tout aussi vésiculées (Ve)
 A noter les différences de structure et de taille des minéraux Titano-augite (Cpx), Olivine (Ol) et Titano-magnétite (Mt).

15 - LN Zone de contact basanite-pegmatitoïde.

16 - LPA
 1 : zone de peau à olivine (Ol), titano-augite (Cpx), labrador (Pl) et titano-magnétite (Mt).
 2 : zone colonnaire à "dendrites" de labrador (Pl)
 3 : zone équiaxe à grain fin composé de feldspath alcalin, néphéline, sodalite, analcime, mica, rhönite (Fd).
 Ve : vésicule.

A noter les variations rapides de la taille des minéraux rendant impossible tout comptage de points.

17 - LN Pegmatitoïde à grain fin (zone équiaxe à gros grain et grain fin). Structure en peigne : manche d'olivine (Ol) (un seul cristal) et dents de titano-magnétite ou ilménite (Il). Apatite (Ap) en fuseau. Syncristallisation de labrador (Pl) et de titano-augite (Cpx). Titano-magnétites octaédriques (Mt).

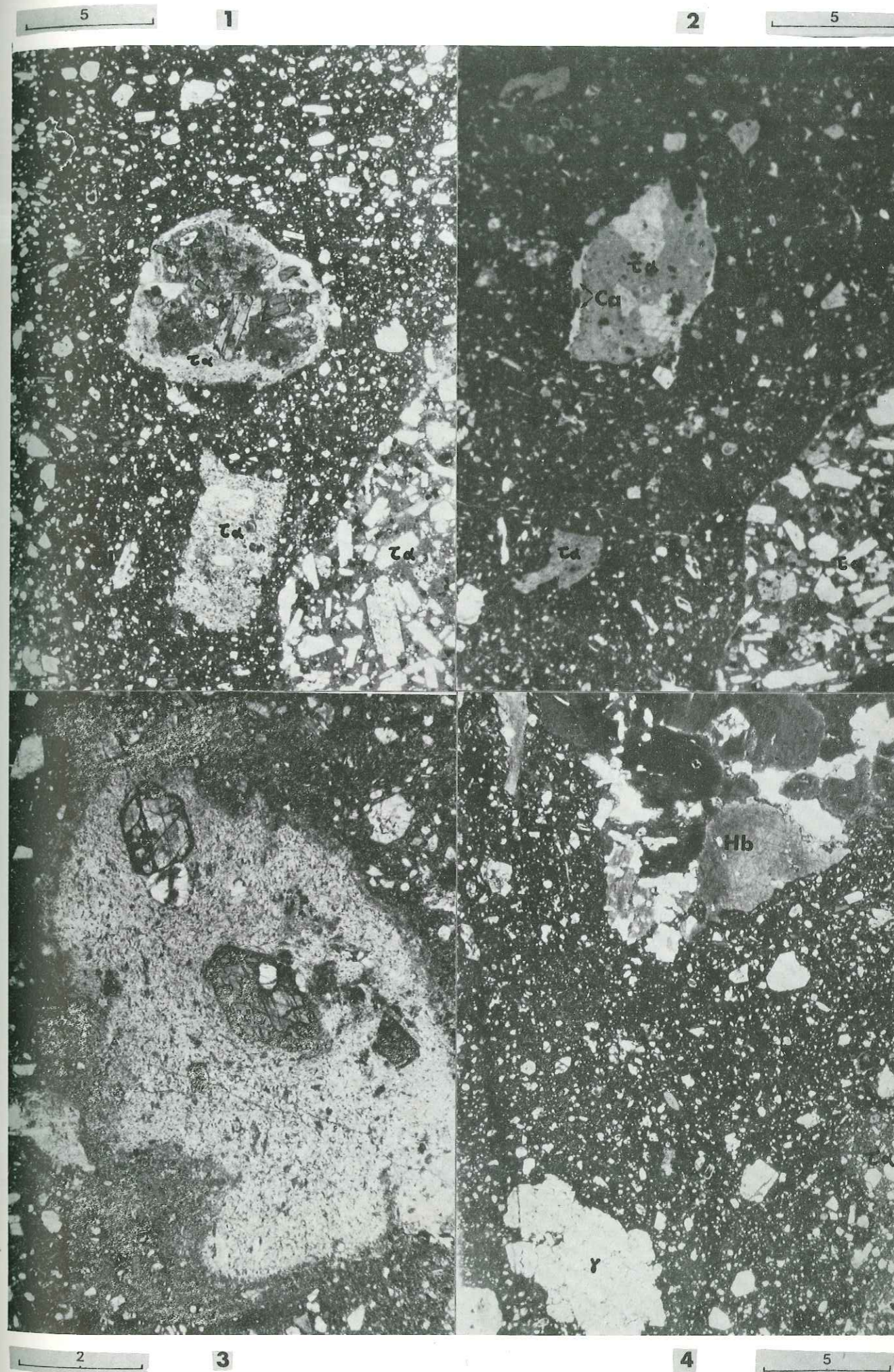
18 - LN Syncristallisation labrador (Pl) et titano-augite (Cpx). A noter la "macle" en sablier visible en LN.

19 - LPA Pegmatitoïde à grain moyen (zone équiaxe à gros grain et grain fin). Corrosion de tous les phénocristaux : labrador (Pl), titano-augite (Cpx), Olivine (Ol) par le jus alcalin (Fd). A noter la différence de taille et d'habitus de l'olivine de cette photo avec celle de la photo 17 qui a subi un effet de trempe.

20 - Structure d'un fragment de barre en alliage cuivre-nickel-silicium (3 %).

- 1 - Zone de peau : quasi inexistante - invisible sur la photo
- 2 - zone colonnaire : dendrites perpendiculaires au moule
- 3 - zone équiaxe à gros grains : dendrites libres globulaires
- 4 - zone équiaxe à grain fin.

(photo : laboratoire SNR - Annecy).

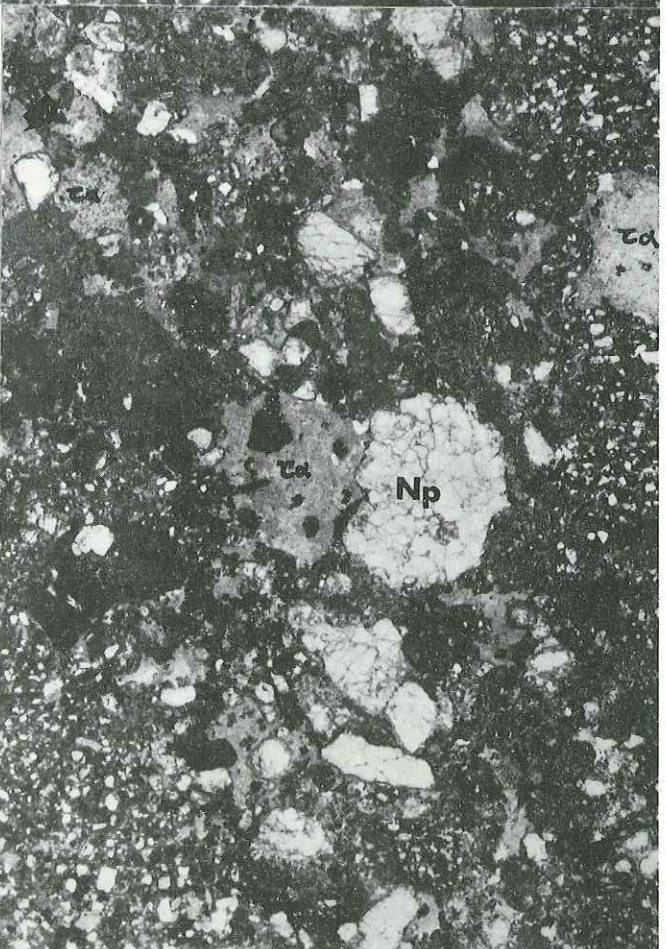
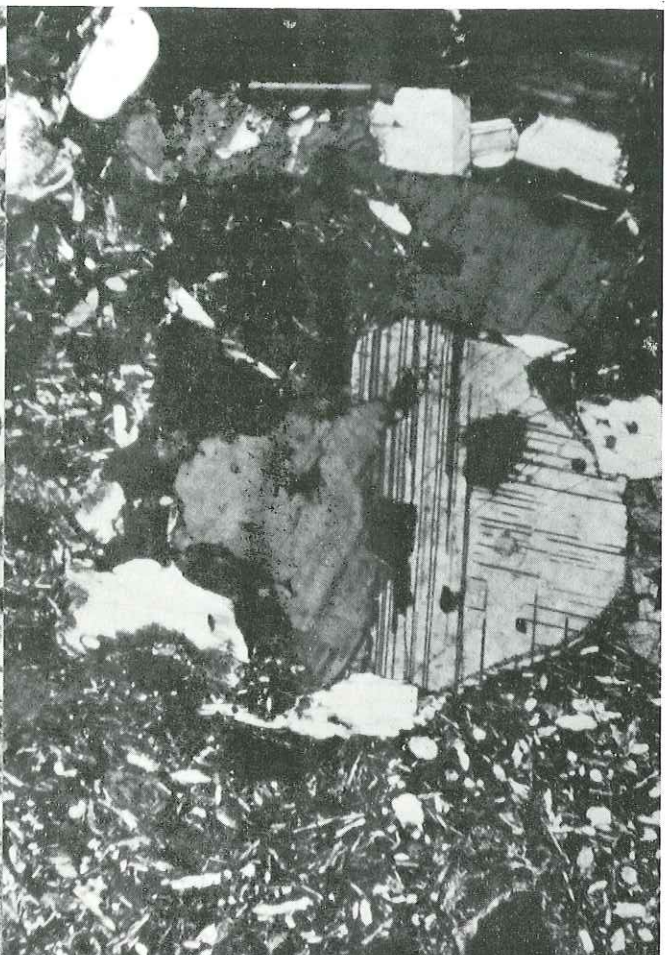


1

5

6

2

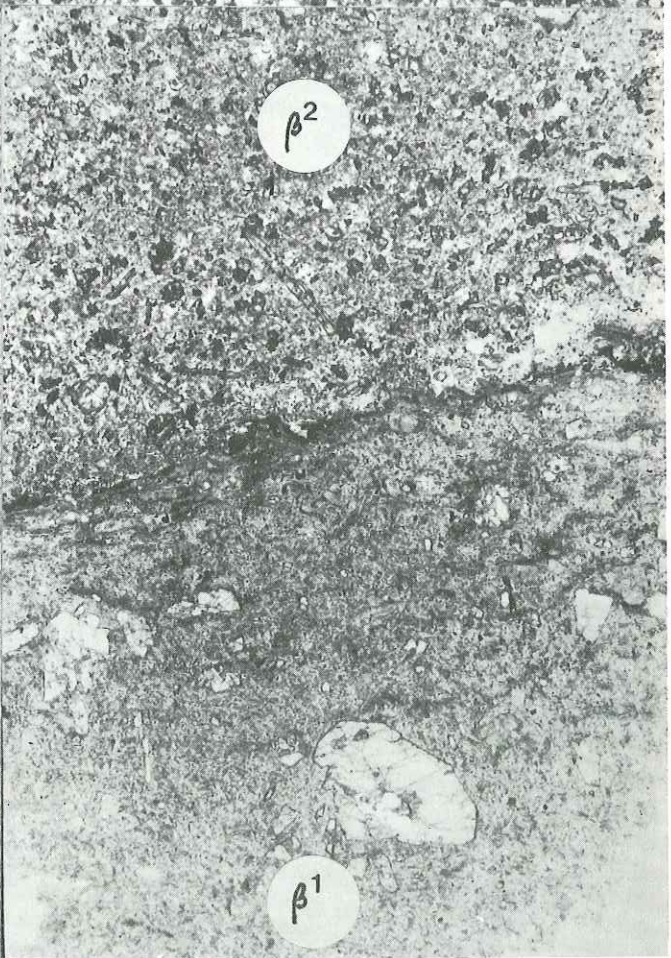
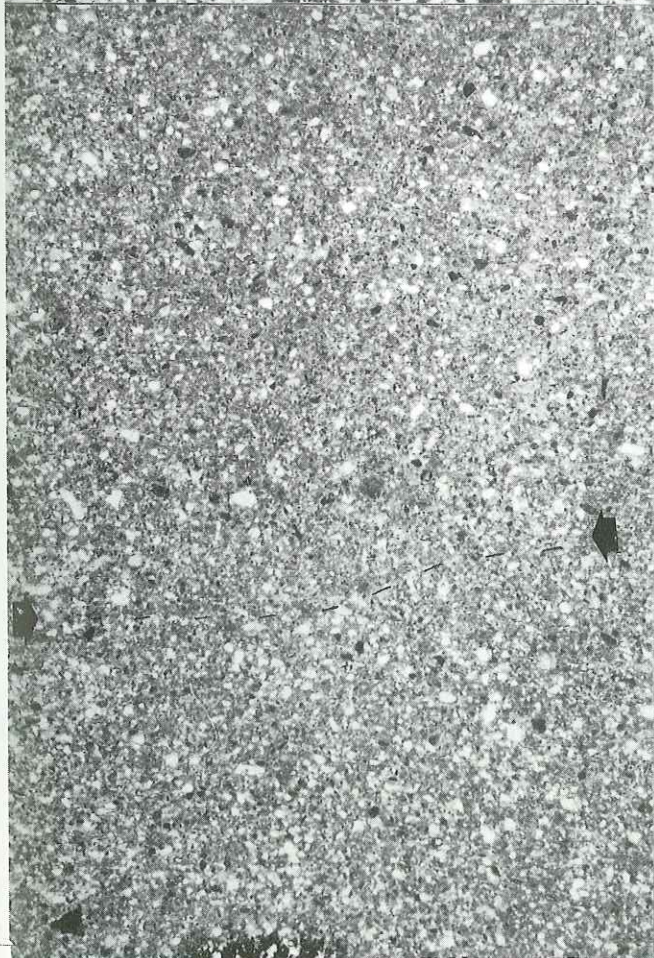
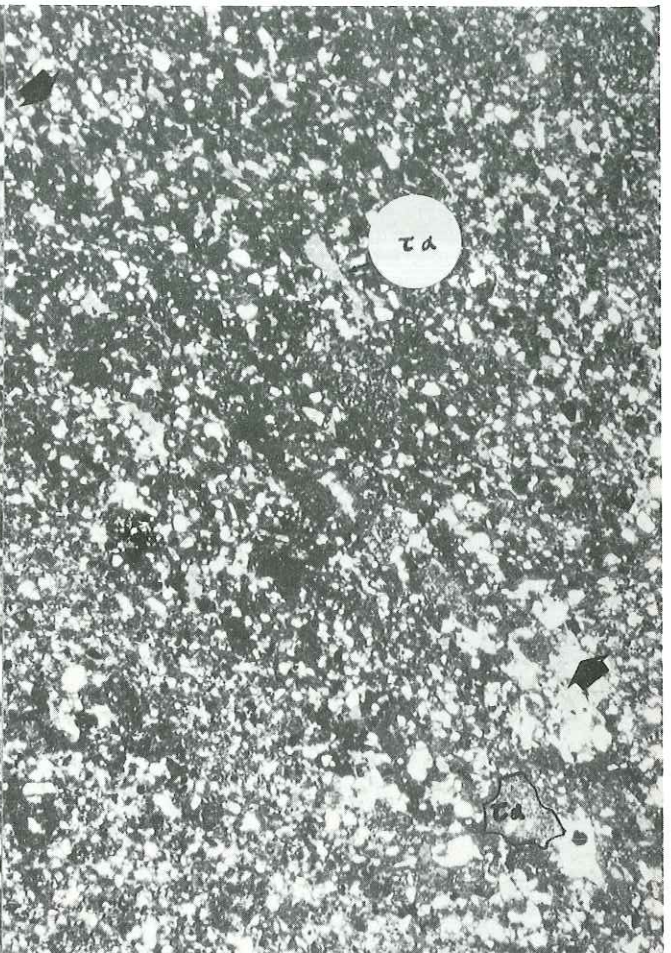


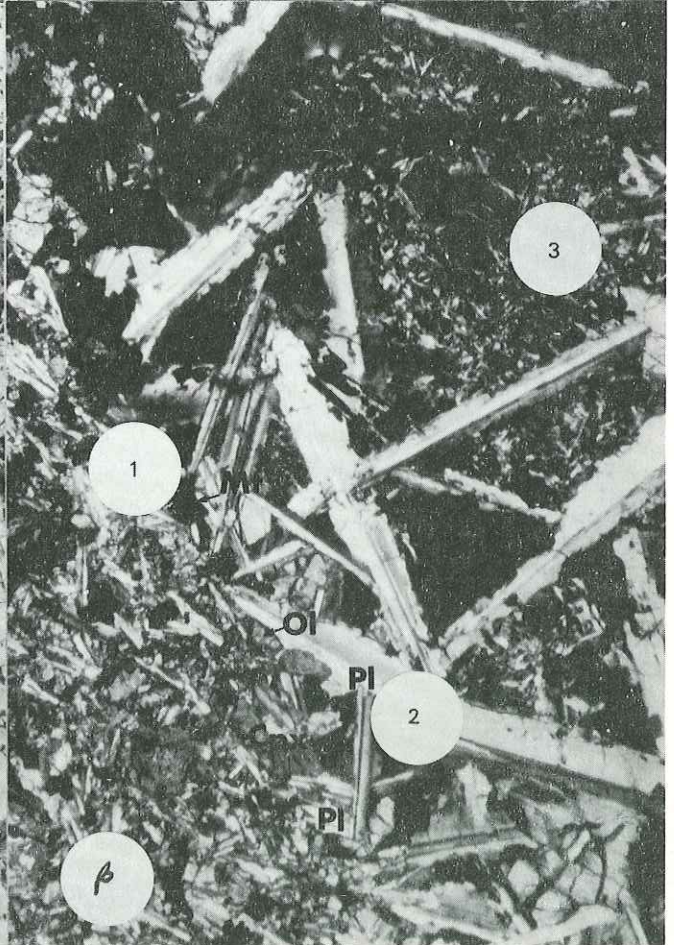
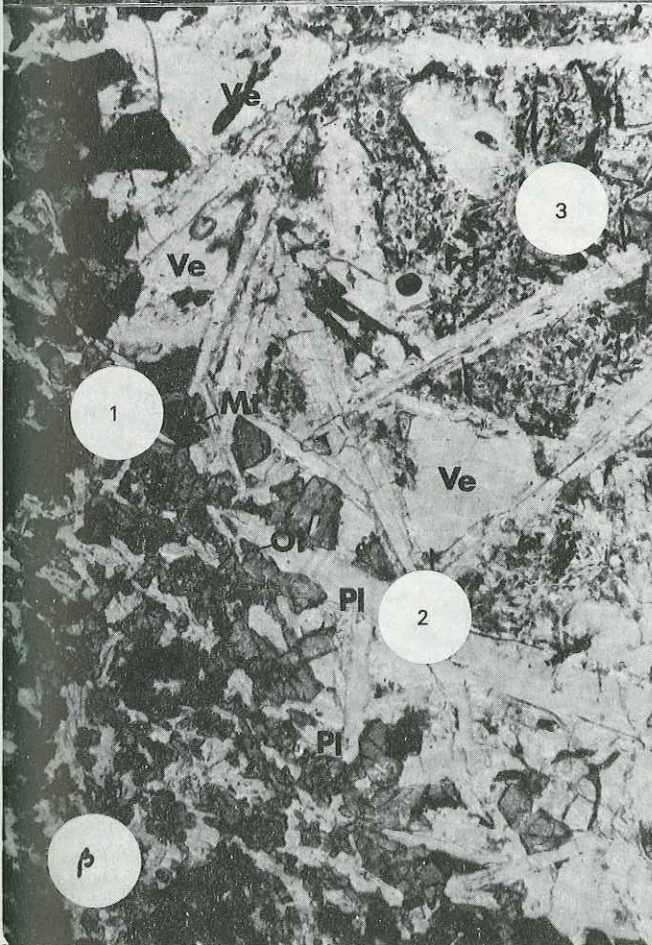
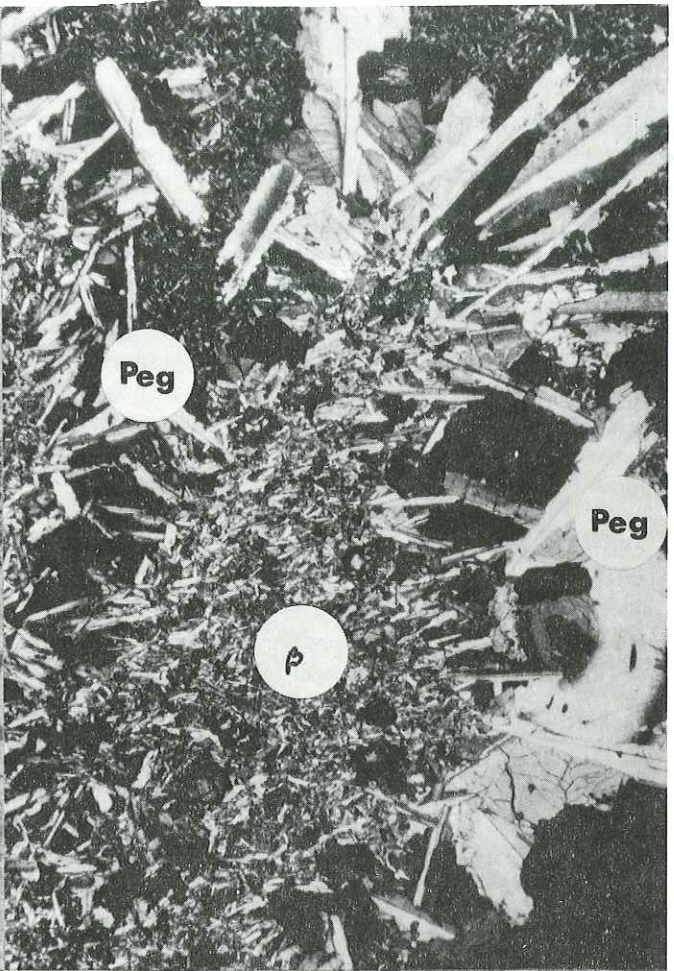
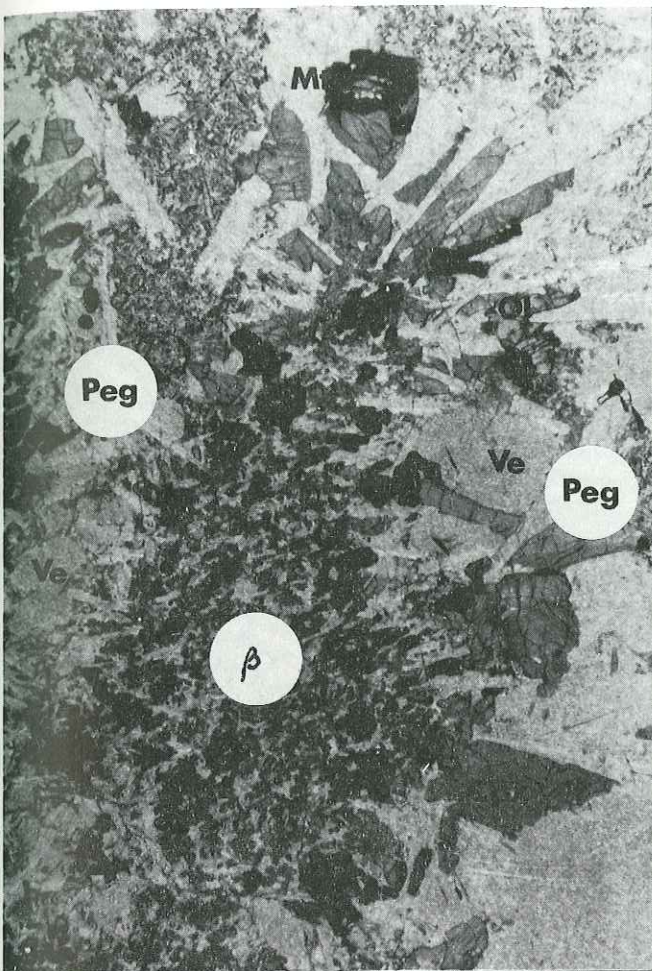
5

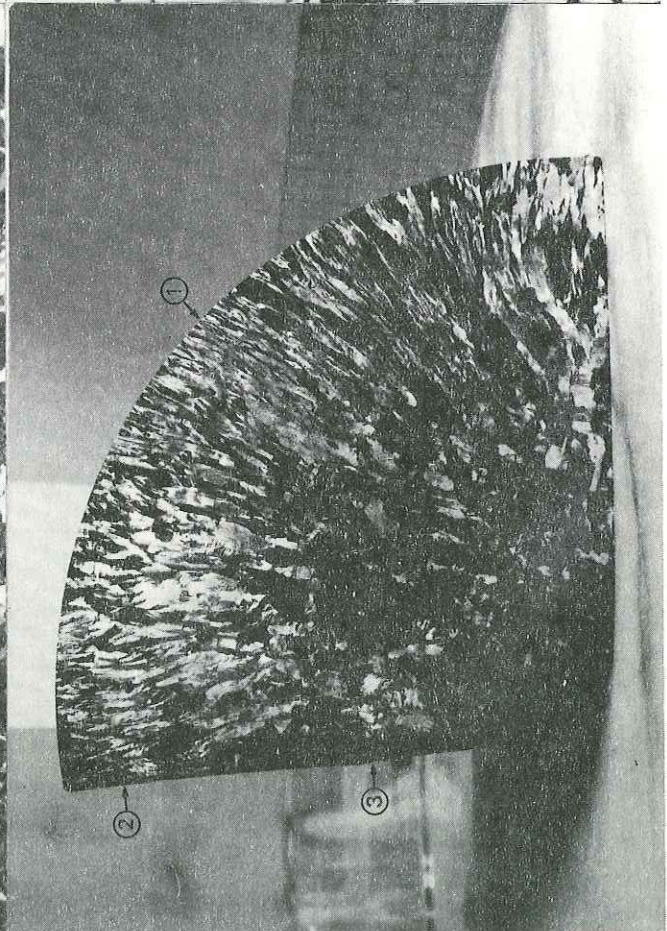
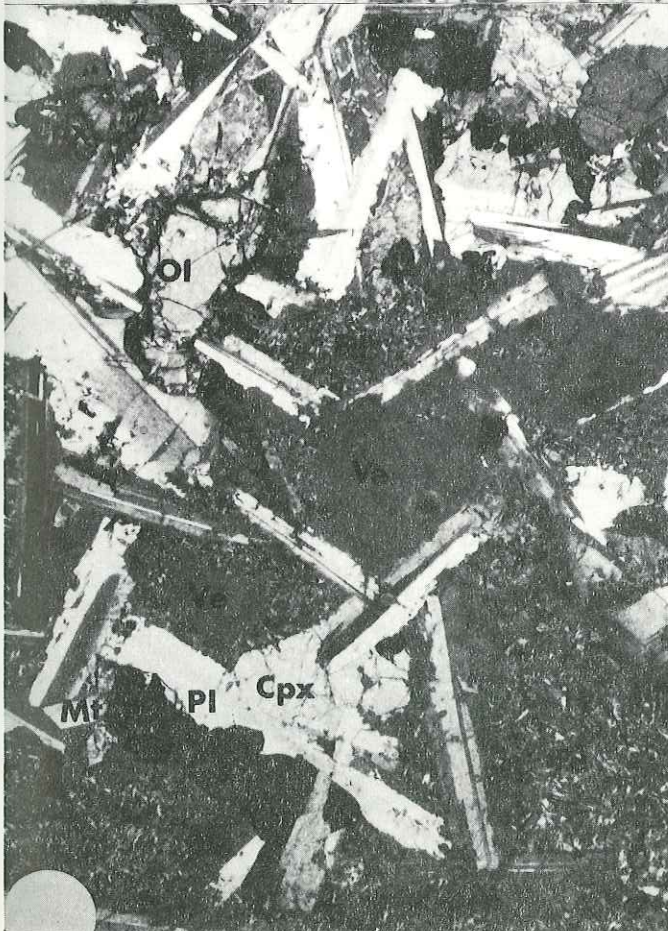
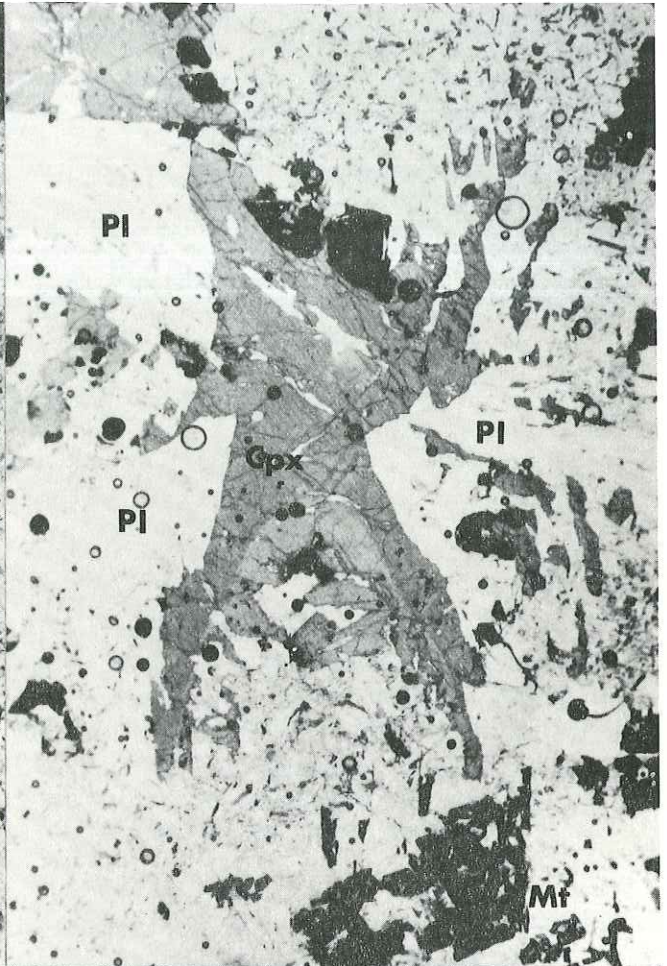
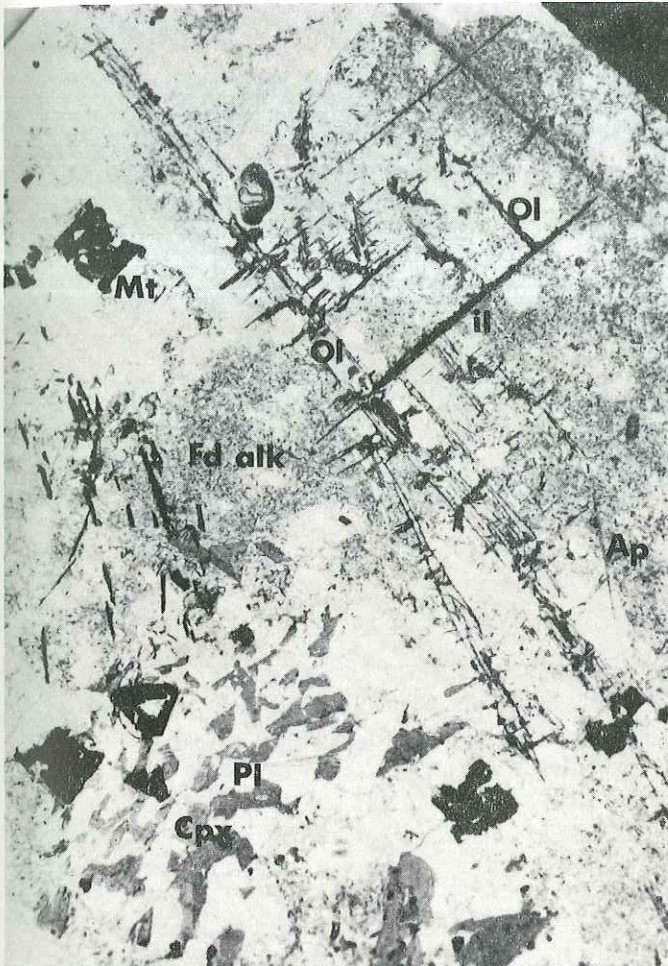
7

8

5







CHAPITRE VI

LES PEGMATITOÏDES DU PUY DE NEIREBROUSSE

Dominant d'une trentaine de mètres le hameau de Neirebrousse (*Neirebrousse*) le puy du même nom se situe 1,5 km à l'Ouest de Cézens. Il forme une colline elliptique de 500 et 325 m. Sur son flanc Nord a été ouverte une carrière à des fins de travaux publics. L'exploitation touchait à sa fin en juillet 80, suite à la disparition totale du puy. Les observations consignées dans ce texte datent de 1977 alors que la carrière n'avait pas encore atteint la moitié du puy.

Cartographié comme intrusion ankaramitique sur la carte 1/50 000 de Vic-sur-Cère (1975), ce puy perce une coulée basaltique à nodules de péridotite. A première vue, rien ne distingue cette masse lavique d'une autre si ce n'est son débit inhabituel produisant des gravillons qui peuvent atteindre 5 cm de diamètre. Cette forme d'altération ne correspond pas à une altération sonnenbrenner classique. Bien que l'observation soit gênée par l'abondance des gravillons et les formations superficielles qui coulent, le front de taille de taille montre localement des passées de roches grenues claires disposées en veines ou en bouffées dans la masse lavique beaucoup plus grise. Elles correspondent bien à la définition de A. Lacroix (1928) des pegmatitoïdes : "roche grenue, de nature basaltique disposée en veines dans une masse lavique bien individualisée, comme une pegmatite dans un massif de granite". Elles se débitent en boules nettement plus dures qui encombreront le pied du front de taille.

A la vue de la carrière, il semble que les veines de pegmatitoïdes se soient concentrées au coeur de la masse lavique plutôt que sur ses bordures.

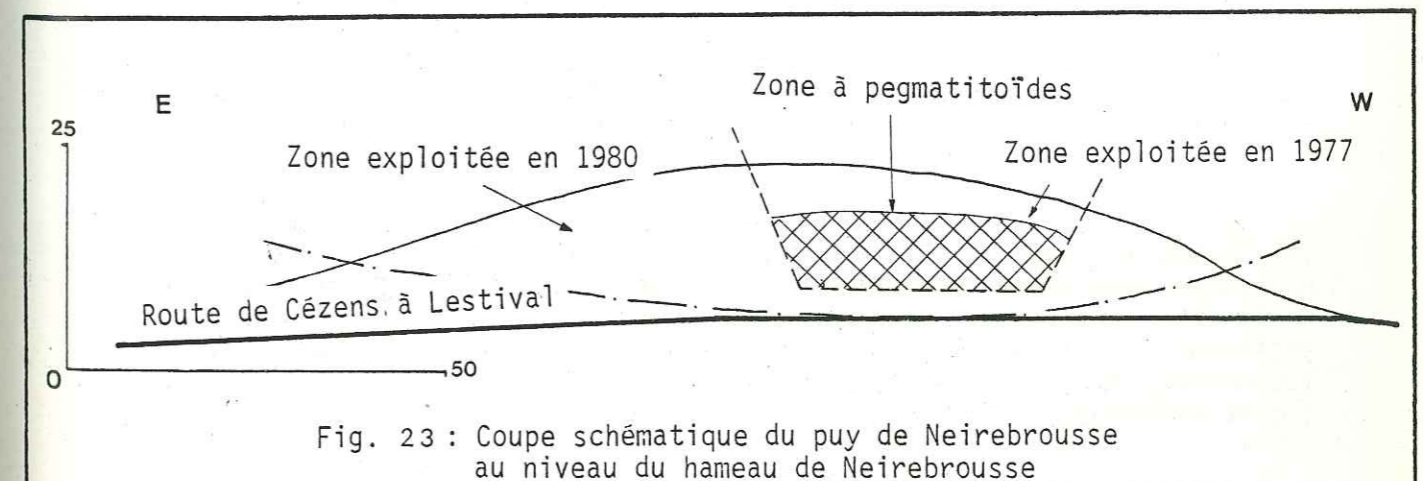


Fig. 23 : Coupe schématique du puy de Neirebrousse au niveau du hameau de Neirebrousse

Bien que le sommet et le flanc Sud du puy soient occupés par des prés régulièrement fauchés et épierrés, je n'ai pas rencontré de faciès grenu dans les amas de blocs en bordure des champs ; seules s'y voient des plaques de basanite grise à minuscules taches plus claires. Cette observation peut être faite aussi sur le flanc Nord le long de la route. Pour la commodité du texte, j'étudierai successivement la basanite-hôte et les pegmatitoïdes.

A. LA BASANITE- HÔTE (M 1102)

Cette lave de couleur gris cendré, ponctuée de taches noires, renferme :

- de gros cristaux millimétriques ou plus d'olivine altérée, de couleur noire ;
- des lattes assez nombreuses et de petite taille de feldspath parfois un peu miroitant ;
- une multitude de très petits pyroxènes.

Sa densité mesurée varie selon les échantillons entre 2,9 et 3. Ces variations et cette relative légèreté doivent être liées à l'altération très poussée et aux vacuoles. L'étude microscopique révèle une structure microdoléritique assez marquée, sans trace de verre.

I. LE PERIDOT

Le péridot est représenté par deux types de phénocristaux :

- les plus nombreux (95 %) montrent un habitus normal de cristaux subautomorphes de 0,5 à 3 mm de diamètre, plus ou moins arrondis, parcourus de cassures curvilignes.

- les autres ont un habitus particulier : il s'agit de cristaux allongés pouvant atteindre 3 à 4 mm de longueur, mais relativement étroits (0,5 mm) soit un rapport d'allongement de 6 à 8 pour 1. Près du contact avec les pegmatitoïdes, ces cristaux allongés ont tendance à se disposer parallèlement au contact.

Si certains cristaux subautomorphes montrent des golfes étroits envahis par la pâte microcristalline, les autres possèdent une structure squelettique véritable avec des bourgeons latéraux assez bien développés.

Ces deux types de cristaux sont plus ou moins complètement iddingsitisés. Dans de très rares cas, j'ai pu observer la formation de chrysotile, perpendiculairement à l'anneau d'iddingsite. Ces serpentinisations progressent à la faveur de cassures souvent curvilignes, et arrivent à isoler des îlots de péridot sain.

Les micrograins d'olivine sont peu nombreux, de forme arrondie et sont toujours iddingsitisés dans la pâte.

II. LE PLAGIOCLASE

De très nombreuses lattes de petite taille (0,4 mm) de labrador (An 55-63) moulent tous les autres minéraux. Dans la majorité des cas, leurs macles de type albite sont très bien marquées. Rares sont les cristaux non maclés. La taille des plagioclases de la basanite de Neirebrousse (0,4 mm) est supérieure à celles des plagioclases des autres basanites microdoléritiques (0,05 à 0,2 mm), mais nettement inférieure à celle des plagioclases des basaltes doléritiques (1 à 2 mm).

III. LE CLINOPYROXÈNE

Le clinopyroxène représente la phase minérale exprimée la plus abondante. Quelques rares phénocristaux d'une augite banale, subautomorphes, millimétriques, n'en représentent pas plus de 1 %. Toujours maclés selon (100) et zonés en sablier, ces minéraux ont un cœur vert et une frange externe souvent absente, à teintes violacées. Les stries d'accroissement sont courantes, fines et assez régulières.

Les pyroxènes de la pâte sont constitués par de petits prismes augitiques trapus (0,3 mm) très nombreux ; les cristaux xénomorphes sont rares. Incolores ou verdâtres, ces augites ne sont presque pas pléochroïques. La zonation en sablier est beaucoup plus répandue que la macle (100). Tous ces microcristaux sont moulés par les lattes de labrador.

IV. LES OPAQUES

Entre les lattes de labrador et les microprismes d'augite, cristallisent les oxydes du type magnétite ou titano-magnétite. Très souvent xénomorphes, ils ne se rencontrent qu'au voisinage des pyroxènes. Dans les cas très rares où ils sont associés à l'olivine, ces opaques prennent une forme ronde à bordures dentelées et ajourées.

V. LES FELDSPATHOIDES

La néphéline se présente toujours en cristaux xénomorphes et interstitiels, dans la majorité des cas altérés en produits micacés.

Quelques minéraux xénomorphes et interstitiels, mais sains, ont été observés. En lumière polarisée, ceux-ci sont presque isotropes. Je pense qu'il s'agit soit de sodalite, soit d'analcime non maclé.

VI. LE MICA

Le mica se présente, en très faible quantité, sous la forme de petites baguettes automorphes dont les extrémités sont effrangées. Le pléochroïsme est assez intense (ng: brun-rouge ; np: beige). Il s'agit peut-être de phlogopite.

VII. UN AUTRE MINÉRAL : LE FELDSPATH ALCALIN (?)

Quelques plages xénomorphes ont une teinte gris clair en lumière polarisée. Leur aspect de surface rappelle celui des feldspaths potassiques non maclés. La détermination est très incertaine car mes lames minces ont été faites avec une araldite du commerce qui polarise en gris clair et devient B au séchage à 65°C. Il n'est cependant pas impossible qu'il y ait du feldspath potassique car les colorations faites sur plaquettes de roches sont probantes.

B. LES PEGMATITOÏDES (M 1101A, M 1101B ET M 1101c)

Ce sont des roches grenues, de couleur gris beige à blanche en patine, gris bleuté en cassure fraîche. Elles se disposent en veines de 1 à 20 cm d'épaisseur, rarement plus. A cause de leur débit en boules très dures, l'entrepreneur de travaux publics les laisse sur place. En juillet 80, j'ai trouvé des boules de pegmatitoïdes à gros grain atteignant 70 cm de diamètre, sans pouvoir en préciser la position spatiale originelle. On peut recueillir plusieurs faciès selon leur position dans les veines (Fig. 24) qui ne diffèrent

que par la taille des grains. Ces faciès peuvent passer de façon continue les uns aux autres sur un même échantillon. La densité mesurée sur un échantillon de chaque type (pegmatitoïde à grain grossier, moyen et fin) montre peu de variations autour de 2,6.

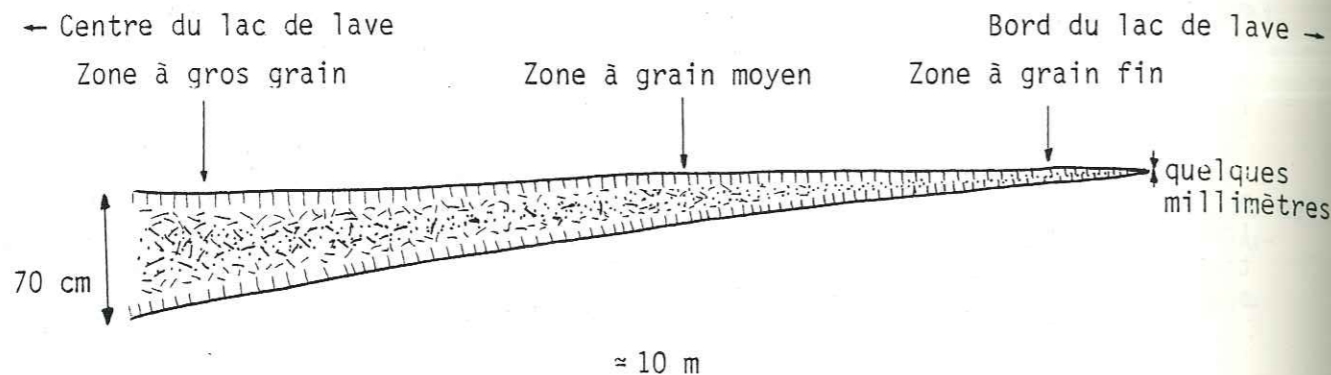


Fig. 24 : Structure d'une veine de pegmatitoïde

I. STRUCTURE DES PEGMATITOÏDES

Dans tous les cas, les pegmatitoïdes montrent un enchevêtrement de baguettes trapues ou allongées, noires de pyroxène se détachant sur un fond feldspathique blanc. La taille de ces cristaux est de l'ordre du millimètre dans les faciès fins, mais peut atteindre le centimètre dans les faciès les plus gros. Quelques aiguilles d'olivine ont été observées en patine, mais leur présence en lames minces est rare. Elles peuvent atteindre 8 cm de longueur pour 1 mm ou moins de largeur.

Les variations de taille et de grosseur des cristaux sur un même échantillon peuvent être très rapides et se font en général, de façon désordonnée. Des globules arrondis, aux contours flous, apparemment aphyriques sont séparés par des passées à granulométrie grossière. Dans un seul cas, j'ai observé une disposition en lits parallèles, des cristaux de la pegmatitoïde, déterminée par un certain granoclassement. Cette observation a été faite sur un bloc de 15 cm qui se trouvait au pied du front de taille, et dont il n'a pas été possible de retrouver la position originelle.

Le matériel apparemment aphyrique, de couleur beige, appartient bien aux pegmatitoïdes car des cristaux centimétriques de pyroxène et/ou de plagioclase y sont englobés. Celui-ci peut s'insinuer entre les cristaux des faciès les plus gros pour venir presque au contact avec la basanite.

Microscopiquement, les pegmatitoïdes montrent une structure en moyenne très largement grenue, mais elles se singularisent par d'importantes anomalies de cristallisation :

- gigantisme et allongement (ou aplatissage) anormaux de tous les minéraux (olivine, titano-augite, feldspaths, apatite, titano-magnétite) ;
- association graphique de syncristallisation entre le labrador et la titano-augite ;
- association "en peigne" de la titano-magnétite (ou ilménite) avec tous les autres minéraux, préférentiellement avec les ferromagnésiens ;
- instabilité des minéraux.

Quelques veines étudiées en lames minces, montrent des bordures bien cristallisées et un cœur constitué de minéraux finement fibreux. Les structures de ces veines seront détaillées plus loin (cf. p.214).

II. REMARQUES SUR L'ASSOCIATION "EN PEIGNE"

Dans ces roches, il est fréquent d'observer une association particulière dite "association en peigne", surtout en ce qui concerne l'olivine et la titano-magnétite (ou ilménite). L'olivine aciculaire constitue le manche d'un peigne sur lequel s'implantent perpendiculairement les lamelles de titano-magnétite et les aiguilles d'ilménite (Fig. 25).

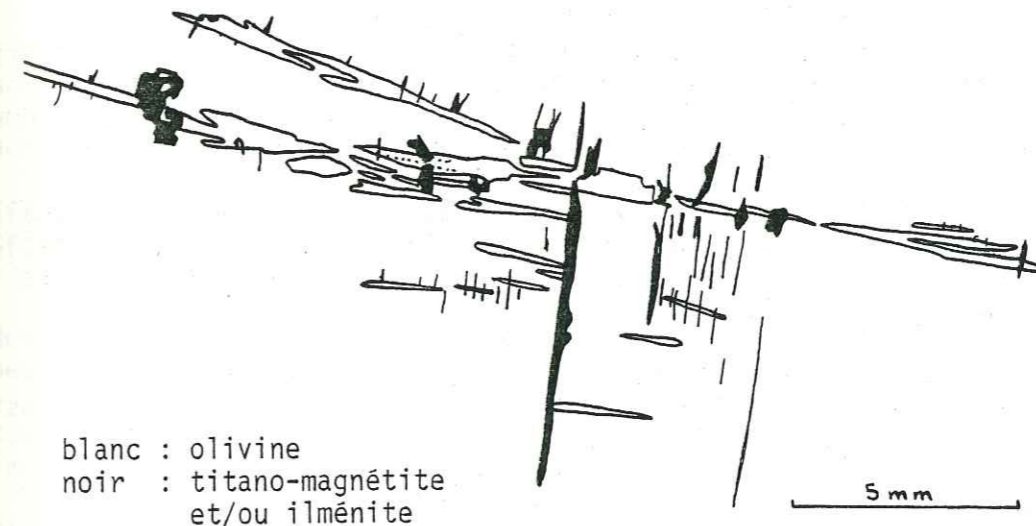


Fig. 25 : Association en peigne (pegmatitoïdes de Neirebrousse)

Cette association est connue depuis fort longtemps puisque H. Reusch (1882) et B. Doss (1886) ont été les premiers à la décrire. A. Streng (1888) l'observe dans les faciès grossiers et les vésicules d'une dolérite à grain fin. E.S. Dana (1889) décrit un phénomène similaire dans un basalte du Kilauea, et A. Schwantke (1904) dans une dolérite (variolitic dolerite) de la région du Hornberg.

H.I. Drever et R. Johnston (1957) ont découvert cette association dans les laves du sill de Kilmuir en Ecosse. Dans ce sill basaltique (picrodolerite), se sont développées des veines étroites (2,5 cm environ) constituées par un matériel différencié. Ils ont pu observer de l'ilménite dans cette association.

Si l'origine de cette structure particulière semble se situer dans les premiers stades de refroidissement des laves qui ont subi une certaine trempe (quenching), son développement reste assez obscur : intercroissance des deux minéraux ? développement des lamelles de titano-magnétite et des aiguilles d'ilménite à partir d'un support au cours de la trempe ? association des deux phénomènes ?

Dans le Massif Central français, cette structure "en peigne" a déjà été signalée dans les pegmatitoïdes cantaliennes de la Sagnette (N. Vatin-Pérignon et A. de Goër de Herve, 1965) et dans celles de Bouzentès (A. de Goër de Herve, 1968). Par contre, elle n'est observée ni par G. Boudon (1979) dans les pegmatitoïdes des leucito-néphélinites de Brujaleine et du Suc de Rond (Cantal), ni par M.H. Ly (à paraître) dans celles des néphélinites du puy de Saint-Sandoux (Puy de Dôme).

Une remarque similaire peut être faite sur les pegmatitoïdes de Beaulieu (Bouches-du-Rhône) et de Rougiers (Var). Si à Beaulieu, les associations "en peigne" sont courantes dans les pegmatitoïdes d'un basalte alcalin très peu sous-saturé, elles sont absentes de celle de la néphélinite de Rougiers (A. de Goër de Herve, communication orale).

III. MINÉRALOGIE

III.1. Le péridot

Relativement à la basanite-hôte, les pegmatitoïdes sont très pauvres en péridot. Les cristaux présentent le même dimorphisme que ceux de la basanite, mais en proportions inverses. Les formes sont :

- globuleuses subautomorphes (5 à 20 %), avec un début de croissance vers les extrémités suivant la direction (010) ;
- ou aciculaires (80 à 95 %), donnant des aiguilles très effilées (3 x 0,05 mm à 30 x 1 mm), allongées selon (010). Dans ce cas, l'olivine peut constituer le manche d'un peigne sur lequel s'implante perpendiculairement les titano-magnétites (Fig.25).

Les olivines aciculaires présentent des lacunes de cristallisation leur donnant une allure squelettique remarquable (cristaux en trémie). Parfois résorbées, tous les cristaux sont iddingsitisés à des degrés divers jusqu'à la pseudomorphose totale.

La composition approchée, faite à l'aide de l'abaque de H.S. Yoder et T.G. Sahama (1957) en se basant sur la position du pic 130, est celle d'une olivine magnésienne Fo 77 (ferro-hortonolite).

III.2. Les clinopyroxènes

III.2.1. La titano-augite

Elle se présente sous la forme de cristaux très allongés dans les faciès les plus gros, trapus dans les fins. Elle est très colorée en violet et son pléochroïsme est intense (ng : violet ; np : brun clair). Parfois, ce minéral forme des "araignées" monocristallines dans les labradors. L'association "en peigne" entre la titano-augite et la titano-magnétite a rarement été observée.

Les cristaux sont toujours zonés en sablier, mais rarement maclés selon (100). Toujours poecilites, ils renferment des granules hexagonaux d'apatite uniaxe, ainsi que les lattes de plagioclase basique (An 65). Quelques cristaux isolés, automorphes, se rencontrent dans le fin feutrage des veines ; leur taille y est notablement réduite.

III.2.2. Les augites vertes

Une seconde génération d'augite est représentée par des cristaux automorphes de petite taille. Leur couleur est nettement verte, le pléochroïsme peu marqué. Ces cristaux toujours zonés en sablier, sont rarement maclés selon (100). Aucune strie d'accroissement n'est visible et il n'existe pas de frange externe titanée violacée.

III.3. Les plagioclases

Les plagioclases (An 65 à An 45) forment de très longs et étroits cristaux (10 x 0,3 mm) bien individualisés, souvent fourchus, parfois creux. Les macles sont parfois floues dans les termes basiques, alors qu'elles sont bien marquées mais disposées dans tous les sens, dans les andésines. La cristallisation se fait soit en gerbes, soit en association graphique avec la titano-augite, ce qui détermine une structure ophitique poecilitique typique. Très souvent, les plagioclases moulent les titano-augites.

Les labradors (An 60) possèdent souvent une bordure un peu plus acide d'andésine (An 45) ce qui démontre la postériorité de celle-ci. Dans quelques cas, des figures de déstabilisation sont visibles entre les deux termes.

III. 4. Les opaques

III.4.1. La titano-magnétite

La titano-magnétite présente deux types de sections :

- l'une aciculaire, en fines baguettes très effilées (3 x 0,05 mm), d'orientation variable dans la roche, mais souvent en séries parallèles, perpendiculaires aux ferromagnésiens (à l'olivine en particulier) ;
 - l'autre octaédrique, squelettique, de 1 à 2 mm de diamètre.
- Les lamelles formées se développent parallèlement aux faces de l'octaèdre. Ces cristaux renferment de très petites apatites hexagonales uniaxes.

Ces deux faciès présentent la même anomalie : par place, des teintes brunâtres en LPA peuvent être observées. Les zones de couleur brune peuvent être dues :

- soit à de simples lacunes de cristallisation dans des cristaux squelettiques. Il y aurait donc par places, une moindre épaisseur à travers laquelle la lumière peut diffuser,
- soit à la nature du minéral qui serait assez fortement titané.

L'analyse spectrographique aux rayons X fait plutôt penser à de la titano-magnétite qu'à de l'ilménite, sans que l'on puisse trancher de façon certaine. Il se peut qu'il y ait association des deux espèces minérales.

III.4.2. L'hématite

L'hématite provient d'une phase de pneumatolyse tardive qui affecte surtout les titano-magnétites et, à un degré moindre, tous les minéraux femiques (olivine, titano-augite et augite). Elle se présente en fines lamelles orangées, soit à proximité des minéraux déstabilisés, soit entre les lamelles des octaèdres de titano-magnétite.

III.5. Les apatites

Deux types d'apatite ont été rencontrés :

- l'un comprend des cristaux automorphes de petite taille. Les sections sont hexagonales ou rectangulaires, assez courtes, toujours incolores. Elles sont toujours en inclusions dans les titano-magnétites, les titano-augites et les plagioclases (probablement du labrador très basique) à extinction roulante et à macles floues. Ces cristaux d'apatite sont en général uniaxes, rarement biaxes à valeur très faible ($2V = 2$ à 5°).
- l'autre est formé par des fuseaux (20 x 1 mm) de teinte brune, plus ou moins marquée. Ces cristaux aciculaires présentent un ou plusieurs canalicules (sheaf structure) dans la partie centrale. Ces aiguilles transpercent les titano-augites et les plagioclases. Ces cristaux aciculaires sont toujours nettement biaxes ($2V = 20^\circ$ maximum). Je rapproche de ce type d'apatite, des sections grossièrement hexagonales, de grande taille, qui présentent aussi cette biaxie anormale.

Quelques cristaux aciculaires se rencontrent dans les parties centrales des veines, associés aux feldspaths alcalins et aux feldspathoïdes. Leur taille y est alors nettement réduite (1 x 0,1 mm).

III.6. Le mica

Entre les lamelles des octaèdres de titano-magnétite, cristallisent des lamelles de mica noir provenant de la phase d'autopneumatolyse. Ces minéraux sont très pléochroïques (ng : brun-rouge, parfois opaque ; np : brun clair) et rappellent le phlogopite. L'allongement de ces sections de mica est parallèle aux lamelles de titano-magnétite.

Dans les vésicules et les parties finement cristallisées, situées au coeur des veines de pegmatitoïdes, se rencontrent quelques baguettes aux extrémités effilées, présentant le même type de pléochroïsme, parfois un peu moins marqué.

III.7. La rhönite

Quelques baguettes à réfringence élevée se rencontrent disséminées dans la pâte finement cristallisée des veines. Ces minéraux fortement colorés ont un pléochroïsme intense dans les bruns (ng : brun foncé à opaque ; np : brun-rouge). Ces sections présentent une extinction oblique par rapport à la trace d'un clivage ($\alpha = + 38^\circ$).

III.8. Les feldspathoïdes

Trois espèces minérales (néphéline, sodalite et analcime) se rencontrent surtout au coeur des veines à granulométrie fine.

III.8.1. La néphéline

Elle se présente en cristaux subautomorphes, bien individualisés. Le plus souvent incolore, elle peut être altérée, par places, en analcime. La densité de la néphéline des pegmatitoïdes se situe entre 2,42 et 2,35.

III.8.2. La sodalite

Présente un peu partout dans le fond des veines à granulométrie fine, en cristaux xénomorphes et incolores, la sodalite n'a été identifiée de façon certaine qu'aux rayons X. Quelques cristaux peuvent avoir une légère teinte jaunâtre. Sa densité est inférieure à 2,35 ; son indice de réfraction mesuré par J. Girault est de 1,48.

III.8.3. L'analcime

Cette zéolite se présente toujours en association avec la néphéline et la sodalite. Elle doit probablement provenir d'une phase de pneumatolyse finale ayant altéré ces minéraux. Cet analcime a été identifié aux rayons X, et par mesures de densité (2,35) et d'indice de réfraction (1,49).

III.9. Le feldspath alcalin

Il se présente sous deux formes :

- en auréoles très minces autour des plagioclases ;
- en fines fibres formant une grande partie du coeur des veines de pegmatitoïde à granulométrie fine.

Ce feldspath alcalin non maclé pourrait être une anorthose car l'eutectique final est composé de néphéline et de sodalite, minéraux plus sodiques que potassiques. La présence d'un oligoclase potassique est probable, mais non démontrée.

C. BILAN GÉNÉRAL

Pour établir un bilan général, les observations portent sur une vingtaine de lames minces. Quatre analyses chimiques ont été effectuées : une sur la basanite (M 1102) et trois sur les pegmatitoïdes (M 1101a, b et c).

I. BILAN MINÉRALOGIQUE

I.1. Comparaison entre la basanite de Neirebrousse et les laves du même type du secteur étudié

Minéralogiquement, aucune différence notable n'est à enregistrer entre la basanite de Neirebrousse et les autres laves du même type, si ce n'est la proportion relative de chaque espèce minérale. Structuralement, la basanite de Neirebrousse s'en différencie par sa structure microdoléritique et l'absence de verre brun interstitiel.

I.2. Comparaison basanite - pegmatitoïdes

- Les pegmatitoïdes diffèrent de la basanite encaissante par :
- une quantité beaucoup plus faible d'olivine et de clinopyroxènes,
 - une quantité beaucoup plus forte de feldspath alcalin tardif,
 - des plagioclases de composition variable (An 65 à An 45),
 - deux générations de clinopyroxènes, de composition chimique différente,
 - une quantité notablement supérieure de feldspathoïdes,
 - une plus grande quantité d'apatite,
 - l'apparition de rhönite.

Toutes ces différences sont portées et chiffrées dans le tableau 14.

I.3. Evolution minéralogique dans les pegmatitoïdes

Une certaine évolution existe entre les différentes pegmatitoïdes : la minéralogie d'une veine à granulométrie fine n'est pas identique à celle d'une veine dont la partie centrale est à granulométrie grossière. Ces différences apparaissent nettement dans le tableau 14. Cette évolution montre que :

- les minéraux ferromagnésiens (clinopyroxènes et olivine) ainsi que les plagioclases basiques sont bien représentés dans les faciès les plus grossiers,

- la proportion d'andésine (An 45) augmente régulièrement des faciès les plus gros aux plus fins (9 %, 14 % et 20 % des plagioclases),
- la quantité de feldspath alcalin et de feldspathoïdes augmente très fortement dans les faciès les plus fins,
- les minéraux hydroxylés (mica, rhönite, analcime), fluorés et/ou chlorés (apatite, sodalite) se concentrent dans les faciès les plus fins.

	BASANITE	PEGMATITOIDES		
		gros grain	grain moyen	grain fin
Olivine				
- squelettique	5	2	< 1	< 1
- globuleuse	20	1	1	-
Clinopyroxènes				
- Titano-augite	3	40	31	20
- Augite	35	4	4	6
Plagioclases				
- An 65	30	40	37	32
- An 45	-	4	6	8
Titano-magnétite	3 à 5	4	4	4
Hématite	+	+	< 1	1
Apatite				
- brune	< 1	1	< 1	+
- incolore	-	+	< 1	1
Mica	< 1	< 1	1	2
Rhönite	-	rare	+	< 1
Feldspath alcalin	+	2	10	18
Feldspathoïdes				
- Néphéline	< 1	} 1	} 3	2
- Sodalite	+ ?			4
- Analcime	< 1	+	< 1	1

Tableau 14: Analyses modales estimées

Un cas extrême d'évolution a été observé sur une veine à granulométrie fine, de 2 cm d'épaisseur. La composition modale a été estimée :

- olivine	0
- clinopyroxènes	
. Titano-augite	10 %
. Augite	2 %
- plagioclases	
. An 65	15 %
. An 45	10 %
- feldspath alcalin	45 %
- feldspathoïdes	15 %
- titano-magnétite	2 %
- mica et rhönite	1 %

On peut pressentir que cette évolution minéralogique traduit une différenciation vers un pôle de plus en plus sous-saturé et alcalin, dont les faciès les plus fins sont les termes ultimes.

I.4. Comparaison entre les ordres de cristallisation

Si l'ordre de cristallisation dans la basanite peut être facilement établi, celui des pegmatitoïdes est parfois illusoire car l'instabilité du milieu est très grande.

BASANITE	PEGMATITOIDES
Apatite (rare)	Apatite uniaxe, incolore
Olivine (Titano)-magnétite	Apatite biaxe, creuse, brune Olivine Titano-magnétite
Labrador (An 55-63)	Labrador (An 65) - Titano-augite Andésine (An 45)
Augite	Titano-augite Augite
Mica	Mica - Hématite Rhönite Apatite
Feldspath alcalin Néphéline (Sodalite ?) Analcime	Feldspath alcalin Néphéline Sodalite Analcime

Tableau 15: Ordres de cristallisation

II. BILAN GEOCHIMIQUE

De par la présence d'un feldspathoïde exprimé (néphéline) et sa composition modale, la lave de Neirebrousse est plus proche des basanites que des basaltes alcalins, bien que sa faible teneur en néphéline normative (4,14 %) la classe parmi les basaltes alcalins sensu stricto selon G.A. MacDonald et T. Katsura (1964).

II.1. Comparaison entre la basanite de Neirebrousse et la basanite moyenne du secteur étudié

La basanite moyenne du secteur étudié a été calculée à partir de 22 analyses (cf. annexe), à l'aide d'une simple moyenne arithmétique. Pour faciliter les comparaisons, j'ai porté l'écart-type pour chaque oxyde (Tableau 16).

La basanite du puy de Neirebrousse (M 1102) est très proche de la basanite moyenne du secteur étudié, mais ses teneurs en Na_2O et en P_2O_5 se trouvent en dehors de l'intervalle de confiance de 95 %. Si la teneur en K_2O est bien dans la fourchette ainsi définie, elle est nettement en-dessous de la valeur moyenne (- 30 %). Les différents rapports et indices de différenciation montrent :

- que la basanite de Neirebrousse n'est pas plus évoluée que les autres basanites planéziennes, et ce, malgré sa structure microdoléritique (cf. S.I., D.I., FeO^*/MgO et Ni/Co) ;
- que cette basanite est issue du même processus magmatologique que les autres basanites planéziennes malgré la présence des pegmatitoïdes (cf. Ca/Sr , Rb/Sr , K/Ba et K/Rb).

	NEIREBROUSSE (M 1102)	BASANITE MOYENNE	σ
SiO ₂	44,30	43,28	+ 1,64
Al ₂ O ₃	14,10	13,74	+ 0,93
FeO*	11,07	11,28	+ 0,73
MnO	0,19	0,20	+ 0,02
MgO	10,30	10,63	+ 1,47
CaO	10,50	10,64	+ 0,86
Na ₂ O	2,80	3,50	+ 0,41
K ₂ O	1,00	1,41	+ 0,47
TiO ₂	2,95	2,91	+ 0,30
P ₂ O ₅	0,20	0,73	+ 0,29
H ₂ O+	0,80	0,48	-
Ba	525	606	+ 133
Rb	55	72	+ 32
Sr	830	816	+ 123
Li	15	13	+ 3
Co	60	60	+ 7
Cr	375	306	+ 105
Cu	55	55	+ 11
Ni	220	206	+ 68
Zn	105	116	+ 10
S.I.	39,60	38,99	*
D.I.	26,07	28,86	*
FeO*/MgO	1,07	1,06	*
Ni/Co	3,67	3,43	*
Ca/Sr	90	93	*
Rb/Sr	0,07	0,09	*
K /Rb	151	163	*
K /Ba	16	19	*

Tableau 16 : Comparaison chimique entre la basanite de Neirebrousse et la basanite moyenne du secteur étudié.

* Rapports et indices de différenciation calculés à l'aide des valeurs de la basanite moyenne

II.2. Comparaison entre la basanite de Neirebrousse (M 1102) et ses pegmatitoïdes (M 1101 a, b et c)

De nombreuses différences apparaissent dans le comportement des éléments majeurs et ceux en traces. Je les ai traduites en pourcentages (Tableau 17) calculés en prenant pour base de référence les teneurs de la basanite. Le signe + indique une augmentation et le signe - indique une diminution.

De cette comparaison, il ressort :

- une très nette diminution de la teneur en MgO liée à la très faible teneur en olivine des pegmatitoïdes. Ceci est corroboré par une forte chute en Ni.
- une très nette diminution de la teneur en CaO, traduite par la moindre cristallisation de plagioclases moins calciques, et des clinopyro-

	BASANITE	PEGMATITOÏDES		
		gros grain	grain moyen	grain fin
SiO ₂	44,30	+ 3,4	+ 7,2	+ 10,4
Al ₂ O ₃	14,10	+ 18,4	+ 24,1	+ 30,5
FeO*	11,07	- 5,7	- 23,6	- 22,8
MnO	0,19	0	- 15,8	- 10,5
MgO	10,30	- 54,4	- 63,1	- 67,0
CaO	10,50	- 17,1	- 28,6	- 44,8
Na ₂ O	2,80	+ 57,1	+ 64,3	+ 98,2
K ₂ O	1,00	+ 160	+ 230	+ 250
TiO ₂	2,95	+ 25,4	+ 6,8	- 10,2
P ₂ O ₅	0,20	+ 125	+ 225	+ 100
H ₂ O+	0,80	- 31,5	+ 96,3	+ 5,0
Ba	525	+ 55	+ 78	+ 97
Rb	55	+ 27	+ 82	+ 73
Sr	830	+ 27	+ 22	+ 17
Li	15	- 33	+ 33	- 33
Co	60	- 17	- 25	- 42
Cr	375	- 97	- 97	- 99
Cu	55	+ 100	+ 91	+ 100
Ni	220	- 75	- 80	- 82
Zn	105	+ 10	- 5	- 5
S.I.	39,60	20,33	18,16	15,61
D.I.	26,07	44,23	51,14	58,18
FeO*/MgO	1,07	2,22	2,23	2,52
Ni/Co	3,67	1,10	1,00	1,14
Ca/Sr	90	59	53	43
Rb/Sr	0,067	0,067	0,099	0,097
K /Rb	151	308	274	306
K /Ba	16	26	29	28

Tableau 17 : Comparaison basanite-pegmatitoïdes

xènes dans les pegmatitoïdes. La teneur en Sr enregistre le même phénomène, tout en étant plus élevée dans les pegmatitoïdes que dans la basanite. Ceci est probablement à relier à la richesse de ces roches en feldspaths alcalins et en feldspathoïdes.

- une nette diminution du FeO* entraînant la chute du Cr, marquée par la moindre richesse en clinopyroxène. Une diminution corrélative du MnO est à noter. La teneur en TiO₂ plus forte dans les pegmatitoïdes (titano-augite et titano-magnétite) diminue nettement dans les termes à grain fin où ces minéraux n'existent presque plus.

- la teneur en Co chute nettement dans les termes les plus fins moins vite cependant que le Ni ou le Cr. Ceci est dû à la disparition progressive des clinopyroxènes alors que l'olivine a déjà disparu dans ces termes.

- une augmentation très forte des alcalins (Na₂O, K₂O, Rb) ainsi que du baryum, traduit les proportions de plus en plus importantes des teneurs en feldspaths sodi-potassiques, en feldspathoïdes et en apatite. Les rapports K/Rb et K/Ba enregistrent le même phénomène.

- une très légère augmentation en SiO₂, Al₂O₃ et P₂O₅ corroborant l'observation précédente.

- les teneurs en montrent une nette concentration de cet élément dans le pegmatitoïdes, roches formées par cristallisation différentielle.

Le cuivre peut soit entrer dans le réseau des derniers minéraux formés (feldspath alcalin et feldspathoïdes), soit former des inclusions sulfurées dans ces minéraux, soit constituer une partie des opaques cristallisés entre les fibres de feldspath alcalin.

- la teneur en H_2O^+ qui est ici, une perte au feu (dosage en bloc de H_2O , CO_2 , SO_2 , Cl, F, etc.), augmente très légèrement surtout dans les pegmatitoïdes les plus fines,
- les teneurs en Li et en Zn sont constantes tant dans la basanite que dans les pegmatitoïdes.
- le rapport Rb/Sr est identique pour la basanite et les pegmatitoïdes.
- les différents indices de différenciation (S.I., D.I., Ni/Co, FeO^*/MgO) indiquent une évolution supérieure des pegmatitoïdes par rapport à la basanite-hôte.

Les teneurs en Li et en Zn sont tout à fait comparables à celles de la basanite moyenne du secteur étudié. Il est de même pour le rapport Rb/Sr. Cela revient à dire que la basanite et ses pegmatitoïdes sont issues d'un même magma basanitique, très courant dans le Sud du massif du Cantal.

La teneur en H_2O^+ peut marquer la fin de la cristallisation où les gaz ont pu avoir un rôle important. Une indication sur la nature de ces gaz peut être fournie par la composition chimique de certains minéraux qui ont cristallisés en dernier lieu dans les faciès les plus fins : sodalite (Cl), apatite (F,Cl), analcime (OH), rhönite (OH) et mica (OH). Cette phase finale ne devait comporter que des gaz puisque le lithium n'est pas concerné. L'action de ces gaz pourrait expliquer la position des faciès fins vers les bordures du lac de lave (cf. p. 184).

II.3. Comparaison entre les différents faciès de pegmatitoïdes

Les variations chimiques élément par élément, ont été étudiées au paragraphe précédent. Des faciès à gros grain à ceux à grain fin, les pegmatitoïdes montrent :

- des caractères de plus en plus évolués, traduits par les différents indices de différenciation (cf. Tableau 17),
- une sous-saturation de plus en plus prononcée, traduite par une teneur en néphéline normative de plus en plus importante (9,87 ; 8,59 et 11,17 % pour les faciès à gros grain, grain moyen et grain fin ; 4,14 % pour la basanite).

II.4. Evolution du magma de Neirebrousse

L'évolution du magma de Neirebrousse peut être matérialisée par l'emploi de diagrammes triangulaires simples ou de diagrammes dérivés. Ne possédant aucun comptage de points (il se révélerait d'ailleurs très imprécis à cause de la taille des minéraux en fibres et des importantes variations de faciès à l'intérieur d'une même lame mince), j'ai reporté les valeurs normatives obtenues pour chacune des analyses. Ceci entraîne, bien entendu, des erreurs et des approximations qui, à mon avis, sont moindres que celles introduites par le comptage de points dans ce cas précis. Il en est de même pour les valeurs données dans le Tableau 19 qui ne sont que des estimations.

II.4.1. Le diagramme A.F.M.

Ce diagramme A.F.M. permet de visualiser la chute de la teneur en magnésium et l'augmentation de celle en alcalins dans les pegmatitoïdes (Fig. 26).

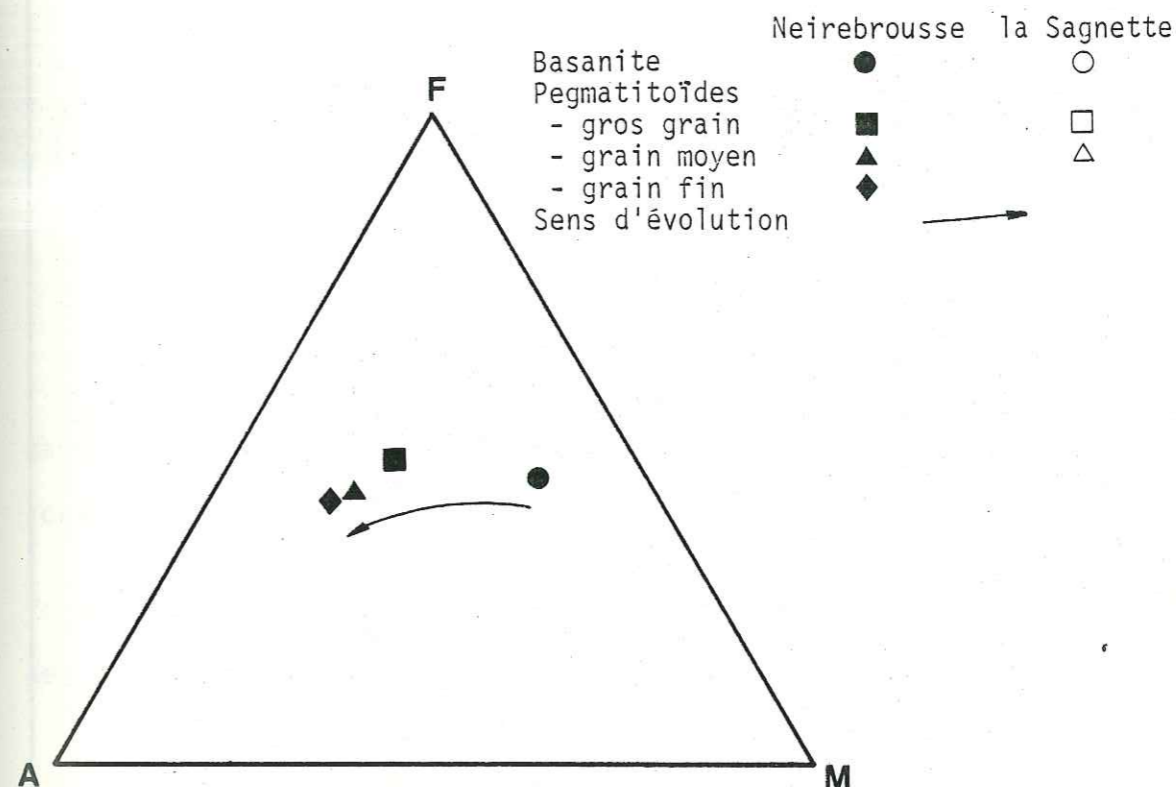


Fig.26: Diagramme A.F.M.

II.4.2. Diagramme diopside-anorthite-forstérite

Dans ce diagramme, seul le point représentatif de la basanite se situe dans le domaine de la forstérite, ce qui traduit sa teneur importante en ferromagnésiens normatifs. Toutes les pegmatitoïdes se placent dans le champ de l'anorthite, avec une tendance nettement exprimée vers ce pôle en liaison avec la différenciation (Fig. 27).

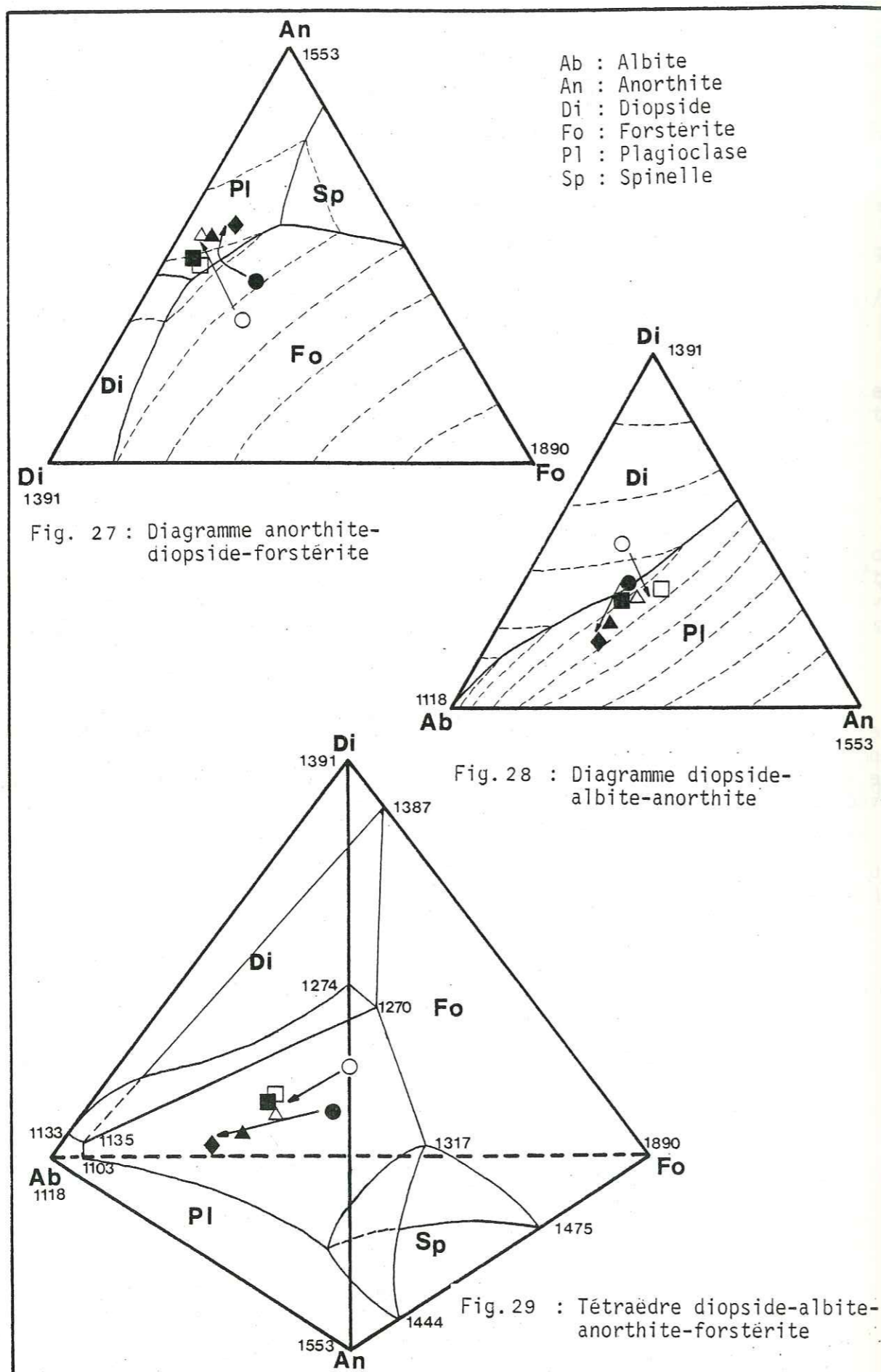
Le passage de la basanite à ses pegmatitoïdes donne lieu au franchissement de la vallée cotectique forstérite-anorthite. Ceci nécessite obligatoirement une diminution importante de la fraction colorée, ce qui a été observé en lames minces.

L'ordre de cristallisation de la basanite déterminé en lames minces, est conforme à celui indiqué par le diagramme. La synchronisation plagioclase - titano-augite dans les pegmatitoïdes, n'est pas indiquée par ce diagramme. Il y a probablement déplacement de la vallée cotectique plagioclase-diopside sous l'effet des autres constituants.

II.4.3. Diagramme albite-anorthite-diopside (Fig. 28)

Dans ce diagramme, toutes les pegmatitoïdes se trouvent dans le domaine des plagioclases, ce qui traduit bien l'importance des feldspaths dans ces roches. La basanite se situe au voisinage immédiat de la ligne cotectique diopside-plagioclase, mettant ainsi en évidence la quantité de plagioclases dans cette lave, en proportions équivalentes à celles du clinopyroxène.

Suivant la différenciation, se produisent simultanément la perte en pyroxène et l'acidification du plagioclase. Ces deux phénomènes observés en lames minces, peuvent être illustrés à l'aide des pourcentages normatifs :



Composition du plagioclase	BASANITE	PEGMATITOÏDES		
		gros grain	grain moyen	grain fin
Composition du plagioclase	An 73	An 64	An 59	An 52
Quantité de diopside (%)	22,05	17,27	12,15	8,74

II.4.4. Tétrahédre diopside-albite-anorthite-forstérite (Fig. 29)

Bien qu'il soit difficile de visualiser l'évolution du magma dans un diagramme à trois dimensions, il faut noter :

- que seule la basanite se trouve dans le domaine de la forstérite ;
- que les pegmatitoïdes sont dans celui des plagioclases ;
- qu'il y a franchissement du plan cotectique plagioclase-forstérite au cours de la différenciation ;
- que la différenciation entraîne normalement l'augmentation des teneurs en éléments légers plus fusibles.

II.4.5. Diagramme anorthite-albite-orthose

Tous les points se trouvent dans le domaine des plagioclases. La différenciation se fait normalement vers les termes alcalins les plus fusibles (Fig. 30).

II.4.6. Diagramme anorthite-albite-néphéline (Fig. 31)

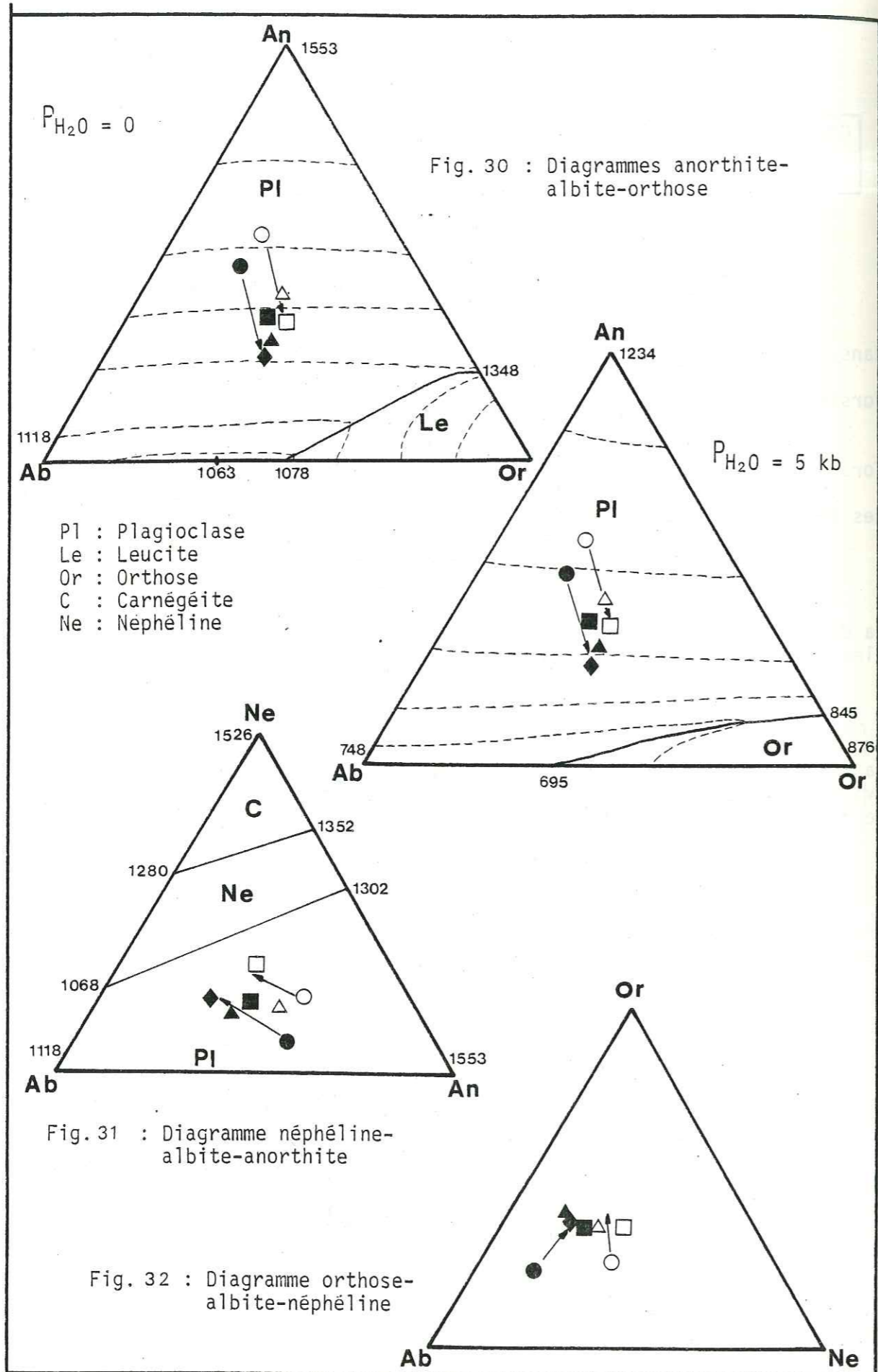
Tous les points se situent dans le champ des plagioclases. La différenciation se fait vers les termes alcalins. Ce diagramme met bien en évidence la sous-saturation de plus en plus prononcée des pegmatitoïdes qui se rapprochent du pôle néphéline.

II.4.7. Diagramme albite-orthose-néphéline (Fig. 32)

Selon ce diagramme dont tous les pôles sont alcalins, la différenciation se fait dans le sens potassique plutôt que sodique, conformément à la différenciation en milieu continental.

II.4.8. Conclusions

Les pegmatitoïdes dérivent d'une basanite alcaline sodique par un phénomène de différenciation qui produit des roches de plus en plus sous-saturées et potassiques ($K_2O/Na_2O = 0,36$ pour la basanite ; 0,59, 0,72 et 0,63 pour les pegmatitoïdes à grain grossier, moyen et fin). Le franchissement des vallées cotectiques forstérite-anorthite d'une part, et diopside-plagioclase d'autre part, sont liées à la différenciation. Les apparentes remontées en température enregistrées dans la plupart des diagrammes, sont imputables à la différenciation qui tend à rapprocher les points représentatifs des pegmatitoïdes du ou des pôles les plus fusibles.



III. COMPARAISON AVEC D'AUTRES PEGMATITOÏDES MONDIALES

III.1. Caractéristiques générales des pegmatitoïdes

D'assez nombreuses études concernant des pegmatitoïdes ont été relevées dans la littérature (A. Lacroix, 1928 et 1929 ; J.M. Rémy, 1965 ; N. Vatin-Pérignon et A. de Goër de Herve, 1965 ; A. de Goër de Herve, 1968 et nombreuses communications orales et documents personnels inédits ; S. Fernandez-Santin, 1969 ; G. Boudon, 1979). Les pegmatitoïdes diffèrent selon le type de lave originelle, mais présentent les mêmes caractères pour un type pétrographique donné. C'est ainsi qu'un magma saturé ou à peine sous-saturé (néphéline normative < 2 %) aura tendance à donner par différenciation, des pegmatitoïdes saturées. Un magma sous-saturé (néphéline normative > 2 %) donnera des pegmatitoïdes de plus en plus sous-saturées.

Dans toutes les pegmatitoïdes, quel que soit le degré de saturation du magma originel, on note les faits suivants :

- forte augmentation des alcalins (Na_2O et K_2O),
- très forte chute de la teneur en MgO .

Dans les pegmatitoïdes issues de roches basaltiques sous-saturées (ankaratrite, basanite et néphélinite), se surimposent d'autres faits :

- légère augmentation des teneurs en silice, alumine, phosphate, titane et H_2O^+ ;
- faible perte en fer total (FeO^*) ;
- perte importante en chaux.

Les pegmatitoïdes du puy de Neirebrousse ne diffèrent en rien des pegmatitoïdes mondiales issues de laves sous-saturées, et permettent donc de leur étendre de nombreuses observations.

III.2. Comparaisons avec les pegmatitoïdes de la Sagnette (Cantal)

Les pegmatitoïdes de la Sagnette (vallée de l'Epie) ont été décrites par N. Vatin-Pérignon et A. de Goër de Herve (1965). Un des intérêts de cette étude réside dans l'échantillonnage de deux types de pegmatitoïdes : l'un à gros grain, l'autre à grain fin, mais qui ne coexistent pas dans la même veine. C'est dans la partie supérieure du gisement que s'observent les veines de pegmatitoïdes. Les relations d'ensemble du gisement et de son encaissant ne sont pas visibles. L'hypothèse initiale d'un sill basaltique interstratifié dans la "brèche andésitique" paraît assez peu probable. Des considérations récentes tendraient à faire penser à un lac de lave consécutif à un dynamisme de type maar (A. de Goër de Herve, communication orale). Cet appareil serait situé sous la Planèze de Saint-Flour, et pourrait être contemporain du réseau hydrographique transverse à la planèze de Cézens (cf. p. 103).

Les pegmatitoïdes de la Sagnette se sont développées dans une basanite dont la composition chimique est classique dans le Sud du massif cantalien. Du point de vue chimique, les pegmatitoïdes présentent les caractères de celles issues de roches basaltiques sous-saturées. Cependant, une remarque s'impose car les indices de différenciation semblent donner des indications contradictoires : en effet, les indices S.I. de Kuno et D.I. de Thornton et Tuttle, indiquent une évolution très légèrement supérieure pour le faciès à gros grain, alors que le rapport FeO^*/MgO montre une tendance inverse. L'explication réside peut-être dans les teneurs relatives en alcalins et en chaux des deux faciès de pegmatitoïdes. Pour des teneurs similaires en éléments majeurs, le faciès fin est plus calcique et moins alcalin que le faciès à gros grain. Cette constatation géochimique corrobore une observation intéressante faite en

lames minces : dans le faciès à gros grain, tous les plagioclases sont bordés d'une frange alcaline importante, particularité qui n'existe pas dans le faciès fin. Excepté ceci, les pegmatitoïdes de la Sagnette montrent aussi une légère différenciation dans le faciès fin.

Par comparaison avec celles de Neirebrousse, j'ai reporté dans les mêmes diagrammes, les pegmatitoïdes de la Sagnette. Des conclusions identiques peuvent en être tirées (Fig. 26 à 32).

III.3. Comparaisons avec les roches du lac de lave du Makaopuhi consécutif à l'éruption du 19 mars 1965 (Hawaii)

En 1977, T.L. Wright et R.T. Okamura ont publié une étude complète de ce lac de lave actuel qui présente des analogies certaines avec celui de Neirebrousse : surface libre de dimensions équivalentes, rayon moyen voisin (respectivement 185 et 190 m), présence de roches très différenciées en veines. Cependant, il existe des différences notables entre ces deux lacs :

- l'évent qui a alimenté le lac du Makaopuhi, est visible quelques mètres au-dessus de la surface libre du lac, alors que dans le cas de Neirebrousse, l'évent est supposé se situer au-dessous du lac de lave ;
- les laves basaltiques sont de natures différentes : l'une est saturée (Makaopuhi), l'autre sous-saturée (Neirebrousse). De plus, elles se situent dans des domaines volcaniques différents : tholéitique (Makaopuhi), continental alcalin (Neirebrousse).

L'intérêt de cette comparaison réside dans les observations faites sur un lac de lave actuel "vivant", dont T.L. Wright et R.T. Okamura ont suivi le refroidissement pendant trente-six mois, en étudiant les divers phénomènes conduisant à la solidification complète.

La lave du Makaopuhi a été étudiée par sondages carottés. C'est entre 6 et 38 m de profondeur, soit dans le tiers supérieur du lac que les carottes montrent des veines vésiculées, grenues, parfois vitreuses, chimiquement très différenciées. Ces veines qui s'insinuent dans des fissures, selon les auteurs, sont beaucoup plus fréquentes entre 15 et 30 m de profondeur. L'épaisseur de ces veines varie de quelques millimètres à 15 cm, la moyenne se situant aux environs de 6 cm. Leur orientation spatiale ne semble pas bien définie : le pendage varie de 0 à 60°, avec une moyenne de 30° pour le lac de 1965, alors que le pendage de telles veines est subhorizontal dans un lac voisin, plus ancien.

Par rapport à la lave encaissante, ces veines montrent de notables différences chimiques :

- légère augmentation de SiO_2 et FeO^* ,
- nette augmentation en TiO_2 , P_2O_5 (+ 80 %) et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} = + 20 \%$; $\text{K}_2\text{O} = + 100 \%$),
- légère baisse en Al_2O_3 ,
- brusque chute en MgO (- 50 %), un peu moindre en CaO (-25 %),
- présence de Cl et F, alors que la teneur en CO_2 est comparable.

Les indices de différenciation (S.I., D.I. et FeO^*/MgO) calculés sur quelques analyses, montrent bien le caractère évolué de ces veines différenciées (respectivement 19, 40 et 3,4) par rapport à la lave originelle (respectivement 37, 26 et 1,4). D'après les mesures de T.L. Wright et R.T. Okamura, ces veines se seraient mises en place à des températures comprises entre 1 030° et 1 070°, dans les fissures de la croûte superficielle du lac déjà plus refroidie.

- D'après ces auteurs, l'origine de ces veines serait à chercher :
- dans la ségrégation gravitaire des olivines observée dans le lac de lave,
 - dans la présence de mouvements de convection qui agitent l'intérieur du lac, tout en faisant fondre la partie inférieure de la croûte superficielle refroidie,
 - dans l'injection, sous l'action des gaz qui tendent à s'échapper par les fissures de la croûte, d'un liquide différencié ainsi produit.

D. DONNÉES EXPÉRIMENTALES

Depuis quelques années, de nombreux chercheurs se sont penchés sur les problèmes de croissance cristalline en fonction du temps et du refroidissement. En général, les minéraux étudiés sont des corps purs, à formule chimique relativement simple : apatite, olivine, quartz, etc.

I. CAS DE L'APATITE

I.1. Expérimentation

P.J. Wyllie, K.G. Cox et G.M. Biggar (1962) en étudiant le système $\text{CaO}-\text{CaF}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, ont préparé des cristaux d'apatite. Ils ont constaté que, dans un champ d'expérimentation de 600 à 950°C et sous une pression de 1 kb, deux types de cristaux peuvent se former.

Les cristaux formés dans un milieu en équilibre, en présence d'une phase liquide, sont plutôt courts (longueur/épaisseur : 3/1), bipyramidés, aux arêtes arrondies et aux faces fissurées. Une seconde génération de cristaux apparaît par refroidissement rapide du milieu : ces derniers sont très allongés (longueur/épaisseur : 20/1), avec des faces nettes et régulières. Ils montrent souvent une ou plusieurs cavités internes, allongées suivant l'axe des cristaux, et remplies du même corps qui les englobe.

I.2. Comparaisons avec les apatites des roches volcaniques

I.2.1. Les carbonatites d'Oka (Canada)

J. Girault (1966) qui a étudié ces roches, constate que les apatites qu'elles contiennent, présentent les caractères décrits par P.J. Wyllie et al. (1962).

I.2.2. Les pegmatitoïdes

Dans les pegmatitoïdes de Neirebrousse, il existe deux types de cristaux d'apatite qui ont cristallisé en deux ou plusieurs temps différents (cf. p.187).

Les petites apatites de forme hexagonale, sont les premières à avoir cristallisé puisqu'elles sont incluses dans de nombreux minéraux. Elles forment de petits prismes trapus (longueur/épaisseur : 3 à 5/1) classiquement décrits. Elles correspondraient aux apatites courtes de P.J. Wyllie et al. (1962), formées dans un milieu en équilibre et en présence d'une phase fluide. Il s'agit probablement de cristaux intratelluriques (cf. chapitre IV).

Les générations suivantes, au moins deux, sont constituées par des aiguilles d'apatite (longueur/épaisseur : 20 à 30/1). D'après P.J. Wyllie et al. (1962), ce type de cristaux résulterait d'une brusque chute de température.

l'influence d'agents volatils concentrés, dont il ne précise pas la nature. Ceux-ci agiraient sur le dernier résidu magmatique en lui donnant une fluidité plus grande, permettant une cristallinité accrue. Au vu des zéolites hydratées primaires, il lui semblerait que l'eau joue un rôle important dans ce phénomène. Plusieurs auteurs dont F. Walker (1953) et R. Dars (1960) reprendront cette hypothèse.

II. HYPOTHESE DE J.M. REMY (1965)

En 1965, J.M. Rémy étudie les pegmatitoïdes du volcan des Rives (Hérault). Il imagine le fractionnement magmatique en deux parties différentes, chacune cristallisant ensuite selon un mode particulier qui lui est propre. Pour lui, "une cause indéterminée produirait un accroissement des dimensions des cristaux, une corrosion durant la phase de haute température, puis un enrichissement en silice et en alcalins à température plus basse". Le facteur déterminant pourrait être "un composé volatil" formé par une concentration particulière non précisée.

III. HYPOTHESE D'A. DE GOER DE HERVE (1968)

Après avoir découvert les pegmatitoïdes de la Sagnette et les ayant étudiées avec N. Vatin-Pérignon (1965), A. de Goër de Herve (1968) décrit celles de la coulée de basalte doléritique de Bouzentès (Cantal). Pour lui, ces roches ne peuvent être ni des injections posthumes, ni une cristallisation tardive d'un liquide résiduel sous l'action de percolations gazeuses. Cependant, leur liaison avec des horizons bulleux met spectaculairement en évidence l'intervention des agents volatils dans leur cristallisation hypertrophique". Pour expliquer le phénomène, il imagine un processus en deux temps :

- séparation dans la "chambre magmatique" de deux phases à composition chimique et teneur en gaz dissous différentes, ce qui provoquerait une cristallisation différente dès les premiers stades.

- émission plus ou moins saccadée et simultanée de deux phases ainsi individualisées. Celles-ci se comporteraient comme deux écumes mal miscibles, peut-être du fait de leurs teneurs en gaz différentes.

IV. HYPOTHESE DE J.P. BARD (1980)

Pour cet auteur, n'ayant qu'étudié la structure des pegmatitoïdes, le gigantisme des feldspaths et des ferromagnésiens tient vraisemblablement à des surconcentrations locales de constituants volatils non précisés qui ont "catalysé" la croissance des cristaux.

V. REMARQUE

Dans les hypothèses génétiques citées, il n'est jamais fait état des conditions de refroidissement de ces roches laviques. Pour tous ces auteurs, l'influence des agents volatils est prépondérante et seule responsable de la cristallisation "anormale" de tous les minéraux, mais les paramètres physiques de cette cristallisation (température, pression, vitesse de refroidissement) ne sont jamais envisagés.

VI. HYPOTHESE DE S. FERNANDEZ-SANTIN (1969)

Dans son étude des pegmatitoïdes des îles Lanzarote et Fuerteventura (archipel des Canaries), S. Fernandez Santin ne s'attarde pas sur le mode de cristallisation de ces roches, mais formule trois hypothèses qui pourraient présider à l'apparition de telles roches. Elle imagine :

- soit la formation de veines et/ou de zones irrégulières, au

sein du basalte-hôte, par migration d'un magma essexitique intrusif, issu de la masse principale ;

- soit la cristallisation in situ de fluides résiduels issus de différenciations locales dans le basalte-hôte ;

- soit un remplacement métasomatique sous l'action de fluides chargés en Na_2O et K_2O . Cette hypothèse qui se heurte à de nombreuses difficultés (chutes importantes en CaO et MgO , et importantes différences dans la cristallisation d'une même roche), lui semble limitée à la seule zone de contact où les pegmatitoïdes ont été contaminées par le basalte-hôte.

F. UN MODÈLE PLAUSIBLE DE FORMATION DES PEGMATITOÏDES : LA SOLIDIFICATION DES LINGOTS MÉTALLIQUES

Cet exposé des phénomènes métallurgiques a pu être réalisé grâce à l'obligeance de MM. F. Durand, professeur à l'Institut National Polytechnique de Grenoble ; M. Guillot et F. Peilloud, ingénieurs à l'usine annécienne de la S.N.R. (Société Nouvelle de Roulements), responsables, respectivement, du laboratoire analyses et mesures et du laboratoire métallurgie et analyses.

L'essentiel de cet exposé a été tiré des travaux de A. et J. Pokorny (1967 et 1971). Les références aux lingots d'acier seront très fréquentes, pour deux raisons : il s'agit d'un métal courant que travaillent préférentiellement les personnes que j'ai rencontrées, et les phénomènes qui seront décrits y sont plus accentués que dans d'autres alliages.

I. LES OBSERVATIONS EN METALLURGIE

La solidification des métaux, particulièrement des aciers, a été très bien étudiée, car il peut en résulter des défauts (retassure, soufflures, etc.) marquant irrémédiablement les produits finis.

Après avoir extrait et élaboré le métal simple ou l'alliage, il faut le couler pour avoir un bloc transportable destiné au laminage ou au forgeage : le lingot. La coulée des lingots se fait généralement dans des formes métalliques, le plus souvent en fonte, d'une hauteur supérieure à un mètre, et qui contiennent plusieurs tonnes de métal fondu : les lingotières (Fig.34).

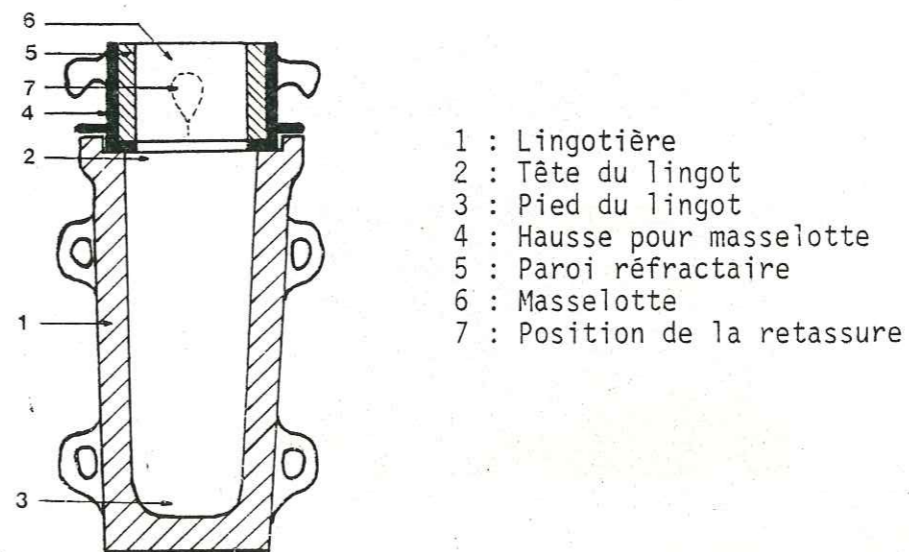
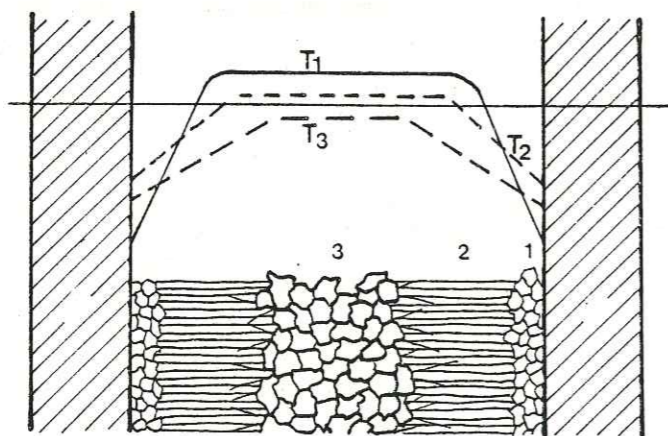


Fig. 34 : Schéma d'une lingotière

Le cas des aciers non calmés met en évidence une solidification en présence d'un dégagement gazeux d'oxygène et/ou d'oxyde de carbone. Ces gaz très solubles dans l'acier liquide, le sont beaucoup moins à l'état solide et ils se dégagent à mesure que la solidification progresse ; l'acier est alors dit "effervescent". Ce dégagement gazeux produit un brassage du liquide résiduel, considéré comme favorable pour certaines qualités (aciers dits non calmés). Pour les autres qualités, l'acier liquide est traité avant coulée par addition d'un désoxydant (aluminium, ferromanganèse, etc.) ; l'acier est dit calmé. Certains défauts de solidification diffèrent suivant que l'acier a été calmé ou non avant coulée. C'est ainsi qu'apparaissent soit une ou des retassures (aciers calmés, plus rarement aciers effervescents), soit des soufflures (aciers effervescents).

I.1. Structure type des lingots

Quelques particularités importantes caractérisent le mode de solidification d'un lingot. Pour l'étudier, il faut considérer le cas simple où le métal ou l'alliage est coulé dans une lingotière cylindrique dont le rapport hauteur:diamètre interne est élevé. Dans ce cas, à mi-hauteur de la lingotière, le gradient de température (dT/dX) est dirigé horizontalement et radialement. Pour une tranche située à mi-hauteur de cette lingotière, l'étude de la cristallisation, depuis la paroi froide du moule jusqu'au coeur du lingot, montre trois zones successives : une zone de contact appelée "peau", une de



- 1 : Peau
- 2 : Zone colonnaire
- 3 : Zone équiaxe
- Tf: Température de fusion de l'acier
- T₁, T₂, T₃ : Profils de température
- LI: Lingotière

Fig. 35 : Zones de cristallisation et profils de température correspondants - Coupe

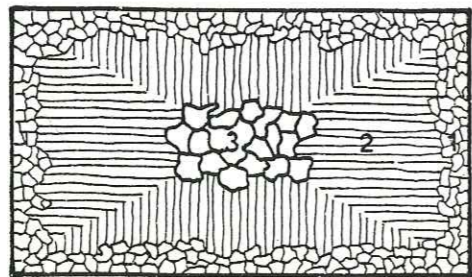


Fig. 36 : Zones de cristallisation dans un produit coulé - Plan

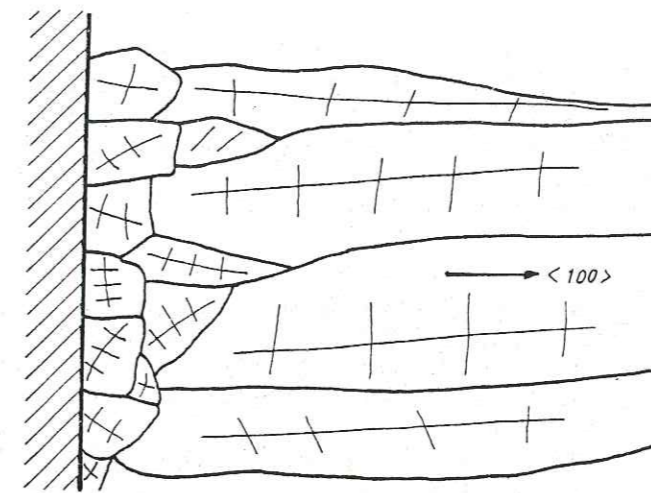


Fig. 37 : Naissance des grains basaltiques par croissance préférentielle des grains $\langle 100 \rangle$ - Coupe

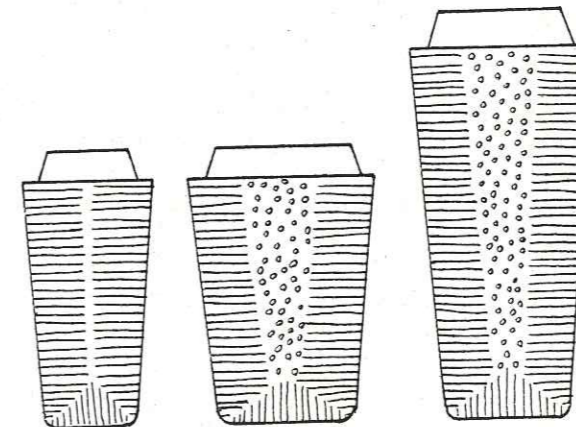


Fig. 38 : Variation de l'épaisseur de la zone colonnaire :
- avec la forme (b plus trapu que a)
- avec le poids (c plus lourd que a)

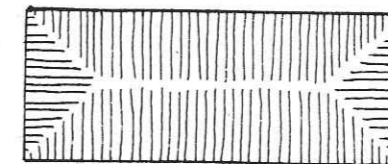


Fig. 39 : Structure de solidification "en toit" des petites pièces moulées - Plan

transition dite "colonnaire" et une centrale dite "équiaxe" (Fig. 35). Ce phénomène est bien connu en métallurgie où l'on essaie, notamment par les traitements thermiques, de minimiser les hétérogénéités de structure qu'il produit.

I.1.1. La couche de contact ou "peau"

Au contact de la paroi froide de la lingotière, la couche de contact se solidifie rapidement avec une grande surfusion ΔT . La chute de température est importante et peut se traduire par la courbe T_1 . A cette forte surfusion, correspond une germination de type spontané, se caractérisant par un grand nombre de germes. Il se forme alors de nombreux petits cristaux peu ou non orientés. Dans le cas des aciers, la composition chimique de cette zone correspond en général à celle de la coulée, alors que dans le cas des alliages où les divers composants présentent un large intervalle de solidification, cette "peau" est appauvrie en constituants les plus fusibles.

I.1.2. La couche intermédiaire ou "zone colonnaire"

Au fur et à mesure que l'épaisseur solide s'accroît, la vitesse de refroidissement décroît et la surfusion au front de cristallisation diminue fortement. La chute de température est moindre et peut se représenter par la courbe T_2 .

Suite à une discrimination liée à l'anisotropie cristalline, certains cristaux nés sur la paroi se développent librement vers l'intérieur du liquide, en ne rencontrant aucun germe devant eux. Au contraire, parallèlement à la paroi, ces cristaux se gênent mutuellement dans leur croissance. Il se forme ainsi une zone de grains allongés, contigus, de même orientation cristallographique, appelée "zone colonnaire ou zone basaltique orientée". L'apparition de ces grains allongés dendritiques, d'une longueur variant de 1 à 10 cm, est favorisée par une grande vitesse de refroidissement. La direction privilégiée de croissance, voisine de la direction de l'écoulement de chaleur en l'absence de mouvements de convection dans le liquide, donne priorité aux cristaux possédant cette orientation. Si cette dernière est par trop différente, le grain allongé est rapidement débordé par ses voisins mieux orientés. La sélection des grains peut se schématiser par la figure 37 qui montre que tout grain dont l'axe $\langle 100 \rangle$ pour les métaux) n'est pas orthogonal aux isothermes, a un développement limité.

L'épaisseur de la zone colonnaire varie avec la forme et le poids du lingot (Fig. 38). Dans les petites pièces moulées, cette zone colonnaire peut s'étendre jusqu'au coeur, déterminant ainsi une structure de solidification dite "en toit" (Fig. 39).

I.1.3. La zone centrale dite "équiaxe"

La couche solidifiée s'épaississant, la vitesse de refroidissement diminue et les gradients thermiques s'atténuent, au point que, pour un même niveau dans la lingotière, le liquide résiduel est à la même température. Cependant, le liquide résiduel a été enrichi en constituants fusibles par la cristallisation dendritique. A un moment donné, ce liquide se trouve en état de surfusion constitutionnelle provoquée par la modification de composition, par rapport aux germes cristallins qu'il contient en suspension. On admet que ces germes en suspension, sont:

- soit des cristaux formés dans les tous premiers stades, contre la paroi froide, et entraînés dans le liquide,
- soit des branches de dendrites colonnaires, brisées et entraînées par les mouvements de convection du liquide résiduel.

Lorsque la surfusion constitutionnelle devient suffisante, ces branches se développent en cristaux équiaxes. S'il y en a beaucoup, les cristaux sont fins et empêchent les dendrites de se développer, en occupant tout le liquide. Au contraire, s'il y en a peu, les cristaux équiaxes sont nombreux et grossiers, tandis que les cristaux dendritiques continuent à s'étendre.

Les cristaux équiaxes sont formés par la même phase que les cristaux dendritiques. Les cristaux fins des autres phases apparaissent en cristallisation eutectique, dans les espaces intergranulaires de la zone centrale équiaxe ou entre les dendrites.

I.2. Les défauts des lingots métalliques

I.2.1. Les retassures

Ce sont des défauts caractéristiques des lingots d'aciers calmés, plus rarement des lingots des aciers effervescents.

I.2.1.1. Origine

La cristallisation d'un lingot débutant par les parties qui se refroidissent, le front de cristallisation progresse lentement, de l'extérieur vers l'intérieur. En conséquence, le liquide nourrit les parties déjà solidifiées, en comblant les vides dus à la contraction du métal (5 % dans le cas du cuivre, 4 à 8 % dans le cas des aciers). La différence entre les volumes liquide (V_l) et solide (V_s) ne cesse de grandir et il en résulte un retrait inégal, pour l'ensemble de la lingotière, ce qui se traduit par une cavité plus ou moins régulière, en forme d'entonnoir, située à la partie sommitale et centrale du lingot : la retassure (Fig.40).

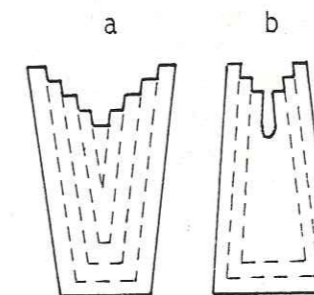


Fig. 40 : Profondeur de la retassure selon la pente de la lingotière :
a : lingotière renversée (GBH)
b : lingotière droite (GBB)

Ce phénomène très gênant techniquement, constitue un défaut dangereux et persistant que les métallurgistes essaient de minimiser. Pour cela, ils ont recours à un moule à parois réfractaires et à conicité renversée qu'ils placent sur la lingotière : la hausse pour masselotte. Ce dispositif, recevant un excès de métal fondu (masselotte), dirige la solidification du bas vers le haut, en maintenant liquide la partie supérieure du lingot où se forme la retassure. Cet artifice permet de réduire la partie à "chuter" avant laminage.

Dans le cas de métaux ou alliages réfractaires, à point de fusion élevé, le flux calorifique, traversant la surface libre du bain fondu, peut devenir relativement important. Dans certains cas, il apparaît, assez rapidement, à la partie supérieure de la lingotière, une croûte solidifiée,

plus ou moins épaisse. Dans ces conditions, le retrait accompagnant la solidification, affecte des régions situées plus à l'intérieur du lingot, et il en résulte la formation possible d'une ou plusieurs retassures internes séparées par des ponts de solidification (Fig.41). Elles peuvent communiquer entre elles par rupture de ces ponts.

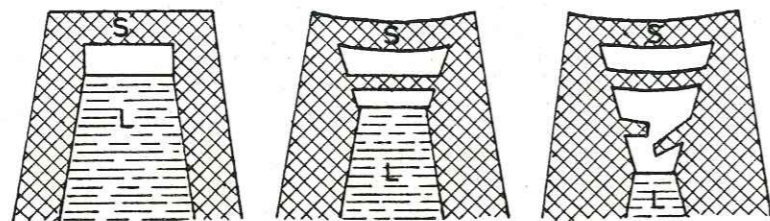


Fig. 41 : Formation des ponts de solidification
(L : liquide ; S : solide)

La forme et les dimensions de la retassure sont fonction de la grosseur du lingot, de la nature chimique et du point de fusion du métal ou de l'alliage, de la température de coulée et de la vitesse de refroidissement, de la forme et des dimensions de la lingotière.

I.2.1.2. Importance des éléments les plus fusibles

C'est dans le secteur de la retassure que se concentrent préférentiellement les impuretés et les gaz. Reconnu et mesurable, ce phénomène est d'autant plus sensible que la taille et le poids du lingot sont importants. C'est ainsi que, selon la zone envisagée ("peau" ou zone proche de la retassure), les teneurs en carbone, soufre et phosphore varient dans d'assez larges proportions. Ces variations, calculées en pourcentages en prenant comme base les teneurs de la coulée, sont exprimées dans le cas de deux lingots A et B, pesant respectivement 3 et 6,5 tonnes (Tableau 18). Le signe + indique une augmentation des teneurs par rapport à celles de la coulée, le signe - marque une diminution.

	Lingot 3 t			Lingot 6,5 t		
	Peau	Retassure	Teneurs moyennes	Peau	Retassure	Teneurs moyennes
C	- 11,5%	+ 18,0 %	0,305	- 20,0%	+ 38,0 %	0,500
S	- 18,2%	+ 18,2 %	0,022	- 12,0%	+ 16,7 %	0,100
P	- 30,0%	+ 32,5 %	0,040	- 18,3%	+ 85,8 %	0,120

Tableau 18 : Variations des teneurs en C,S et P dans les lingots

Ce tableau traduit numériquement ce que les métallurgiques appellent "ségrégation normale", liée essentiellement à l'existence d'un gradient de température dans la lingotière. De ce fait, la solution proeutectique de l'alliage fondu, se dépose uniquement ou presque dans les régions extérieures, alors que la fraction eutectique, apparaissant en fin de cristallisation avec une température de solidus plus basse, occupe le centre du lingot. L'effet de ce phénomène est diminué par un refroidissement lent et par l'utilisation d'alliages dont les constituants présentent un faible intervalle de solidification.

I.2.2. Les soufflures

Les soufflures sont des défauts caractéristiques des lingots effervescent ou mal calmés. Elles résultent de l'emprisonnement de gaz dans le métal en cours de solidification. La quantité de gaz ainsi piégée, dépend du rapport entre les vitesses de cristallisation et de formation des bulles de gaz. Ainsi, lorsque la vitesse de formation de gaz est élevée, les bulles s'échappent du liquide et ne donnent pas de soufflures, ce qui est le cas de la zone de peau des lingots effervescent. Par contre, pour une même vitesse de progression du front de solidification, si la pression ferrostatique est plus élevée, les bulles de gaz se trouvent emprisonnées dans le métal, ce qui donne les soufflures de peau en pied de lingot.

La naissance du dégagement gazeux après l'arrêt de l'effervescence, est due tant à la concentration en carbone de la zone "ségrégee" (terme couramment utilisé en métallurgie, pour désigner la partie différenciée par ségrégation et située à la partie centrale du lingot), qu'à la diminution relative de pression due au retrait du métal en enceinte close.

Si le dégagement est continu, les soufflures peuvent être très allongées et leur direction est variable suivant celle de progression du front de solidification. En tête des lingots de type semi-calmé, se trouvent des soufflures qui partent horizontalement, puis s'incurvent vers le bas en direction de la zone qui reste le plus longtemps liquide. Ces soufflures peuvent même aboutir verticalement, dans une retassure axiale sous un pont de solidification, quand les soufflures produites n'arrivent pas à compenser le retrait du métal.

Dans les lingots coiffés, les soufflures commencent côté lingotière par une pointe effilée, et se terminent côté axe du lingot, par une extrémité arrondie. Lorsque ces soufflures de peau débouchent dans la zone interne, du liquide "ségrége" peut, par suite de la surpression interne, pénétrer dans l'extrémité de ces soufflures dont le contenu est compressible (gaz), et donner des taches "ségrégees". Sur leur surface normalement lisse, les soufflures présentent alors des aspérités dues à un suintement du liquide interne.

I.2.3. Les tapures ou criques

Ces défauts se rencontrent au niveau de la peau des lingots quel que soit le type de métal de départ, calmé ou effervescent. Par suite des contraintes internes engendrées aussi bien par les différences de température entre la peau et le coeur du lingot, que par les différences de volume (passage du liquide au solide et/ou passage d'une phase cristalline à une autre plus stable), la zone solidifiée a tendance à se craqueler parallèlement à l'orientation du gradient de température. Il est évident que ces défauts s'individualisent préférentiellement dans des zones où existent des discontinuités (bulles de gaz, espace interdendritique, etc.). Plus les tensions sont fortes, plus les tapures sont profondes. Elles peuvent, de ce fait, mettre en communication la zone centrale encore liquide et chaude (zone en cours de compression) avec la zone de contact déjà solide et plus froide (zone en cours d'extension), et il peut y avoir injection de métal "ségrége" dont les caractéristiques de solidification sont identiques à celles d'un lingot : peau, zone colonnaire, et éventuellement suivant l'importance de la tapure, zone équiaxe.

I.3. Les lingots en coulée continue

Ce procédé récent de coulée continue nécessite l'emploi de lingotières spéciales, très profondes, dont le fond, mobile et escamotable, descend progressivement au cours de la coulée. Plusieurs rouleaux latéraux maintiennent

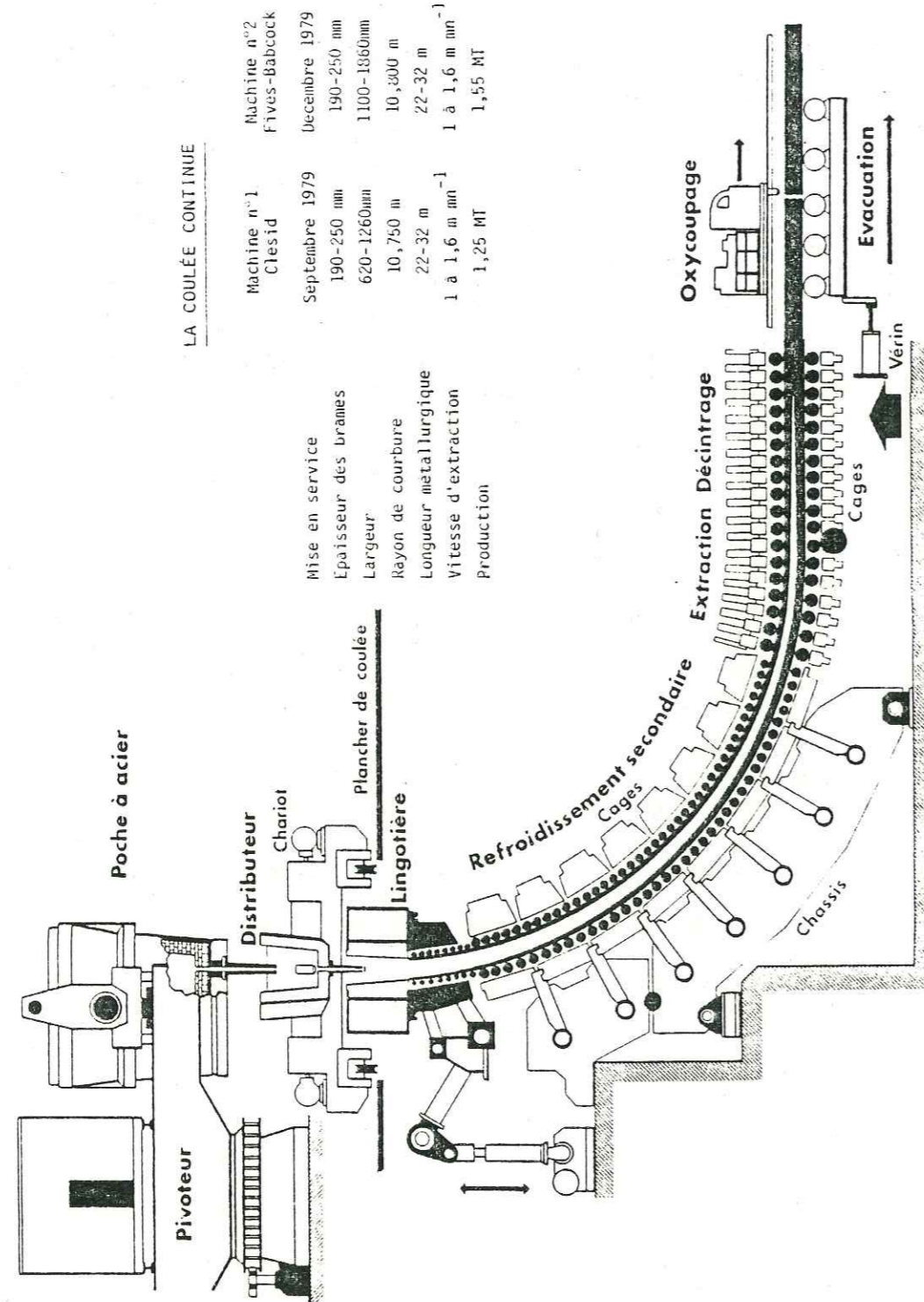


Fig. 42 : Principe de la coulée continue

Les irrégularités de cristallisation (mini-lingot) se produisent dans le secteur indiqué par la flèche.

les parois de la lingotière, en exerçant une certaine compression.

Dans ce type de lingotière, la cristallisation présente les mêmes caractéristiques que celles des lingots classiques. La solidification se fait très rapidement, avec la formation d'un "puits" très profond dans lequel se concentrent les éléments les plus fusibles.

C'est entre les rouleaux que se produit un phénomène particulier. A leur niveau, la pression est maximum, alors qu'entre deux rouleaux, il y a une décompression relative. Cette décompression crée un appel de matière, un peu à la manière d'une pompe aspirante. Il se forme alors une gouttelette ou ampoule de métal liquide au sein d'une masse plus froide et cristallisée. Le phénomène de paroi froide peut se reproduire, la masse cristallisée jouant le rôle de lingotière pour la goutte de métal fondu. La solidification de cette goutte présente les mêmes caractéristiques que celle d'un lingot. Les métallurgistes qualifient ce phénomène du terme de "mini-lingot".

I.4. Les lingots coulés sous vide

L'obtention de lingots de certains éléments très avides d'oxygène (titane, zirconium), conduit à l'emploi d'une technique particulière de coulée sous vide.

Au-dessus d'une lingotière en cuivre, refroidie par un courant d'eau, on suspend un lingot impur dit de première fusion, ou un barreau "d'éponge", véritable aggloméré de granules de "métal" impur. On soumet cet ensemble, placé dans une enceinte sous vide, à une très forte différence de potentiel, la lingotière tenant lieu de cathode. L'arc électrique qui se produit, fait fondre petit à petit, le lingot de première génération. Le nouveau lingot ainsi formé ne présente aucune des caractéristiques des lingots classiques : cristallisation et retassure. Par contre, à l'interface liquide-solide, dans la lingotière, peuvent s'individualiser des gouttelettes rondes, remplies de métal "ségrégué" : les freckles. La solidification de ces gouttelettes est identique à celles des lingots classiques avec présence de dendrites.

I.5. Conclusions à l'étude des lingots métalliques

La solidification des lingots métalliques produit une structure de grains qui comporte trois zones distinctes (peau, zone colonnaire et zone équiaxe), chacune ayant des caractères de cristallisation propres. Ces différences existent quelle que soit la teneur en gaz dissous dans le métal fondu, et ne sont liées qu'aux variations de température et de surfusion du bain. De même, la cristallisation sous forme de dendrites est un phénomène constant, lié tant à la nature chimique du bain qu'au mode de refroidissement. Elle est amplifiée par :

- un grand intervalle de solidification existant entre les différents éléments constitutifs d'un alliage,
- les mensurations (taille et poids) d'un lingot,
- par un mode de refroidissement lent.

Les défauts des lingots métalliques sont issus des contraintes inhérentes au système lingotière-métal fondu (modes de coulée et de refroidissement de l'ensemble, nature du métal fondu, contraintes internes régnant dans le lingot).

L'injection de métal "ségrégué" dans les retassures, soufflures et/ou tapures, est toujours liée à des différences de pression entre deux parties, l'une étant solide et "froide", l'autre liquide et "chaude".

II. COMPARAISONS ENTRE LES LINGOTS METALLIQUES ET LES ROCHES DU PUY DE NEIREBROUSSE

Les particularités de structure et les défauts des lingots métalliques apparaissent à deux échelles : les uns intéressant la structure générale du lingot (grande échelle), les autres la structure intime de certains défauts (petite échelle). Ces deux échelles d'observation se retrouvent en géologie :

- la comparaison à grande échelle s'impose entre un lac de lave figé dans le cratère d'un appareil explosif qui est un puits profond, et un lingot, par l'assimilation de la totalité de la structure à un lingot. L'expérience montre que les pegmatitoïdes se présentent à la partie supérieure des lacs de lave (Beaulieu, Saint-Sandoux, Makaopuhi). A Neirebrousse, par suite de l'absence d'arguments de terrain, cette échelle d'observation ne sera pas abordée.

- une analogie à petite échelle, entre le mode de cristallisation du métal "ségrége" s'injectant dans les défauts des lingots métalliques, et celui des pegmatitoïdes peut être établie et poussée très loin. Cette seule analogie fera l'objet de ce paragraphe.

II.1. Le contact basanite - pegmatitoïdes

Bien que les conditions de prélèvement soient difficiles, vu le débit en gravillons de la basanite du puy de Neirebrousse, le contact a pu être étudié dans trois cas. Il se fait toujours de façon franche, bien que parfois très sinieuse.

II.1.1. Le contact du côté de la basanite

Dans la basanite, les cristaux ne présentent aucune orientation préférentielle. Il faut cependant noter que, localement, les microlites de plagioclase se regroupent en petites veines très étroites (> 0,5 mm) qui peuvent se disposer plus ou moins parallèlement au contact. Il peut en être de même pour certaines olivines à structure squelettique.

La principale modification observée dans la basanite, réside dans la concentration de petites augites vertes, parfois un peu violacées. Des microlites de plagioclase et de petits cristaux d'olivine les accompagnent. La largeur de cette bande de concentration est de 1 mm environ. Souvent dans cette zone, les plagioclases comme les augites, ont tendance à se disposer parallèlement au contact.

II.1.2. Le contact du côté des pegmatitoïdes - Structures des veines grenues

II.1.2.1. La couche de contact ou "peau"

La couche de contact des pegmatitoïdes avec la basanite, est très étroite (< 1 mm) et souvent discontinue. Elle est caractérisée par des lattes de plagioclase (An 60-65) et des prismes de titano-augite de taille légèrement supérieure à celle des mêmes cristaux dans la basanite (0,6 mm). Si parfois, ils se disposent parallèlement au contact, ils ont cristallisé en général de façon quelconque. Quelques titano-augites se regroupent en étoiles à branches multiples.

MINÉRAUX	BASANITE			PEGMATITOÏDES		
	Peau	Zone colonnaire	Zone équiaxe grain moyen	gros grain	Zone équiaxe grain fin	grain fin
Olivine	-	1	1	1	< 1	< 1
- squelettique	3	-	2	-	-	-
- globuleuse	60	30	20	38	2	2
Titano-augite	-	-	7	-	2	2
Augite verte	-	-	-	-	-	-
Plagioclases	35	65	14	25	2	2
- An 65	-	-	18	18	5	5
- An 45	2	3	10	7	11	11
Titano-magnétite	-	-	< 1	+	2	2
Hématite	-	-	-	-	-	-
Apatite	rare	1	1	2	-	-
- brune	+	+	+	+	1	1
- incolore	-	-	-	1	2	5
Mica	-	-	-	rare	rare	1
Rhönite	-	-	-	6	17	48
Feldspath alcalin	-	-	-	6	7	6
Feldspathoïdes	-	-	-	2	13	13
- Néphéline	-	-	-	+	+	1
-Sodalite	-	-	-	-	-	-
Analcime	-	-	-	+	+	1

+ minéral observé ; - minéral absent

N.B. : ce tableau donne une estimation globale, et non une quantification calculée au compteur de points, celui-ci s'étant révélé inadapté à la structure très touffue des pegmatitoïdes

Tableau 19 : Proportions minéralogiques estimées en pourcentages

II.1.2.2. La couche "colonnaire"

Immédiatement après cette "peau", se produit un brusque changement de taille de tous les minéraux. Ceux-ci s'allongent énormément et se fichent perpendiculairement sur la zone de contact, sans jamais pénétrer dans la basanite. Cette zone, analogue à la zone "colonnaire" des lingots, est constituée essentiellement par des labradors (An 60-65). De nombreuses augites peuvent s'y associer. Accessoirement, s'y observent des olivines squelettiques de petite taille, des octaèdres squelettiques de titano-magnétite et de grosses apatites fumées. Souvent, entre les aiguilles de labrador et près de la zone de contact, j'ai observé des vésicules de forme plutôt arrondie.

Quand les veines de pegmatitoïdes sont étroites (2 à 3 mm), seules s'observent la "peau" et la couche "colonnaire". Cette observation est à mettre en parallèle avec la structure des petites pièces moulées où seules ces zones sont reconnues (Fig. 39).

II.1.2.3. La zone centrale "équiaxe"

La zone centrale des veines de pegmatitoïdes peut être constituée par deux types d'associations minérales, aux limites très floues :

- l'une à gros grain, formée par les mêmes minéraux que la zone "colonnaire",
- l'autre à grain fin, formée par des fibres de feldspaths alcalins et des cristaux de sodalite, de néphéline et d'analcime.

II.1.2.3.1. La zone à gros grain

Quand elle existe, cette zone fait suite immédiatement à la zone "colonnaire". Quelle que soit la taille des minéraux qui la composent, ceux-ci sont toujours corrodés et partiellement déstabilisés par le jus alcalin à grain fin.

Les faciès très grossiers dans lesquels la taille des minéraux (labrador, titano-augite, titano-magnétite, olivine et apatite) atteint 1 à 2 cm, se rencontrent dans les veines les plus épaisses (M 1101a). La forme des cristaux est comparable à celle des dendrites de la zone "colonnaire". Il existe cependant des différences entre ces deux zones:

- les cristaux de cette zone à gros grain, ne sont jamais en contact avec la basanite,
- leur taille est nettement plus importante,
- leur développement se fait dans tous les sens,
- leurs bordures, au contact du jus alcalin à grain fin, sont déstabilisées,
- les titano-magnétites sont typiquement squelettiques.

Dans ces faciès à très gros grain, la quantité de jus alcalin est toujours faible (5 à 10 %).

Dans les faciès à grains millimétriques (grain moyen : M 1101b), s'observent les mêmes minéraux, mais la forme en dendrites n'est réalisée que dans les plagioclases, plus rarement dans les titano-augites. Les autres cristaux sont subautomorphes avec une légère tendance à l'allongement. Les olivines sont plutôt globuleuses que squelettiques et les titano-magnétites se présentent en octaèdres normaux et en rares lamelles. A ces minéraux, s'ajoutent des augites vertes automorphes.

Comme dans les faciès grossiers de cette zone, tous les cristaux, à l'exception des augites vertes, sont déstabilisés sur leurs bor-

dures au contact du jus alcalin. Ils ne sont jamais en contact avec la basanite. Dans ce type de pegmatitoïdes à grain moyen, la proportion de jus alcalin est importante : 30 à 40 %.

La vésiculation de cette zone, quelle que soit la taille des grains - centimétriques ou millimétriques -, est relativement importante. Les vésicules, généralement de forme arrondie, se situent de préférence entre deux cristaux de labrador ou entre un labrador et une titano-augite, au voisinage immédiat du jus alcalin à grain fin.

II.1.2.3.2. La zone à grain fin

Le coeur des veines épaisses d'au moins 1 cm, est occupé par un fin feutrage de fibres de feldspaths alcalins, non maclés, englobant des cristaux de sodalite, de néphéline et d'analcime. Quelques baguettes de rhönite, de mica (phlogopite probable), associées à des granules de magnétite et à des lamelles d'hématite, forment la partie colorée de ce feutrage. Des aiguilles d'apatite incolore peuvent y être observées. La taille de tous ces minéraux varie assez peu entre 0,05 et 0,2 mm.

Dans ce feutrage, peuvent se rencontrer des phénocristaux très corrodés de labrador (An 65) et de titano-augite. De petites augites vertes peuvent se développer sur les fantômes de plagioclase.

Dans les parties les plus cristallisées de cette zone, les fibres de feldspath alcalin ont un habitus particulier : sur les côtés de la fibre prennent naissance des épines d'orientation optique voisine de celle de la fibre, donnant une dendrite branchue à extinction roulante. La forme en Y est assez courante, mais il est rare d'observer plusieurs rameaux latéraux sur une même fibre. Il arrive parfois que les fibres branchues de feldspath alcalin se développent et donnent par nourrissage des cristaux triangulaires. C'est aussi dans ces parties les plus cristallisées, que les sodalites et néphélines ont été observées en cristaux subautomorphes.

Cet entrelacs de fibres ne se rencontre pas au voisinage de la basanite, si ce n'est localement quand le jus alcalin s'insinue entre les grands cristaux de labrador, mais sans jamais atteindre le contact.

C'est dans cette zone peu vésiculée, que se rencontrent préférentiellement les éléments les plus légers du magma : sodalite (Cl), rhönite (OH), mica (OH), analcime (OH) et dans une moindre mesure apatite (F, Cl).

II.1.2.3.3. Conclusions à l'étude de la zone "équiaxe"

Ces deux zones centrales semblent correspondre à la zone centrale des lingots. La zone à gros grain serait l'homologue de la zone à grains équiaxes des lingots. La zone alcaline à grain fin pourrait correspondre à la cristallisation finale du liquide résiduel enrichi par la ségrégation normale.

II.2.2. Conclusions à l'étude comparative "lingot-pegmatitoïdes"

L'étude comparative des structures permet de tirer plusieurs conclusions importantes :

- la structure des pegmatitoïdes comparable à celle des lingots, est imputable à la différence de température entre la basanite (lingotière) et le jus différencié donnant les pegmatitoïdes (lingot) ;
- les gaz n'influent ni sur la taille, ni sur la forme des minéraux puisque les analogies qui nous intéressent, se retrouvent aussi bien

avec les lingots d'aciers effervescent qu'avec les lingots d'aciers calmés ;
 - les ségrégations minérales des pegmatitoïdes sont semblables aux ségrégations majeures des lingots. Tout au plus, les différences sont-elles exacerbées par le plus grand nombre de constituants chimiques dans les pegmatitoïdes, permettant la cristallisation de différents minéraux de plus en plus fusibles ;

- les ségrégations se faisant à l'intérieur du lingot, les pegmatitoïdes peuvent provenir d'une différenciation à l'intérieur du lac de lave basanitique sans aucun apport extérieur.

III. HISTOIRE DE LA SOLIDIFICATION D'UN LAC DE LAVE : LE PROCESSUS CONDUISANT A LA FORMATION DES PEGMATITOÏDES

Dans l'étude des points d'émission planéziens (cf. p.72), la structure fermée que constitue le puy de Neirebrousse, a été considérée comme un remplissage cratérique, consécutif à un dynamisme explosif de type maar. Le lac de lave alors formé, devait être, comme tous les lacs de lave connus, agité par des mouvements de convection et des bouillonnements gazeux. Ces derniers sont restés modérés puisque le lac n'a pas débordé.

Par suite du refroidissement, de nombreux phénomènes vont se déclencher, conduisant à la solidification totale du lac de lave et à la formation de pegmatitoïdes. Je scinderai l'histoire de cette solidification en quatre épisodes, parfois successifs, parfois contemporains, mais toujours complémentaires : formation d'une croûte superficielle, différenciation interne par cristallisation fractionnée, contraction et dégazage, injection des pegmatitoïdes.

III.1. Formation d'une croûte superficielle

La basanite riche en olivine et en augite, est une roche qui nécessite de hautes températures pour fondre (au moins 1 750°C pour l'olivine, 1 450°C pour l'augite). Elle se présente donc comme un bain réfractaire qui a tendance à se refroidir plus rapidement par la surface libre que par les parois. Il se forme assez rapidement une croûte en surface qui, servant d'écran relativement imperméable, empêche le dégazage total de la lave.

III.2. Différenciation interne par cristallisation fractionnée et gravité

Ainsi isolé de l'extérieur par cette croûte rigide, le lac de lave se refroidit et évolue lentement sous les effets conjugués de deux phénomènes indépendants mais complémentaires : la ségrégation gravitaire et les mouvements de convection.

La ségrégation gravitaire s'exerce sur les cristaux les premiers formés dans le bain, les plus lourds et les plus grands. Tous ces caractères sont réunis par la totalité des phénocristaux (olivine et augite), et à un degré moindre par les microlites d'augite et plagioclase. Par ségrégation, le bain magmatique s'appauvrit en MgO (olivine et augite), en CaO et FeO* (plagioclase et augite), mais il s'enrichit corrélativement en autres éléments et en gaz.

Les mouvements de convection ont pu favoriser cette ségrégation gravitaire, en agitant continuellement le bain, et en amenant les parties les plus chaudes du liquide au voisinage de la croûte superficielle refroidie. De ce fait, les germes d'olivine, puis d'augite, apparus dans le liquide, ont

pu être amenés dans une zone plus froide où ils se sont développés. Les mouvements internes du liquide les ont entraînés jusqu'à ce que la gravité ait pris le pas sur le mouvement ascendant.

Les mouvements de convection dus à des différences de température et de densité, ont amené un liquide relativement plus chaud au contact de la croûte superficielle plus froide. Il est logique de penser qu'au point d'émergence de la colonne chaude, la croûte encore pâteuse était plus mince qu'ailleurs. Il est probable que dans cette zone, ainsi que dans la zone de contact liquide-solide, des éléments constitutifs de la croûte ont été entraînés et, soit conservés dans le liquide, soit "rejetés" par gravité. Ce processus ne peut qu'enrichir le jus restant en éléments légers.

III.3. Dégazage et contraction de la lave

Le dégazage de la lave commence dès le début de l'éruption, mais il peut être plus ou moins poussé. En se refroidissant, le liquide se vésicule car les gaz qui y sont inclus tendent à s'individualiser par percolation. Ils se déplacent dans le liquide et se concentrent sous la croûte superficielle. Si la pression de gaz est suffisante, ceux-ci ont tendance à vouloir s'échapper vers le haut, au travers de la partie inférieure encore pâteuse de la croûte. Ils y déterminent des structures tubulaires semblables à celles que l'on trouve dans les lingots effervescent ou mal calmés. Le diamètre de ces tubes se rétrécit au fur et à mesure de la progression des gaz, conditionnée par l'état visqueux et plus ou moins malléable de cette partie de la croûte, et par la pression gazeuse. Cette progression s'arrête quand les pressions hydrostatique (ou lithostatique) de la croûte et gazeuse s'équilibrent.

En se refroidissant, la lave doit probablement être soumise à une certaine contraction résultant du changement d'état de liquide à solide. Des retassures internes peuvent alors apparaître si le volume occupé par les soufflures est inférieur au déficit de volume lié à la contraction de la lave. Ces retassures participent au dégazage de la lave et peuvent mettre en communication la partie centrale encore fluide et différenciée, avec les soufflures de la croûte superficielle.

III.4. Injection des pegmatitoïdes

Par suite de la baisse de la température, la pression de gaz peut être plus faible que :

- la pression "lithostatique" de la croûte et la soufflure aura tendance à s'écraser et à disparaître par soudure de ses deux bords ;
- la pression hydrostatique du coeur fluide du lac de lave et, si la soufflure communique avec cette zone, il se produit une véritable "aspiration" du liquide différencié "chaud" qui va remplir le tube en comprimant les gaz contre les parois "froides".

Les structures observées dans les pegmatitoïdes, montrent bien que la basanite a servi de lingotière plus froide à ce jus différencié qui s'y est injecté. Le refroidissement de ce liquide a été :

- brutal dans les petites veines (peau et zone colonnaire observées) et à l'extrémité des veines plus importantes (peau, zone colonnaire et zone équiaxe alcaline à cristallisation fine) ;
- plus modéré dans les veines épaisses et dans la partie centrale du lac de lave (peau, zone colonnaire d'épaisseur moyenne, zone équiaxe à dendrites équiaxes et minéraux alcalins dendritiques ou globuleux).

III.5. Remarques

Cette hypothèse génétique a été imaginée en partant tant des observations métallurgiques que des observations géologiques sur un des lacs de lave du Makaopuhi à Hawaii.

T.L. Wright et R.T. Okamura (1977) en étudiant ce lac de lave de mars 1965 à février 1969, soit sur une période de près de 36 mois, ont montré qu'il y avait eu, dans ce lac de lave :

- apport extérieur nul puisque l'événement se situe au-dessus de la surface libre du lac ;
- ségrégation sélective de l'olivine présente dans la croûte superficielle, absente ou presque des veines différenciées, concentrée au fond du lac ;

- remobilisation partielle de la base de la croûte superficielle (25 % des cristaux de cette croûte ont été observés dans le liquide résiduel). Si la composition chimique de l'olivine et celle de l'augite varient peu, celle du plagioclase accuse un net changement en passant de An 80 à An 60.

- apparition de la vésiculation entre 1 190°C (température d'émission de la lave) et 1 070°C ;

- apparition de la différenciation entre 1 110 et 1 080°C ;

- subsidence de la surface du lac, probablement par contraction. Le déficit de volume calculé depuis les observations de surface, est de 14 000 m³ environ, ce qui donne un coefficient de contraction de 0,003 % (le volume initial était estimé à 5 x 10⁸ m³). Cette valeur est très faible car il n'a pas été tenu compte de l'important dégazage suivant immédiatement l'éruption, les premières mesures n'ayant été effectuées que deux mois plus tard.

- gonflement de la surface du lac de lave accompagné d'importantes variations de densité dans la partie centrale, alors que partout ailleurs, la subsidence se poursuivait de façon modérée mais nette. Pendant cette période, la profondeur de l'interface liquide-solide était très fluctuante. C'est à l'aplomb de la zone soulevée qu'ont été traversées par sondages, les veines différenciées vésiculées. La température de mise en place de ces veines dans un encaissant plus froid, se situe entre 1 070 et 1 030°C.

- solidification du lac de lave vers 980°C.

G. OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES À L'ÉTUDE DES PEGMATITOÏDES

Au cours de cette étude, j'ai été amené à étudier d'autres pegmatitoïdes, à titre de comparaison, tant du point de vue bibliographique que pétrographique. Ceci a été possible grâce à l'obligeance d'A. de Goër de Herve qui a aimablement mis à ma disposition, ses documents personnels et ses travaux inédits.

I. REMARQUE A PROPOS DE LA STRUCTURE DES LAVES ENCAISSANTES

I.1. Observation générale

Toutes les laves que j'ai étudiées, tant saturées que sous-saturées, ont un point commun : elles sont toujours holocristallines et présentent généralement une structure microdoléritique. Cet état est relativement exceptionnel dans les laves mélanocrates sous-saturées du Cantal, alors qu'il est de règle dans les basaltes mésocrates. Cet état cristallin relativement rare dans le Cantal, pourrait sous-entendre un mode "d'affinage" particulier à ces laves.

I.2. Conditions d'apparition de cet état cristallin doléritique

Cet état holocristallin est classiquement décrit comme étant la conséquence du refroidissement lent d'un magma. Dans le cas des laves, le refroidissement commence dès que le magma migre vers la surface. D'après mes observations de terrain, il me semble que cet état cristallin puisse prendre naissance :

- soit au cours de l'éruption, par la montée lente ou ralentie du magma dans la cheminée d'alimentation. J'ai observé le cas au puy de Grandval au cours de l'épisode explosif (cf. p. 83). Les premiers témoins basaltiques de cet épisode, sont représentés par des bombes tachylitiques aphyriques, incluses dans les brèches de débouillage. Au-dessus de ces brèches, apparaît une lave mélanocrate, caractérisée par la présence de nodules de périclase et de kaersutites décimétriques. Corrélativement à la perte de ses enclaves, cette lave acquiert une structure microdoléritique fine et devient holocristalline.

- soit après l'éruption, par refroidissement lent d'un lac de lave de grande taille. J'ai observé ce phénomène dans deux lacs de lave : les Rochers de la Bohal (500 x 375 m) et le plug des Plaines Basses (Ø ≈ 550 m). Dans les deux cas, la lave, à la base de ces appareils, est sub-aphyrique et se débite en gros prismes. Elle passe progressivement vers le haut, à un terme holocristallin à structure microdoléritique fine, qui se débite en dalles sub-hexagonales de dix centimètres d'épaisseur.

- soit une combinaison des deux phénomènes. Tel me paraît être le cas de la basanite de Neirebrousse. En effet, la majorité des cristaux d'olivine (95 %) sont subautomorphes, alors que 5 % d'entre eux présentent une structure squelettique peu poussée (cf. p. 202). Ceci revient à dire que la trempe subie par ces minéraux, a été modérée, par suite du refroidissement de la lave qui a permis leur individualisation en profondeur. Le lac de lave étant de grande taille (500 x 325 m), le refroidissement lent a pu se prolonger par inertie thermique. La taille des plagioclases (0,4 mm) de la basanite de Neirebrousse est nettement supérieure à celle des plagioclases des basanites des lacs de lave cités ci-dessus (0,05 à 0,2 mm).

L'apparition de cet état cristallin est peut-être lié à :

- une température d'émission plus basse que dans le cas général,
- une faible différence entre température d'émission et température critique de germination,
- un important volume de lave émis ou concerné.

I.3. Importance de cet état holocristallin dans le processus d'élaboration des pegmatitoïdes

D'après mes observations microscopiques, la solidification des laves-hôtes de pegmatitoïdes, suit exactement les lois de la cristallisation fractionnée au cours de laquelle le magma résiduel perd les éléments chimiques qui entre dans la constitution des premiers minéraux formés. Ceux-ci étant des minéraux calco-ferro-magnésiens, le magma résiduel est appauvri en Ca, Fe et Mg, mais corrélativement enrichi en Si, Al, Na et K.

Une lave holocristalline apparaît comme le produit d'une cristallisation fractionnée menée à son terme.

En conclusion, il me semble que l'état holocristallin d'une lave est une condition non seulement favorable, mais nécessaire à l'élaboration de pegmatitoïdes. Nombreuses étant les laves holocristallines qui ne renferment pas ce type de différenciation, cette condition nécessaire n'est pas suffisante. Il est probable que la taille des différents cristaux, le volume de lave concerné, la vitesse de refroidissement et l'amplitude des mouvements

internes engendrés par les diverses tensions s'exerçant sur le magma, ont un rôle important dans ce processus complexe aboutissant à la naissance des pegmatitoïdes.

II. REMARQUE A PROPOS DES ANOMALIES DE CRISTALLISATION DE CES LAVES HOLOCISTALLINES

Quelles que soient la nature et la provenance des laves sous-saturées contenant des pegmatitoïdes (basanites, ankaratrites, néphélines, leucito-néphélines), j'ai observé de façon quasi systématique une anomalie de cristallisation : l'élément blanc de la lave (plagioclase ou néphéline) forme de grandes plages parfois centimétriques, plus ou moins amiboïdes, toujours poecilites renfermant tous les éléments colorés (augite, olivine, magnétite). Cette particularité n'apparaît pas dans les laves basaltiques peu sous-saturées ou saturées.

D'autres laves sub-holocristallines, récoltées tant dans le secteur étudié, que dans celui levé par G. Boudon (1979) ou que sur la Planèze de Saint-Flour (A. Maurizot-Blanc, 1974 ; échantillons d'A. de Goër de Herve), renferment des plagioclases ou des néphélines poecilites, centimétriques. Il s'agit toujours de laves très sous-saturées (plus de 15 % de néphéline et leucite normatives).

Si la basanite de Neirebrousse ne présente pas cette particularité (je l'ai appelée basanite sur la présence d'un feldspathoïde modal, mais sa teneur en néphéline normative est inférieure à 5 %), elle montre, au voisinage des pegmatitoïdes, des veines feldspathiques, constituées par les micro-lites de plagioclase. C'est dans ces veines étroites (< 0,5 mm) et plus ou moins parallèles au contact, que s'observent les cristaux de néphéline et d'alcalime.

Une remarque du même type peut être faite sur des laves basaltiques peu sous-saturées (basanites et ankaramites basanitiques) qui présentent fréquemment des anomalies de structure montrant des concentrations de matériel différencié à composition plus ou moins phonolitique, sous la forme d'îlots, globules, trainées, veinules, etc. leucocrates, formées par du plagioclase "acide" (andésine, oligoclase), du feldspath potassique, des feldspathoïdes (néphéline, leucite, analcime), etc. Généralement, ces minéraux se présentent en plages plus largement cristallisées que lorsqu'ils restent en phase interstitielle dans une pâte homogène. Dans le Cantal, ce phénomène a été décrit par A. de Goër de Herve (1972), C. Maurizot-Blanc (1974) et G. Boudon (1979). M. Girod (1968) l'a étudié dans le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). Pour cet auteur, " la présence de petits schlieren dans lesquels se développent ces minéraux tardifs, incite à penser que ce liquide résiduel est susceptible d'une individualisation et d'une migration. De tels déplacements qui impliquent une viscosité relativement faible, sont rendus possibles par la haute teneur en éléments volatils - notamment en vapeur d'eau - de ce liquide phonolitique alcalin".

III. REMARQUE A PROPOS DE L'ABSENCE DE NODULES DE PERIDOTITE DANS CES LAVES HOLOCISTALLINES

Aucun nodule de péridotite n'a été observé dans les laves basaltiques holocristallines, à structure doléritique. Les laves renfermant des pegmatitoïdes ne font pas exception à la règle. Une remarque similaire a été faite sur d'autres gisements mondiaux (A. de Goër de Herve, communication orale). L'état holocristallin étant le produit final d'une cristallisation fractionnée,

il paraît normal qu'il n'y ait aucun nodule de péridotite dans ces laves.

Cependant, il est possible que si ces nodules étaient présents dans la lave au début de l'éruption, ils aient été soit entièrement désagrégés et assimilés par la lave, soit séparés du magma qui se refroidit lentement, par gravité. Cette dernière hypothèse est illustrée par l'exemple du lac de lave de Beaulieu (carte Perthuis, 1/50 000) où plusieurs sondages montrent le passage progressif entre une basanite à nodules de péridotite occupant le fond du lac, et une basanite doléritique vers le haut de la structure.

H. ESSAI DE GÉNÉRALISATION DES PHÉNOMÈNES DÉCRITS AUX DIFFÉRENTS TYPES DE GISEMENTS DE PEGMATITOÏDES

Si la littérature mondiale compte de nombreux exemples de pegmatitoïdes, le mode de gisement de la lave encaissante est rarement abordé. Si le lac de lave semble être le milieu propice à la formation des pegmatitoïdes (A. de Goër de Herve, communication orale), des ségrégations similaires peuvent se rencontrer tant en coulées qu'en filons.

I. LES LACS DE LAVE

Les phénomènes décrits à partir des exemples du puy de Neirebrousse et du Makaopuhi, devraient pouvoir s'adapter à de nombreux lacs de lave. En effet, T.L. Wright et R.T. Okamura (1977) constatent que les veines vésiculées, vitreuses ou grenues, à composition hautement différenciée, qui apparaissent en remplissage de fissures, sont le lot commun de tous les lacs de lave qu'ils ont étudiés par sondages. Ainsi, les pegmatitoïdes, considérées comme curiosité pétrographique, ne devraient être que l'évolution d'un lac de lave.

En réalité, cette idée théorique est mise en défaut par l'absence de pegmatitoïdes dans la plupart des structures interprétées comme lacs de lave. Aussi faut-il en rechercher les causes. Trois hypothèses théoriques me paraissent plausibles :

- la relative simplicité du modèle métallurgique limite la comparaison. Toutefois, il me paraît inconcevable que si des hétérogénéités chimiques sont enregistrées dans un lingot (masse de faible volume - 1 m³ environ - et de composition chimique très simple - 2 ou 3 éléments différents-), elles ne puissent apparaître dans un lac de lave (masse de très grand volume - plusieurs millions de m³ - de composition chimique complexe - plus de 20 éléments dosés-).

- par suite d'un brusque refroidissement, la lave s'est figée et le processus de cristallisation débutant dès le début de la migration du magma vers la surface, n'a pas pu aller à son terme. De ce fait, les débuts de différenciation, s'il y en a, peuvent ne pas être perçus. Cependant, les laves des structures interprétées comme lacs de lave consécutifs à un dynamisme explosif de type maar, montrent presque toujours dans le secteur étudié, de très légères anomalies ou plutôt des irrégularités de cristallisation : les plagioclases (microlites, cristallites ou germes) se regroupent en veinules étroites contenant moins de granules de magnétite que le reste de la lave. Ce phénomène est d'autant plus marqué que la lave est mieux cristallisée. C'est dans ces veinules feldspathiques des laves holocristallines à structure microdoléritique, qu'apparaissent les cristaux de néphéline et d'alcalime. Ce phénomène relativement courant, me paraît, à la suite de M. Girod (1968), être un début de différenciation au sein de la lave, issu de la cristallisation fractionnée.

- l'évolution d'un lac de lave est conditionnée par des contraintes physiques : volume de lave émis, température d'émission de la lave, vitesse de refroidissement, teneurs en gaz dissous. Un lac de lave se refroidit

d'autant plus lentement que son volume est grand (inertie thermique) et qu'il renferme de grandes quantités de gaz dissous. Les mouvements de convection, en agitant l'intérieur du lac de lave, permettent l'individualisation des gaz qui brûlent dès leur arrivée en surface. Cette combustion a pour effet, de modérer la déperdition de chaleur par la surface libre du lac de lave.

En conclusion, l'évolution normale d'un lac de lave, poussée à son terme, serait bien la production de pegmatitoïdes. Toutefois, le nombre de paramètres mis en jeu est tel que cette évolution se voit, dans la majorité des cas, bloquée à un stade précoce en sorte que cette production ne s'effectue pas.

II. LES FILONS ET LES COULEES

Si, dans le cas des lacs de lave, la généralisation du mécanisme décrit est relativement aisée, elle devient beaucoup plus délicate dans le cas des filons et des coulées.

II.1. Les filons

De nombreux cas de structures de type pegmatitique ou pegmatitoïde, ont été décrits dans les filons tant basiques qu'acides, sans que le phénomène générateur ne soit clairement expliqué. Deux sortes d'observations au moins, peuvent être faites selon que la structure grenue de type pegmatitoïde, intéresse tout (le filon est l'équivalent du lingot) ou une partie (le filon fait office de lingotière pour un produit différencié) de la masse filonienne.

II.1.1. Cas où le filon est l'équivalent du lingot

Dans ce cas, l'encaissant froid fait office de lingotière pour le matériel qui s'y injecte. La peau est représentée par les parois froides alors que les zones colonnaire et équiaxe sont souvent inexistantes. Ceci tendrait à prouver que la lave s'est figée en masse, très brutalement sans possibilité d'évolution.

Il existe, cependant, des filons qui présentent, des parois au coeur, des anomalies de structure, et ce sur des distances assez importantes. Par exemple, R. Aumaître et G. Buffet (1974) ont reconnu, dans le massif des Ecrins (Alpes françaises occidentales), sur 3 km environ, un filon basique qui montre :

- dans sa partie basale, un faciès basaltique classique, déjà bien cristallisé, surtout dans la partie centrale du filon ;
- une évolution dans sa partie médiane où s'individualise une structure doléritique franche, d'autant mieux développée qu'elle est au centre du filon ;
- dans sa partie haute, un jus de cristallisation de type "minette", où abondent les biotites pneumatolytiques.

Personnellement, j'ai observé dans la région de Lastoursville (République Gabonaise), des filons doléritiques, de 1 à 2 m de puissance, attribués à un épisode de la fin du Précambrien supérieur (Francevillien). Si les parois de ces filons sont subaphyriques, le coeur en est, par contre, très cristallisé et présente une structure ophitique grossière (minéraux de 3 à 5 cm).

Dans la région d'Okandja (République Gabonaise), d'autres filons basiques, rapportés au même épisode, montreraient, en plus de cette structure particulière, une différenciation chimique notable par rapport aux laves classiquement rencontrées dans le secteur : la teneur en MgO n'est que de 4 à 7 % au lieu de 10 à 30 % (M. Donnot et F. Weber, 1969). Malheureusement, n'ayant jamais travaillé dans ce secteur, je ne sais rien de plus sur ces filons.

Par ailleurs, il existe des filons acides pegmatitiques qui présentent une structure de type lingot, mais aussi une certaine zonation tant en longueur qu'en largeur. C'est ainsi que Maucher (1941) a décrit une structure rubanée dans un filon (Fig. 43). On notera la disposition des "dendrites" de mispickel et de quartz, perpendiculaires aux épontes, mais non directement en contact avec elles, et la position centrale des produits les plus fusibles.

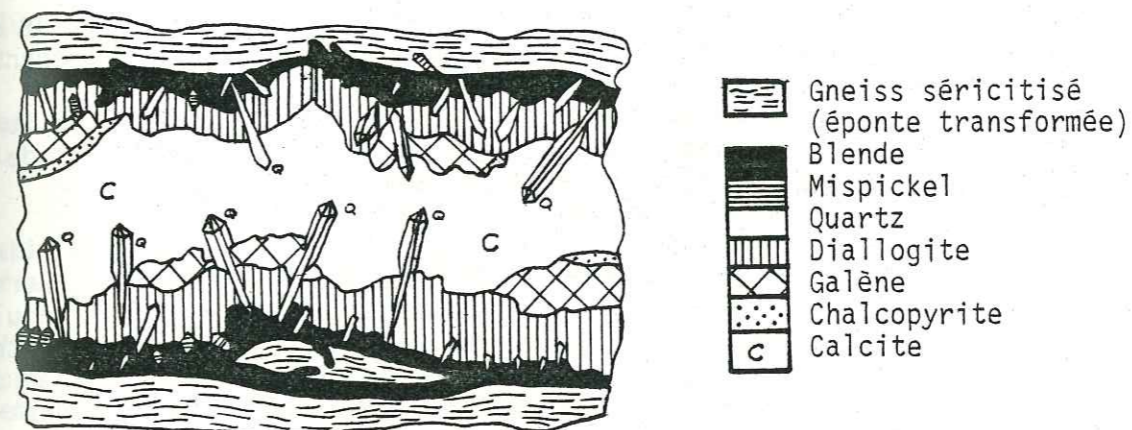


Fig. 43 : Texture rubanée symétrique dans un filon. Près de Brand - Erzgebirge. D'après Maucher, in Schneiderhöhn (1941)

Il est probable que, dans ce cas, il y ait évolution en liaison avec un refroidissement lent et un niveau structural le permettant.

La structure de type lingot n'est pas l'apanage des filons de grande taille. P. Piantone (1980) décrit de telles structures dans les fentes alpines des porphyres verts de la zone houillère briançonnaise. Ces fentes millimétriques, sont remplies, des bordures au coeur, par des aiguilles de pumellyite associées à des prismes trapus d'épidote, plus ou moins perpendiculaires aux épontes, et par un nourrissage central de quartz et de ripidolite.

II.1.2. Cas où le filon sert de lingotière à un produit différencié

Tel peut être le cas du dyke de leucito-néphéline du Suc de Rond, sur la tête de planèze de Trizac. Il s'agit d'un filon de 200 à 300 m de longueur, pour une puissance de 4 à 5 m. La roche se débite en grandes dalles à surface irrégulière. Les veines de pegmatitoïdes apparaissent sub-parallèles à ces surfaces de débit, qu'elles occupent fréquemment (G. Boudon, 1979).

G. Boudon pense que l'individualisation des pegmatitoïdes s'est effectuée au cours de la phase d'ascension, mais à un niveau très proche de la surface. De plus, il fait un rapprochement entre niveau d'apparition des pegmatitoïdes et niveau de fragmentation des laves engendrant des écoulements pyroclastiques, deux phénomènes requérant une grande richesse en fluides. Ces mécanismes pourraient se déclencher soit dans le produit d'alimentation, soit juste à l'émergence du magma, soit après un écoulement sur un certain parcours.

Cette hypothèse, pour intéressante qu'elle soit, me semble mal adaptée aux conditions particulières du gisement de ces pegmatitoïdes, en surface de débit. Pour ma part, j'aurais tendance à penser que ces pegmatitoïdes, bien qu'issues de la même lave, sont très légèrement postérieures à la mise en place du dyke de leucito-néphéline, et j'émettrais plutôt deux hypo-

thèses. La première est caractérisée par :

- l'ouverture d'une fracture et injection d'une lave leucito-néphélinique ;
- le refroidissement de la lave dans la zone proche de la surface ;
- la différenciation fractionnée dans la colonne lavique sous-jacente, sous l'action des mouvements de convection, aboutissant à un jus différencié enrichi en alcalins et appauvri en fer et magnésium ;
- l'individualisation par refroidissement de fissures de rétraction mettant en communication la zone de surface et la zone de différenciation ;
- l'injection du jus différencié dans ces fissures qui seraient l'équivalent des tapures des lingots métalliques, la partie du dyke près de la surface étant alors considérée comme la zone de peau.

La seconde hypothèse a pour base le phénomène de "mini-lingot" décrit dans les lingots de coulée continue. Au cours de son cheminement vers la surface, une partie de la lave a pu se différencier par suite des irrégularités de la cheminée : multiplication des parois froides entraînant la perte en éléments "réfractaires" (FeO, MgO et CaO), et des étranglements (zones de compression) et des élargissements (zones de décompression) de la cheminée permettant "l'injection" du jus différencié dans la lave.

De ces deux hypothèses qui ne s'excluent pas, mais peuvent se compléter, la première me semble la mieux adaptée aux conditions particulières de ce gisement (un seul type de pegmatitoïde très vésiculé, apparaissant en surface de débit).

II.2. Les coulées

Rares sont les coulées dans lesquelles les pegmatitoïdes ont été reconnues et étudiées : Wei-Tchang (A. Lacroix, 1928 et 1929), Bouzentès (A. de Goër de Herve, 1968), Lanzarote et Fuerteventura (S. Fernandez-Santin, 1969) et Brujaleine (G. Boudon, 1979) notamment.

II.2.1. Position spatiale des pegmatitoïdes par rapport à l'évent émetteur de la lave-hôte

Ni A. Lacroix, ni S. Fernandez-Santin n'ont précisé la distance existant entre l'évent émetteur et le point d'observation des pegmatitoïdes. Par contre, ce paramètre a été chiffré dans le cas des pegmatitoïdes cantaliennes de Bouzentès et de Brujaleine.

A Brujaleine, les pegmatitoïdes ont été observées jusqu'à 400 m de distance de l'évent émetteur, dans une coulée résultant de la vidange d'un lac de remplissage cratérique, probablement consécutif à un dynamisme de type maar (G. Boudon, 1979).

Dans l'interprétation initiale d'A. de Goër de Herve (1968), les pegmatitoïdes de Bouzentès se trouvaient à plus de 8 km des points d'émission du basalte doléritique, localisés aux environs de Vernejols. Des considérations récentes tendraient à montrer que la fissure (ou le système de fissures) ayant émis les basaltes doléritiques de la "nappe de Latga", pourrait avoir été aussi à l'origine des laves doléritiques de Bouzentès, indépendamment de celles issues du secteur de Vernejols. Les pegmatitoïdes n'ayant été observées qu'à Bouzentès d'une part, et autour des volcans de Vernejols d'autre part, elles seraient ainsi plus proches des centres d'émission, mais à des distances pouvant tout de même atteindre 1 km, la vidange d'un lac de lave étant totalement exclue (A. de Goër de Herve, communication orale).

II.2.2. Remarques sur les exemples cantaliens

Après l'étude des exemples cantaliens, trois importantes remarques s'imposent :

- les laves-hôtes holocristallines, à structure microdoléritique, devaient être assez chaudes et fluides pour s'épancher sur des distances égales ou supérieures au kilomètre ;
- les pegmatitoïdes se sont injectées dans des laves déjà plus froides qu'elles : la disposition normale aux contacts des clinopyroxènes et des plagioclases, l'atteste ;
- quelle que soit la nature de la lave originelle, les pegmatitoïdes sont, selon les différents indices de différenciation, aussi évoluées que celle des lacs de lave, mais plus évoluées que celles des filons.

Apparemment, la fluidité de ces laves semble en contradiction avec leur état holocristallin. En fait, dans l'état actuel des recherches effectuées, plusieurs paramètres n'ont pas été chiffrés, tels que :

- la température d'émission qui, à mon avis, conditionne l'état cristallin final. Les cristaux d'olivine, dans leur quasi totalité, ne sont pas affectés par l'effet de trempe qui résulterait d'un brusque refroidissement, car ils sont déjà presque tous formés.
- les températures critiques de germination et de croissance liées à la vitesse de refroidissement.

Personnellement, je pense que si ces différents paramètres se situent dans une fourchette de températures assez étroite, fluidité même modérée et structure holocristalline ne sont pas incompatibles, mais pourraient même favoriser l'apparition de pegmatitoïdes par différenciation.

II.2.3. Hypothèses génétiques possibles

II.2.3.1. Brujaleine (Cantal)

A Brujaleine, cas intermédiaire entre le lac de lave et la coulée, une hypothèse peut être formulée compte tenu de la position particulière des faciès les plus grossiers des pegmatitoïdes, qui impose une différenciation antérieure à la vidange du lac de lave.

Le lac de lave, de par son inertie mécanique (relative rigidité, poids), a pu jouer le rôle d'un bouchon "froid" au-dessus d'une colonne lavique "chaude", en équilibrant les pressions externe (lithostatique) et interne (hydrostatique). Il a permis la différenciation d'un jus alcalin soit dans le lac de lave, soit dans son infrastructure. S'il y a rupture des berges, l'équilibre des pressions est détruit, le lac se vide et la colonne lavique peut alimenter la coulée qui s'épanche. La vidange doit se faire de plus en plus rapidement du bord (lave déjà en partie refroidie) au cœur (lave plus chaude, en cours de différenciation), par dépassements successifs des parties refroidies et solidifiées. Ce mouvement de vidange atteint tôt ou tard, la partie différenciée qui se dégazera à la suite de la baisse de la pression externe. Ces gaz auront tendance à s'échapper vers des zones de moindre pression. Si la coulée s'est refroidie rapidement, une croûte superficielle, plus ou moins imperméable, a pu se former. Les parties situées en-dessous de cette croûte, bien que pâteuses, sont des zones de moindres pressions dans lesquelles les gaz vont s'insinuer en formant de véritables soufflures, larges près du point de départ, puis de plus en plus étroites au fur et à mesure du cheminement, pour se terminer par des trains de bulles isolées. Le jus différencié pourra, comme dans le cas des lacs de lave, s'y injecter et donnera des pegmatitoïdes à gros grain près de la zone de départ, et des pegmatitoïdes à grain fin à l'autre extrémité.

La position des faciès les plus grossiers des pegmatitoïdes, dans ou aux abords immédiats du lac de lave, me conduit à penser que la différenciation s'est effectuée dans l'infrastructure du lac plutôt que dans le lac lui-même, car la vidange y a été différée.

En conclusion, la généralisation des phénomènes décrits, semble possible dans le cas de Brujaleine, mais elle est délicate et sujette à caution.

II.2.3.2. Bouzentès (Cantal)

A Bouzentès, où la vidange d'un lac de lave est totalement exclue par A. de Goër de Herve (communication orale), les pegmatitoïdes se sont individualisées dans une lave relativement plus froide qu'elles, mais non totalement refroidie car les fissures de rétraction affectent aussi bien le basalte doléritique encaissant que les pegmatitoïdes. Deux hypothèses génétiques différentes, mais certainement complémentaires, peuvent être envisagées :

- la première conforme au processus décrit, pourrait avoir vu la différenciation se faire dans la ou les fissures d'alimentation (cf. dyke du Suc de Rond). Le jus différencié a pu, comme à Brujaleine, s'injecter dans les soufflures ouvertes par les gaz qui s'en sont échappés et l'ont précédé. Les rapports des pegmatitoïdes avec les fissures émettrices dont la localisation même est vague et hypothétique, ne sont pas connus. De ce fait, le moment de la mise en place de ce matériel différencié ne peut pas être précisé. Par contre, la disposition de ces pegmatitoïdes en veines sub-horizontales, parallèles à la fluidalité du basalte encaissant, indique que la lave, au moment de l'ouverture des soufflures, était encore en mouvement. Ceci me paraît d'autant plus probable que dans les zones à écoulement turbulent où les gaz ont pu "librement" s'échapper, il n'y a pas de pegmatitoïdes.

- dans la seconde hypothèse, la différenciation aurait pu se faire au cours de la progression de la coulée, suite à la cristallisation fractionnée enregistrée dans le basalte doléritique. Au fur et à mesure que les différents minéraux s'individualisent, le magma résiduel encore liquide et mobile, s'enrichit en éléments légers. Il aura donc tendance à se déplacer plus vite que le reste de la lave de plus en plus pâteux. Ces "fluides" se concentreront dans les zones de moindre tension les dernières cristallisées, c'est-à-dire dans les veines feldspathiques. Si ce phénomène intéresse un grand volume de lave sur un parcours important, ces fluides pourront se rassembler en veines plus importantes et pourront s'injecter dans les soufflures qu'ils auront ouvertes en se déplaçant plus vite que le milieu pâteux encaissant. Il est possible que cette différenciation au sein de la coulée, ait été accentuée par les effets du déplacement d'un liquide "visqueux" sur un substrat ni plan, ni homogène, le franchissement des obstacles donnant naissance à des zones de compression, celui des creux à des zones de décompression. Ce phénomène serait proche de celui qui produit les "mini-lingots" dans la coulée continue métallurgique.

II.2.3.3. Les pegmatitoïdes de Lanzarote et Fuerteventura (archipel des Canaries)

Je ne connais ces pegmatitoïdes que par les travaux de S. Fernandez-Santin (1969) et les documents photographiques d'A. de Goër de Herve qui a visité ces gisements en compagnie de S. Fernandez-Santin. Ces roches peuvent, comme les pegmatitoïdes cantaliennes, se présenter sous la forme de veines d'épaisseur décimétrique, mais elles peuvent aussi constituer des amas métriques importants, occupant une bonne partie de la coulée. Dans ce cas, la limite entre basalte encaissant et pegmatitoïdes, rappelle les interfaces observées dans les mélanges de laves. Il semblerait que parfois, les pegmati-

toïdes se soient injectées en force dans la lave-hôte (globules de basalte dans le jus différencié).

Dans ce cas précis, la généralisation des phénomènes décrits, n'est possible qu'en partie, les épisodes de différenciation devant en être proches. Seule la mise en place de ce jus différencié pourrait être différente.

II.2.3.4. Conclusions

La généralisation des phénomènes décrits semble possible au moins en partie, mais reste discutable dans son intégralité, les pegmatitoïdes des coulées paraissant se situer à l'une des limites du modèle. Le problème principal me semble résider dans la structure holocristalline des laves encaissantes, car l'apparition d'un liquide différencié en fin de cristallisation de la plupart de ces laves semble être l'ébauche très fréquente d'un processus qui peut exceptionnellement conduire aux pegmatitoïdes. Dès lors, ce cas paraît très proche de celui des lacs de lave où le processus a débuté mais n'a pas pu se poursuivre du fait des conditions thermodynamiques.

II.2.4. Les veines et les globules vésiculés de la basanite microdoléritique du Battut

Il me semble nécessaire de faire état ici, d'un ensemble d'observations portant sur une basanite située à 15 km au Sud du secteur étudié, mais qui n'est peut-être pas sans rapport avec les phénomènes décrits dans la genèse des pegmatitoïdes.

C'est à Pierrefort, où l'on a autrefois, largement utilisé les matériaux de construction locaux (brèches trachyandésitiques dites "truffe" et laves en coulées souvent appelées indistinctement "basalte") que j'ai fait les premières observations. Une basanite a fourni un matériau à la fois relativement tendre, donc facile à travailler, et très résistant pour qu'on l'emploie dans les entourages des fenêtres et les linteaux de portes des anciennes maisons et de l'église, ainsi qu'en bordures de trottoir. Il s'agit d'une basanite grise, assez sombre dans l'ensemble, à structure microdoléritique, assez peu vésiculée. Elle renferme, en grande quantité, soit des globules, soit des veines, parfois une association des deux. Globules et veines sont caractérisés par une teinte noire probablement liée à une structure plus vitreuse, et par une vésiculation importante. Les bulles de forme plutôt arrondie (diamètre variant de 0,1 à 1 cm), n'y ont aucune disposition précise. Généralement allongés, les globules ont un grand diamètre compris entre 1 et 10 cm, le rapport des diamètres étant relativement constant de l'ordre de 1 à 1,5. L'épaisseur des veines qui peuvent s'anastomoser en un réseau complexe, varie de 0,5 à 10 cm, avec une moyenne d'environ 6 cm. Ces veines peuvent se réduire à un train de bulles isolées qui perdent alors leur allure arrondie, s'étirent de plus en plus et disparaissent dans la lave. En raison de l'analogie avec les veines de pegmatitoïdes bulleuses des environs de Bouzentès, j'y ai porté un intérêt particulier, bien que je n'y ai jamais observé de différenciation de type pegmatitoïde.

Après une rapide enquête auprès de la gendarmerie et de quelques personnes âgées de Pierrefort, j'ai pu localiser cette lave dans le secteur de Paulhenc, où une carrière abandonnée au début de la première guerre mondiale, avait été ouverte au lieu-dit le Battut, dans une coulée de basanite non altérée, ce qui est un fait exceptionnel dans tout ce secteur où les laves basaltiques à altération sonnenbrenner prédominent. Cette coulée forme la base de la corniche planézienne au-dessus de la Devèze, près du lac de barrage de Sarrans, alors que le haut de la falaise est formé par des laves basaltiques à altération sonnenbrenner assez poussée.

Personnellement, je n'ai observé ni veines, ni globules noirs et vitreux sur le front de taille qui, actuellement, est très largement masqué par une végétation épaisse à base de ronces. Cependant, dans les importants déblais, j'ai relevé une très forte proportion de blocs présentant des veines et des globules, ce qui laisserait supposer que cette particularité devait être un défaut gênant à la taille.

M.F. Pesme (1974) qui a donné l'analyse chimique d'une "ankaramite" microdoléritique dans le secteur du Battut, n'y a pas signalé cette particularité.

La comparaison entre le phénomène observé dans la lave du Battut et les pegmatitoïdes, s'arrête à une similitude de gisement (veines vésiculées). N'ayant pas étudié la basanite du Battut, la signification du phénomène m'échappe totalement. Il y a ici incontestablement apparition de soufflures comme dans le basalte doléritique de Bouzentès, mais sans ségrégations chimico-minéralogiques.

Des observations comparables ont été faites sur le lac de lave du Makaopuhi par T.L. Wright et R.T. Okamura (1977). Il en est de même pour G. Kieffer, sur une tholéite doléritique de la base de l'Etna dans la région d'Adrano (Sicile). Les veines et tubulures bulleuses se révèlent au microscope, à la fois plus vitreuses et un peu plus largement cristallisées, contraste qui évoque une timide ébauche des phénomènes conduisant à l'apparition des pegmatitoïdes (A. de Goër de Herve, communication orale).

I. CONCLUSIONS À L'ÉTUDE DES PEGMATITOÏDES

La comparaison des pegmatitoïdes, roches dérivant directement de la lave-hôte par un processus complexe d'où sont exclus les apports extérieurs, et un modèle métallurgique (lingot métallique), permet d'expliquer que :

- les brusques chutes de température sont les seuls responsables de la cristallisation "anormale" des minéraux ;
- l'injection des pegmatitoïdes est retardée d'un temps infinitésimal, à l'échelle géologique, par rapport à la mise en place de la lave qui les contient, mais avant qu'elle soit complètement refroidie ;
- le rôle des gaz magmatiques se borne à la formation de soufflures dans lesquelles s'injectera le jus différencié ;
- les différences de pressions interne (hydrostatique) et externe (lithostatique) sont en fait, le véritable moteur de l'injection des pegmatitoïdes ;
- l'état holocristallin de la lave-hôte, résultant d'une cristallisation fractionnée comparable à une distillation, est nécessaire à l'obtention d'un jus différencié. Cette condition nécessaire n'est pas suffisante pour que des pegmatitoïdes puissent naître, leur apparition étant liée à des conditions physiques particulières (volume de lave émis et concerné, baisse de la température, vitesses de refroidissement, importance des mouvements de convection).

Différents phénomènes (gravité, mouvements de convection, cristallisation fractionnée, vitesses de refroidissement, dégazage, contraction), à la fois successifs et contemporains, mais toujours complémentaires, permettent l'individualisation d'un jus différencié dans les lacs de lave. La généralisation de ce processus dans le cas de pegmatitoïdes observées en filons, semble possible à quelques détails près, alors que dans le cas des pegmatitoïdes des coulées, elle s'avère délicate et discutable, parfois en partie impossible. Il est probable que, selon les conditions thermodynamiques, plusieurs modèles génétiques voisins régissent l'apparition des pegmatitoïdes.

Le phénomène décrit paraît être un phénomène général dans tous les lacs de lave. En effet, R.T. Heltz (1980) indique que tous les forages effectués sur les lacs de lave d'Hawaii (lacs actuels ou préhistoriques) ont traversé des veines à gros grain (analogues aux veines de pegmatitoïdes). Pour cet auteur, aucune hypothèse génétique satisfaisante n'a été proposée.

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE VII : APPROCHE CHIMIQUE DE LA
RÉGION CANTALIENNE

APPROCHE CHIMIQUE DE LA REGION CANTALIENNE

A. GÉNÉRALITÉS

I. INTRODUCTION

I.1. Les hypothèses magmatologiques antérieures

Depuis 1962, date de la définition par J. Jung et R. Brousse du district volcanique cantalien, rattaché à la province magmatologique du Massif Central français, de très nombreux auteurs s'accordent, jusqu'à des dates récentes, à définir deux tendances magmatiques :

- l'une sous-saturée, issue par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin sous-saturé, riche en olivine, aboutissant à des phonolites et des ordanchites par l'intermédiaire des "labradorites" (leuco-basaltes) ;

- l'autre saturée comportant des basaltes pauvres en olivine, la plupart des trachyandésites, les trachytes et les rhyolites. Selon R. Brousse (1968), le basalte initial serait soit primaire, soit issu de la contamination par la croûte sialique d'un basalte sous-saturé qui évoluerait ensuite par cristallisation fractionnée.

Si ces auteurs s'accordent sur ces deux tendances, leurs opinions diffèrent sur l'origine et sur le mécanisme de différenciation. C'est ainsi que trois théories échelonnées dans le temps, ont vu le jour :

- la première est basée sur l'existence de deux séries initiales distinctes (J. Jung et R. Brousse, 1962 - N. Vatin-Pérignon, 1966 - R. Brousse, 1968 et 1971 - S. Blais, 1972) ;

- A. Lambert (1968), M. Girod et C. Lefèvre (1972) élaborent la seconde hypothèse à partir d'un seul magma sous-saturé dont dériveraient les deux séries par contamination au niveau des trachyandésites.

A.G. Mazet (1975) reprend cette idée en décrivant une série "basalte alcalin - trachyandésite à hypersthène - comendite" dans la vallée de la Cère.

- plus récemment, est apparue l'idée de deux séries dérivant d'un magma basaltique sous-saturé, évoluant sous des conditions de pression d'eau variables (B. Mervoyer et al., 1973 - F. Park, 1974 - J. Demange, 1974 - R. Maury, 1976 - N. Vatin-Pérignon et al., 1976). Ce magma aboutirait soit à des phonolites, soit à des rhyolites par cristallisation d'amphibole pargasitique.

R. Maury (1976), en se basant sur des géothermomètres, montre dans la vallée de la Cère que ces processus de cristallisation fractionnée s'effectuent sous des pressions d'eau élevées ($P_{H_2O} = 3 \text{ à } 5 \text{ kb}$), à des températures modérées (1 000 à 800 °C), sous forte fugacité d'oxygène (supérieure au tampon FQM).

I.2. Remarques

Dans toutes ces interprétations magmatologiques, comme le soulignait déjà P. Watelet (1977), plusieurs données fondamentales sont soit négligées, soit totalement ignorées. C'est ainsi que :

- les courbes de différenciation sont tracées sans tenir compte des successions chronologiques (stratigraphie non respectée). Les basaltes des plateaux, dernières laves émises (6,5 à 4,0 Ma) seraient à l'origine des roches qu'ils recouvrent : phonolites (7,0 à 6,4 Ma), trachyandésites (8,8 à 6,8 Ma) et rhyolites (9 à 8 Ma).

- les roches analysées sont dans la très grande majorité des cas, des laves massives prises dans les coulées et les protrusions, alors que le magma néogène des brèches cantaliennes n'est pas connu.

II. MOYENS D'ETUDE

II.1. Pour le secteur étudié

Ce travail comporte 69 analyses nouvelles effectuées par méthodes physiques dans les laboratoires des départements de géologie de Clermont-Ferrand (analystes : Mmes F. Cantagrel, S. Couturier et J. Sérage) et de l'Institut Dolomieu (analystes : F. Keller et B. Uselle).

II.2. Compléments empruntés aux travaux antérieurs

Pour étayer au mieux l'étude magmatologique, j'ai emprunté plus de 260 analyses représentant tous les niveaux stratigraphiques. Elles sont reportées en annexe .

III. Les normes C.I.P.W.

Les normes C.I.P.W. ont été calculées pour toutes les analyses suivant le même mode. L'oxydation du fer ferreux est classiquement observée dans les analyses anciennes ($Fe_2O_3/FeO > 1$). Pour pallier cet inconvénient, j'ai utilisé de façon systématique, la correction de T.N. Irvine et W.R.A. Baragar (1967) qui utilisent la formule suivante :

$$\% Fe_2O_3 = \% TiO_2 + 1,5$$

Ils se basent sur le fait que Fe_2O_3 et TiO_2 montrent des variations similaires dans les séries volcaniques non altérées. Si la teneur en Fe_2O_3 est inférieure à $\% TiO_2 + 1,5$, aucune modification n'est faite. Dans le cas contraire, l'excédent est transformé en FeO .

B. ETUDE DE LA SÉRIE CANTALIENNE

I. Rappels de stratigraphie et de pétrographie

Stratigraphie et pétrographie sont intimement liées dans le Cantal, car la pétrographie est le support indispensable de la stratigraphie cantalienne.

I.1. Rappels pétrographiques dans le contexte stratigraphique

Les grands traits de la stratigraphie définie par M. Boule (1896), sont caractérisés par un "grand" type pétrographique dominant pour chaque niveau, accompagné d'un ou plusieurs types accessoires (P. Watelet, 1977). C'est ainsi que l'on peut définir quatre grandes périodes dans l'histoire de la région cantalienne.

	STRATIGRAPHIE	TYPE PRINCIPAL	TYPES ACCESSOIRES
IV	Ensemble basaltique supra-cantalien	Basanite à leucite Basanite à néphéline Basalte mésocrate	Leucito-néphéline Néphéline - Basalte
III	Ensemble trachy-andésitique néo-cantalien	Latite et trachyte $\tau\alpha$ mésocrate	Rhyolite - Phonolite Ordanchite - "Dacite" Leucobasalte Basalte porphyrique
II	Ensemble latitique paléo-cantalien	Latite quartzifère	Trachyte - Rhyolite Latite
I	Ensemble basaltique infra-cantalien	Basanite ankaramitique	Basalte - Hawaiite

Tableau 20 : Relations entre pétrographie et stratigraphie cantaliennes

$\tau\alpha$: trachyandésite

Suite à l'étude de terrain, il semblerait que les paragenèses à orthopyroxène, dans les laves trachyandésitiques, se trouveraient plutôt à la base de la série trachyandésitique, alors que le sommet serait plutôt latitique. Cette observation rejoint les conclusions de J.P. Milési (1976).

Selon A. de Goër de Herve (1980), les volumes correspondant aux diverses formations, seraient de l'ordre de :

- plus de 50 % du volume total pour les formations latitiques de l'ensemble paléo-cantalien ;
- 30 % pour les formations trachyandésitiques à deux pyroxènes ;
- 10 % pour l'ensemble des laves basaltiques, l'essentiel étant représenté par les formations supra-cantaliennes ;
- le reste étant représenté par les laves saturées les plus évoluées (trachytes, rhyo-trachytes, rhyolites) et par les laves sous-saturées (ordanchites et phonolites) quantitativement peu importantes (< 1 %).

Remarque :

Le chiffre de 30 % pour les formations trachyandésitiques à deux pyroxènes, me paraît nettement surestimé. L'ensemble néo-cantalien saturé constitue, à mon avis, environ 40 % du volume total, car on sous-estime généralement le volume des tufs lités intercalaires. Si l'on considère que tous les grands lahars périphériques sont alimentés par les pluies de ponces et de cendres (tufs lités ponceux intercalaires) à composition de latite quartzifère, on peut penser que les termes les plus différenciés représentent au moins la moitié du néo-Cantal. Ceci ajouté au paléo-Cantal, donne aux formations de composition latitique et trachytique, un volume total correspondant à près des 3/4 de l'édifice cantalien.

I.2. Rappels géochronologiques

Depuis 1972, de nombreuses datations absolues par la méthode potassium/argon (plus de 250 mesures) intéressant tous les niveaux stratigraphiques cantaliens, ont été publiées. A la vue de ces mesures, l'histoire de la région volcanique cantalienne se déroule entre le Miocène supérieur (11 Ma) et le Pliocène inférieur (4 Ma) pour sa plus grande partie. Cette compilation a été effectuée à partir des travaux de H. Bellon et al., (1972), J.C. Baubron et J. Demange (1977) et J.M. Cantagrel et al. (1977).

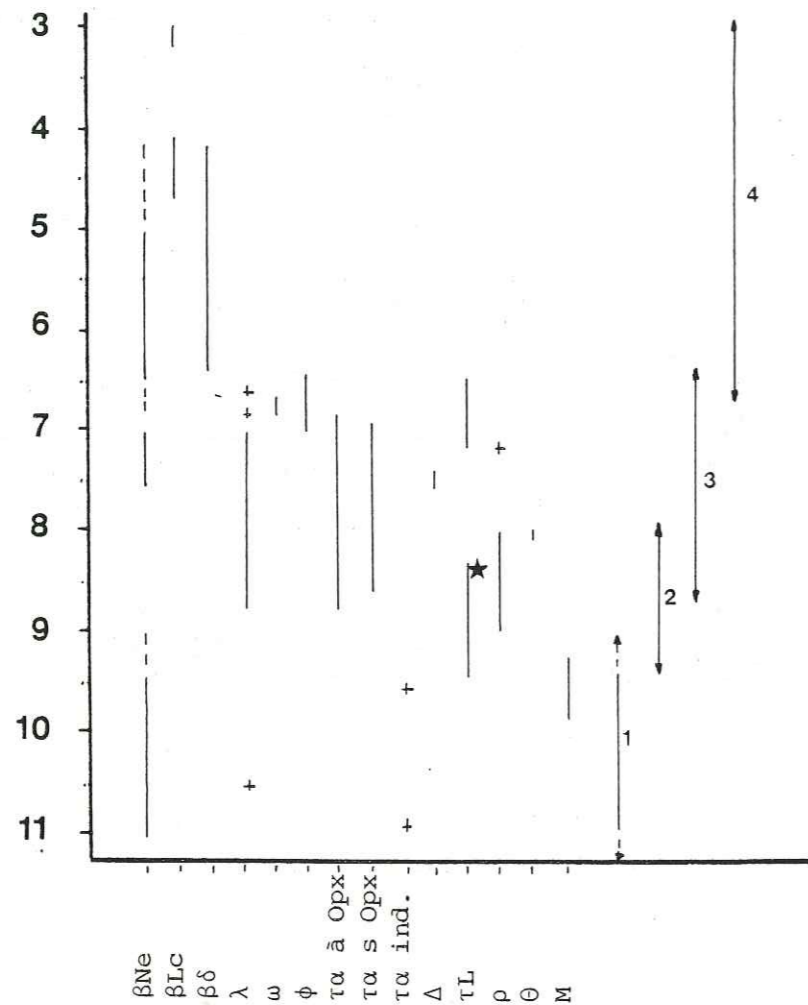
Temps 10^6 ans

Fig. 44 : Répartition des types pétrographiques cantaliens au cours du temps

βNe	: Basaltes et basanites à néphéline et analcime
βLc	: Basanites à leucite et néphéline - Leucito-néphélinites
βδ	: Basaltes mésocrates
λ	: Leucobasaltes
ω	: Ordanchites
φ	: Phonolites
τα à Opx	: Trachyandésites à orthopyroxène
τα s Opx	: Trachyandésites sans orthopyroxène
τα ind.	: Trachyandésites à composition minéralogique inconnue
Δ	: Latites à orthopyroxène
τL	: Trachytes et Latites quartzifères
ρ	: Rhyolites
θ	: Gabbros
M	: Monzonites
★	: Coulée de ponces de la Peyre del Cros
1	: Ensemble basaltique infra-cantalien
2	: Ensemble latitique paléo-cantalien
3	: Ensemble trachyandésitique néo-cantalien
4	: Ensemble basaltique supra-cantalien

I.2.1. L'ensemble basaltique infra-cantalien

Cet épisode basaltique initial semble se situer pour l'essentiel, entre 11 et 9,4 Ma environ. Des épisodes beaucoup plus anciens ont été datés à la périphérie du massif (Nord : 20 Ma ; Sud : 30 Ma), mais ils ne paraissent pas être liés au volcanisme cantalien.

J.C. Baubron et J. Demange (1974) ont daté un "sill" d'ankaramite au Faillitoux à 9,3 Ma. Cette lave avait été décrite par N. Vatin-Pérignon (1966) sous le nom de basalte ankaramitique porphyrique, à mésostase très feldspathique. Selon M. Boule (1896), il s'agit d'une coulée intercalée entre les brèches trachyandésitiques et les trachyandésites des sommets (8,8 à 6,8 Ma). De ce fait l'âge proposé paraît trop élevé.

H. Bellon a daté des ponces dans une formation remaniée du secteur de Niac, à 12,5 Ma (in P. Larroque, 1975). Cette valeur paraît excessive car aucune lave différenciée n'est actuellement connue sous ou entre les basaltes infra-cantaliens. Une "labradorite" de Rochemonteix a été datée vers 10,5 Ma.

Les basaltes de la région de Saint-Flour ont été datés vers 9 Ma (J. Taupinard, in A. de Goër de Herve, 1972), mais A. de Goër de Herve considère cet âge comme un ordre de grandeur, des observations récentes le conduisant à penser que le basalte des orgues de Saint-Flour serait nettement plus anciens (communication orale).

H. Bellon et al. (1972) ont appelé "épisode des basaltes pontiens" un épisode basaltique effusif situé au puy Courny (*puy Coïssy*) près d'Aurillac, et daté vers 7 Ma (7,5 à 6,5 Ma). La coupe du puy Courny est très célèbre dans le Cantal pour avoir fourni une faune pikermienne. Deux niveaux basaltiques peuvent y être observés :

- le basalte supérieur ne pourrait être qu'un panneau emballé dans un lahar. Cette idée exprimée par A. de Goër de Herve (in J.M. Peterlongo, 1978) est déjà sous-jacente dans les descriptions et les coupes de M. Boule (1896).

- le basalte inférieur a subi une intense altération fersiallitique tropicale, traduite par la présence d'argiles violettes, fauve ou chocolat. Ces argiles se retrouvent dans tout le Cantal, exclusivement entre les basaltes infra-cantaliens les plus anciens et les plus récents (A. de Goër de Herve, 1972 et inédit - R. Brousse et al., 1973 - C. Maurizot-Blanc, 1974 - J.P. Milési, 1976). De ce fait, l'âge de 7,5 Ma proposé pour le basalte du puy Courny est irrecevable.

I.2.2. L'ensemble latitique paléo-cantalien

Cet ensemble s'est mis en place entre 9,5 et 8,3 Ma environ, peut-être dans un laps de temps plus court (8,8 à 8,3 Ma). C'est à cet ensemble que les mesures géochronologiques, rejoignant en partie les observations de terrain, rattachent les roches les plus acides du Cantal : trachy-rhyolites (9,6 Ma), trachytes (9,5 à 8,3 Ma), rhyolites (8,8 Ma) et rhyolites comenditiques (8,4 Ma).

D'après ces mesures géochronologiques, il y aurait chevauchement des deux ensembles infra- et paléo-cantalien. Les études de terrain n'ont jamais montré, pour l'instant, de produits différenciés, remaniés ou non, sous ou entre les basaltes infra-cantaliens des régions périphériques.

A cet ensemble, se rattacherait des coulées de ponces (la Peyre del Cros : 8,4 Ma - Peyre : 8,3 Ma). Selon H.M. Guérin (1966) et

C. Lefèvre (1968), la nappe de ponces de la Peyre del Cros se situerait entre deux niveaux de brèches trachyandésitiques, ce qui l'attribuerait à l'ensemble néo-cantalien. Sa composition chimique diffère assez peu de celle des tufs ponceux lités intercalaires de P. Watelet (1977). J.P. Milési (1976), P. Watelet (1977) et N. Vatin-Pérignon et al. (1980) rattachent cette nappe de ponces à l'ensemble paléo-cantalien. Aucune étude de terrain récente n'a été entreprise depuis 1968 pour en préciser la position stratigraphique. Bien que l'âge de 8,4 Ma soit compatible avec les deux ensembles successifs, je considère cette nappe de ponces comme paléo-cantalienne.

I.2.3. L'ensemble trachyandésitique néo-cantalien

L'ensemble trachyandésitique s'est mis en place entre 8,8 et 6,8 Ma. Cet ensemble peut être subdivisé selon la nature des roches émises au cours du temps.

I.2.3.1. Les laves trachyandésitiques

Il semblerait que toutes les laves trachyandésitiques se soient épanchées dans le même laps de temps : de 8,75 à 6,78 Ma pour les laves à orthopyroxène, et de 8,59 à 6,89 Ma pour les laves sans orthopyroxène. Cependant, J.P. Milési (1976) et moi-même avons constaté que l'orthopyroxène se trouvait préférentiellement vers le bas de la série trachyandésitique.

Quelques laves trachyandésitiques dont la minéralogie n'a pas été précisée, ont été datées par H. Bellon (in R. Brousse et al., 1975) à 10,9 Ma (ruisseau de Grège) et à 9,55 Ma (Pont-de-Gail) dans la partie méridionale du massif. Ces mesures nécessiteraient un contrôle stratigraphique pour être confirmées ou infirmées.

I.2.3.2. Les latites à orthopyroxène

Ces roches particulières se présentent sous la forme de laves assez vitreuses, dans lesquelles l'orthopyroxène est toujours indemne de toute résorption. Elles ont été datées entre 7,6 et 7,4 Ma.

P. Watelet (1977) a décrit une brèche trachyandésitique dont les caractères minéralogiques et structuraux correspondent à ce type de lave. Pour ma part, j'ai observé de telles brèches en fond de vallée, dans les secteurs de Lustrande, du Bourguet et de Liadières.

I.2.3.3. Les roches différenciées acides

L'ensemble trachyandésitique se termine par l'extrusion de roches différenciées acides dont certaines (trachytes) ont été datées entre 7,5 et 6,5 Ma. Les termes rhyo-trachytiques ou rhyolitiques, souvent altérés dans la partie centrale du massif, qui apparaissent notamment sous la planèze du Limon (P. Watelet, 1977), n'ont pas été datés.

H. Bellon (in R. Brousse et al., 1975) a daté une rhyolite de Caurou à 7,2 Ma.

I.2.3.4. Les leucobasaltes et les basaltes de la zone centrale

I.2.3.4.1. Les leucobasaltes

J.C. Baubron et J. Demange (1977) ont daté quelques intrusions basaltiques recoupant les brèches trachyandésitiques de la zone

centrale du massif. Ces laves (8,75 à 7 Ma) seraient à l'origine de la série sous-saturée du Cantal telle qu'ils la définissent. Dans leur rapport, ces auteurs ont donné une description succincte des roches qu'ils ont analysées. Ces laves (D 32, D 64, D 65 et D 69) tout comme celles de la Font-des-Vaches (D 21 et D 19) présentent au moins deux particularités remarquables :

- présence de phénocristaux de labrador, souvent poecilites, pouvant former une trame doléritique dans les laves les plus sombres ;
- relative rareté de l'olivine tant en phénocristaux qu'en micrograins.

Dans quelques cas, ces auteurs signalent aussi la présence de microlites d'andésine.

Ces particularités minéralogiques sont les caractéristiques des laves qui ont successivement été appelées : "basaltes à plagioclases", "labradorites" par N. Vatin-Pérignon (1966), "trachyandésites basiques" par J. Demange (1974) et enfin "leucobasaltes" par moi-même. N. Vatin-Pérignon a décrit ces roches à divers niveaux de la "brèche andésitique". Ces laves peuvent se présenter sous divers faciès : téphritique (Limon, Golneuf, le Chameil), trachyandésitique ou basaltique clair (puy Brunet, Limon, Suc de Rond) ou basaltique sombre (les Saignes, Salilhes, Laqueille, la Jarrige).

L'étude du gisement de la Combe de Saure (cf. chapitre V) montre que le mélange acide-basique (latite et trachyandésites/basalte) peut se faire et donne une lave à composition chimique globale de leucobasalte. A partir de cet exemple, il paraît possible de généraliser ce phénomène d'hybridation magmatique aux leucobasaltes de la région centrale du massif. Les différentes proportions du mélange acide-basique pouvant varier dans d'assez larges proportions (cf. Auzolles-Haut et la Combe de Saure), le chimisme des leucobasaltes résultants variera beaucoup, notamment en ce qui concerne la saturation de ces laves (cf. p.259).

I.2.3.4.2. Les basaltes

Depuis quelques années, les études de terrain des chercheurs clermontois et grenoblois ont permis la découverte de plusieurs appareils dans lesquels cohabitent des laves différenciées (latites et trachyandésites) et des basaltes alcalins : Auzolles-Haut (A. de Goër de Herve et J.P. Milési, 1976), les Gardes et le puy de Seycheuse (J.P. Milési, 1976), le puy d'Orset (G. Boudon, inédit) et Sanissage (ce travail).

Dans tous ces cas, le mélange acide-basique ne s'est pas produit comme les études des gisements des Gardes par J.P. Milési (1976), en partie confirmées par R. Maury (1976), et de Sanissage (cf. chapitre V) l'ont montré.

I.2.3.5. Les roches différenciées sous-saturées

Ces roches se présentent soit sous la forme de coulées d'ordanchites datées vers 6,7 Ma (Entremont et Golneuf : 6,8 Ma - Prax : 6,6 Ma), soit sous la forme de dômes trachy-phonolitiques ou phonolitiques datés entre 7 et 6,4 Ma. Les phonolites miaskitiques seraient plus anciennes que les phonolites agpaïtiques. Les âges donnés pour ces différentes roches sont très proches les uns des autres (environ 7 Ma) et concordent avec les observations de terrain, car phonolites et ordanchites apparaissent à la fin du cycle trachyandésitique néo-cantalien, et posent un problème : que signifient-elles ?

I.2.3.6. Les basaltes porphyriques

Ces laves à caractères cumulatifs prononcés (plus de 40 % de phénocristaux d'augite et d'olivine) n'ont pas été datées, sauf celles du Faillitoux dont je ne retiendrai pas l'âge (cf. p. 237). Toutes se situent dans les brèches trachyandésitiques (8,8 à 6,8 Ma).

I.2.4. L'ensemble basaltique supra-cantalien

La plupart des laves planésiennes se sont épanchées entre 6,5 et 5 Ma. Un épisode basaltique anormalement riche en potassium donnant des basanites à leucite et des leucito-néphélinites, s'est développé entre 4,5 et 4 Ma. dans la partie septentrionale du massif. Il semblerait que cet épisode se soit terminé par des émissions ponctuelles vers 3 Ma., le Plomb du Cantal en étant la manifestation la plus récente actuellement connue.

I.2.5. Les roches grenues de la haute vallée de la Jordanne

J.C. Baubron et J. Demange (1977) ont daté les roches grenues de la Jordanne, entre 9,41 et 8,08 Ma pour les monzonites, vers 8,1 Ma pour les gabbros monzonitiques, et 8,0 pour les roches de la Font-des-Vaches. Selon ces mêmes auteurs, la caldera centrale aurait un âge de 7,15 Ma.

Les études de terrain (J.P. Milési, rapport B.R.G.M. inédit - M.C. Prévost, 1978) montrent que :

- les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques à orthopyroxène (8,8 à 6,8 Ma) s'écoulent dans la caldera qu'ils comblent en partie ;
- les monzonites sont très affectées par la propylitisation qui touche aussi les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques ;
- les gabbros recoupent les matériaux très propylitisés, mais ils ne sont pas eux-mêmes atteints par cette altération. Toutefois, de la pyrite a été observé sur les fissures des carottes de sondage.
- la seule caldera déductible est liée à la vidange du réservoir latitique paléo-cantalien.

Personnellement, je ne retiendrai pas ces âges incompatibles avec les observations de terrain. De plus, une datation inédite de J.M. Cantagrel portant sur les gabbros de la Jordanne, montrerait qu'ils sont plus récents que ce qu'annoncent J.C. Baubron et J. Demange (1977).

I.3. Remarques

De nombreuses mesures géochronologiques nécessiteraient un contrôle stratigraphique précis pour être confirmées ou infirmées.

L'activité basaltique donnant des basanites (à néphéline, à leucite), des basaltes (mélanocrates, mésocrates) et des leucobasaltes, est quasiment continue au cours de l'histoire (11 à 4 Ma) de la région volcanique cantalienne. Actuellement il subsiste un "trou" tant du point de vue du terrain que de celui des mesures géochronologiques, dans cette activité basaltique, ce qui correspond à l'intervalle de temps pendant lequel se sont mises en place les laves différenciées de l'ensemble paléo-cantalien (9,5 à 8,3 Ma).

D'après les mesures géochronologiques, les deux ensembles basaltique infra-cantalien (11 à 9 Ma) et latitique paléo-cantalien (9,5 à 8,3 Ma) interféreraient. De ce fait, le rapport volumique entre ces deux ensembles est tel (éruptions fissurales basaltiques de faible volume, éruptions

ignimbritiques de fort volume) qu'il conduit immédiatement à une question : les formations latitiques paléo-cantaliennes peuvent-elles dériver du magma basaltique infra-cantalien ? Si tel était le cas, cela supposerait une quantité extraordinaire de basalte resté en profondeur.

II. CARACTERISATION DE LA SERIE VOLCANIQUE CANTALIENNE

Pour caractériser la série volcanique cantalienne, j'ai fait appel, dans un premier temps, à deux diagrammes chimiques binaires, puis dans un deuxième temps, à divers artifices (cf. fiches en annexe).

L'utilisation de plus de 300 analyses pose un problème de lecture de ces deux diagrammes, car de nombreux points se chevauchent. De ce fait, j'ai tracé des enveloppes enfermant tous les points sans tenir compte ni de leur densité, ni de l'écart-type pour les paramètres utilisés.

II.1. Diagramme alcalins/silice (Fig. 45)

Ce diagramme alcalins/silice permet la visualisation du caractère alcalin de toutes les roches étudiées, représentatives de tous les niveaux stratigraphiques. De ce diagramme, il faut tirer plusieurs observations :

- toutes les roches étudiées se situent au-dessus de la ligne EF dans le champ des roches alcalines (H. Kuno, 1960). Dans la littérature, j'ai relevé plusieurs analyses de brèches et de tufs dont les points se situent dans le champ calco-alcalin, voire tholéitique. Ces échantillons dont les analyses présentent de fortes teneurs en eau, devaient être altérés et leurs alcalins ont été lessivés. Il n'a donc pas été tenu compte de ces roches dans cette étude.

- comme l'avait déjà remarqué P. Watelet (1977), les roches nommées "dacites" se situent dans le champ des roches alcalines et non pas dans celui des roches calco-alcalines. De ce fait, ce terme paraît incorrect dans ce contexte précis et ne sera pas employé pour désigner ces laves particulières que sont les latites à orthopyroxène.

- la plupart des roches se situent dans le domaine des roches moyennement alcalines, au-dessous de la ligne GH (E.P. Saggerson et L.A.J. Williams, 1964). Une grande partie des ordanchites, des phonolites, des basanites à leucite, des basanites à néphéline tant infra- que supra-cantaliennes, ainsi que la totalité des leucito-néphélinites se situent dans le domaine des roches fortement alcalines.

- la totalité des roches basaltiques du massif se place au-dessus de la ligne AB séparant les basaltes alcalins des basaltes tholéitiques, définie à Hawaii par G.A MacDonald et T. Katsura (1964).

II.2. Diagramme K_2O/Na_2O (Fig. 45)

Ce diagramme permet de visualiser le caractère potassique ou sodique des laves analysées. Il en ressort que :

- toutes les roches basaltiques, tant infra- que supra-cantaliennes, à l'exception des leucito-néphélinites, sont plus sodiques que potassiques (rapports moyens K_2O/Na_2O inférieurs ou voisins de 0,5) ;

- les leucito-néphélinites se distinguent très nettement des autres laves basaltiques par leur rapport moyen K_2O/Na_2O voisin de 1,5 ;

- la quasi-totalité des roches de l'ensemble trachyandésitique ont des rapports moyens K_2O/Na_2O compris entre 0,5 et 1. Ce rapport peut être inférieur à 0,5 dans le cas de certains leucobasaltes, ou légèrement supérieur à 1 pour quelques phonolites. Seules les latites à orthopyroxène ont un rapport K_2O/Na_2O moyen nettement supérieur à 1.

- les rapports K_2O/Na_2O moyens des laves de l'ensemble

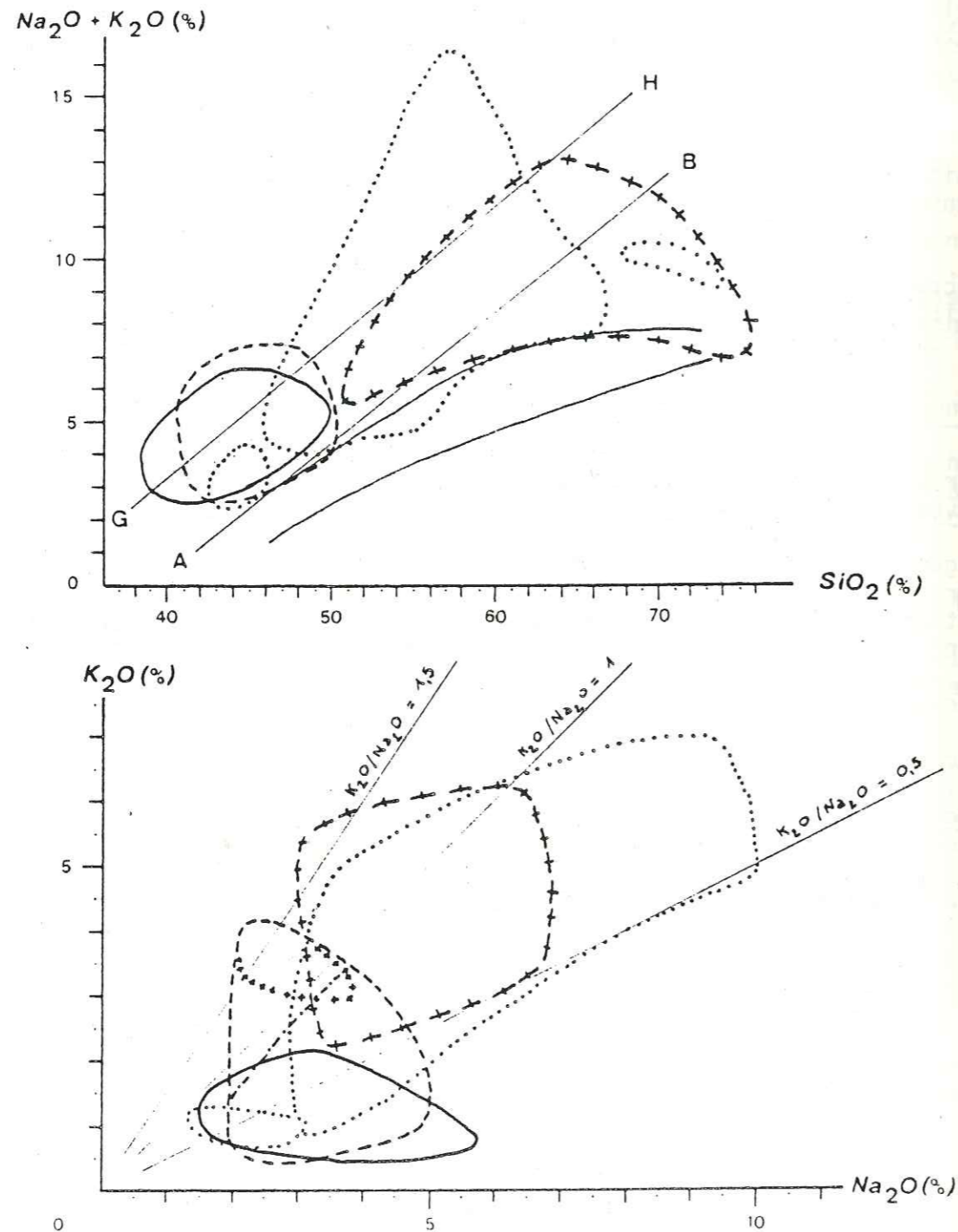


Fig. 45 : Caractéristiques des ensembles stratigraphiques cantaliens

- Ensemble basaltique infra-cantalien
- + + Ensemble latitique paléo-cantalien
- Ensemble trachyandésitique néo-cantalien
- - - Ensemble basaltique supra-cantalien

paléo-cantalien sont légèrement inférieurs à 1, mais les variations sont assez importantes (de 0,73 à 1,67), surtout en ce qui concerne les rhyolites.

III. ETUDE DES DIFFERENTS TERMES DE LA SERIE CANTALIENNE

L'étude géochimique des différents termes de la série volcanique cantalienne sera faite selon l'ordre stratigraphique, dans la mesure où cela est possible.

III.1. Remarques préliminaires

III.1.1. Sur la nature, la structure et la position stratigraphique des roches analysées

Après avoir consulté de très nombreux travaux antérieurs, il apparaît que :

- les formations laviques sont mieux connues que les formations pyroclastiques, dont le volume est pourtant très nettement supérieur. Quelques travaux y font référence : M. Auniord (1952), N. Vatin-Pérignon (1966), P. Watelet (1977), N. Vatin-Pérignon et al., (1980). Le travail de J.P. Milési (1976) est exclusivement axé sur l'étude dynamique et structurale des brèches cantaliennes.
- les formations laviques ont été d'autant mieux échantillonnées et donc analysées qu'elles affleurent mieux.
- la minéralogie de très nombreuses laves ainsi que leur position stratigraphique sont rarement précisées.

Les formations pyroclastiques tant latitiques que trachyandésitiques ne représentent respectivement que 4,5 % et 3 % des analyses rassemblées dans ce travail. Les analyses de M. Auniord (1952) portant sur le ciment des brèches trachyandésitiques ne seront pas prises en considération, car elles ont été faites sur des matériaux très altérés (5 % d'eau environ) qui ont dû perdre leurs alcalins par lessivage.

III.1.2. Rappel de la classification de R. Maury (1976)

Cette classification largement employée dans les travaux récents ayant trait au massif du Cantal, est basée sur le calcul de la norme C.I.P.W. qui met en évidence, de façon la plus fine, la sursaturation ou la sous-saturation en silice, par la présence de quartz (Q) ou de néphéline (Ne) normatifs. Le critère utilisé pour les coupures est l'indice de différenciation de Thornton et Tuttle (1960) : $DI = \sum | Q + Ne + Lc + Ab + Or |$ (en pourcentages normatifs).

$\frac{K_2O}{Na_2O}$	D.I.				
	0	35	50	65	80 100
> 0,5	Basalte* alcalin sodique	Hawaïte	Mugéarite	Benmoréite	Trachyte Phonolite Rhyolite
< 0,5	Basalte* alcalin potassique	K-hawaïte	K-mugéarite	K-benmoréite	Trachyte Phonolite Rhyolite
		Trachyandésite (sens international)		Tristanite	
			Trachyandésite (sens français)		
		Doréite	Sancyite		

* Si Ne norm. < 5 % → Basalte — Si Ne norm. > 5 % → Basanite

Dans le cas où l'indice de différenciation est supérieur à 80, R. Maury fait les distinctions suivantes, à partir de la teneur en quartz normatif :

- de 0 à 10 % : trachyte quartzifère
- de 10 à 15 % : trachyte rhyolitique
- plus de 15 % : rhyolite

III.2. Etude des différentes laves du Cantal

Celle-ci a consisté en l'établissement de fiches portées en annexe, comportant :

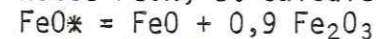
- leurs caractères minéralogiques principaux,
- la correspondance avec la classification de R. Maury,
- l'analyse moyenne et la norme calculée,
- trois diagrammes caractérisant ces laves.

III.2.1. Calcul de l'analyse moyenne

Pour chaque type de roche, j'ai calculé une moyenne et l'écart-type (σ) pour chacun des oxydes. Les analyses présentant une forte teneur en eau ont été éliminées de ce calcul. L'écart-type est donné pour un intervalle de confiance de 95 %.

III.2.2. Expression du fer

Dans les analyses moyennes, le fer a été ramené à l'expression du fer total notée FeO*, et calculée selon la formule :



III.2.3. Calcul de la fonction "Zn"

C'est en employant la formule discriminante "Zn" ($\text{Zn} = 0,018 \text{Na}_2\text{O} - 0,059 \text{CaO} - 0,251 \text{K}_2\text{O}$; en pourcentages pondéraux) que, dès 1973, D. Velde avait pressenti la présence de la leucite dans les laves basaltiques du Cantal. Ce n'est qu'en 1979 que G. Boudon a découvert les premières laves à leucite sur la planèze de Chalinargues et dans quelques événements de la Planèze de Saint-Flour et de celle de Trizac. Le calcul de cette fonction a été fait pour toutes les laves basaltiques sous-saturées, de façon systématique. En principe, une lave appartient au groupe des basanites à leucite si $\text{Zn} < -1,113$, au groupe des basanites à néphéline si $\text{Zn} > -1,113$. En fait, G. Boudon (1979) a montré que des laves à leucite peuvent présenter des valeurs supérieures à $-1,113$ quand leur rapport des alcalins ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) est supérieur à 0,5. Si cette fonction ne paraît pas déterminante, elle permet tout de même d'orienter la recherche systématique de la leucite dans des laves où elle n'a pas été observée ou reconnue.

III.2.4. Abréviations utilisées

Toute étude chimique ne pouvant se faire, à mon avis, sans tenir compte des phases minérales exprimées, je serai amené à donner la paragenèse la plus générale possible pour chacun des types pétrographiques. La liste des minéraux pouvant être assez longue, j'utiliserai les abréviations suivantes :

An	Plagioclase*	Anal	Analcime	Opx	Hypersthène
Or	Sanidine	Ne	Néphéline	Ol	Olivine
Fk	Anorthose	Lc	Leucite	Bi	Biotite et phlogopite
Tri	Tridymite	Hb	Amphibole	Sph	Sphène
Hauy	Hauyite	Cpx	Augite (Salite)	Zr	Zircon
Sod	Sodalite	Ac	Augite aegyrinique	Mos	Mosandrite

* la teneur en CaO des plagioclases sera chiffrée comme dans l'étude pétrographique.

C. ÉVOLUTION DES LAVES CANTALIENNES AU COURS DU TEMPS

L'étude de l'évolution des laves cantaliennes au cours du temps, sera faite par ensemble stratigraphique déterminé sur le terrain. Plusieurs aspects seront envisagés : variations des différents éléments dosés et du degré de saturation en fonction de l'indice de différenciation (DI), variations dans plusieurs diagrammes de H. de la Roche et J. Leterrier (1973 à 1980).

I. REMARQUES PRELIMINAIRES

Dans bien des cas (nuages "ronds" ou comportant peu de points), il arrive que les variations des différents paramètres ne soient pas nettes. Pour lever cette indétermination, j'ai utilisé un calcul mathématique de régression linéaire. Les directions portées dans les nuages de points sont calculées à partir de tous les points du nuage, mais elles n'ont aucune valeur statistique car les coefficients de corrélation sont toujours inférieurs à 0,7. Les apparentes aberrations que comportent les diagrammes Saturation/f(DI), sont le fait du choix des échelles prises sur chacun des axes.

II. ETUDE PAR ENSEMBLE STRATIGRAPHIQUE

II.1. L'ensemble basaltique infra-cantalien

Légende commune aux figures 46 à 48

- 1 : Basanites
- 2 : Basaltes mélanocrates
- 3 : Hawaiites

Cet ensemble basaltique se caractérise par des laves alcalines sodiques, peu différenciées qui ne dépassent jamais le stade des leucobasaltes (DI : 18 à 41). Aucun fractionnement minéralogique ne paraît être observé dans les basanites et les basaltes. Cependant, il me semble possible que les hawaiites de cet ensemble, puissent dériver de ces laves par un fractionnement d'olivine et d'augite. Dans ce cas précis, l'hypothèse génétique d'hybridation magmatique formulée au chapitre V, pour les leucobasaltes, pourrait ne pas s'appliquer.

Du point de vue chimique, l'augmentation du DI dans les basaltes et les basanites correspond à un enrichissement en silice et en alcalins, et à un appauvrissement en tous les autres éléments. Par contre dans les hawaiites, elle se traduit par une diminution du fer et du calcium, alors que tous les autres éléments augmentent (Fig. 46). L'altération souvent importante doit être responsable des importantes variations enregistrées notamment sur l'alumine et les alcalins.

Du point de vue saturation, les basanites tendraient vers le pôle sous-saturé, alors que les basaltes et les hawaiites montreraient une tendance inverse (Fig. 48).

Toutes les laves de cet ensemble infra-cantalien, se situent dans la partie sous-saturée du diagramme R_1 - R_2 . Si les basanites couvrent le domaine défini par H. de la Roche et al., les basaltes se placent sur deux champs juxtaposés : celui des basaltes alcalins et celui des basaltes à olivine. Les hawaiites se limitent au domaine des hawaiites et des trachybasaltes.

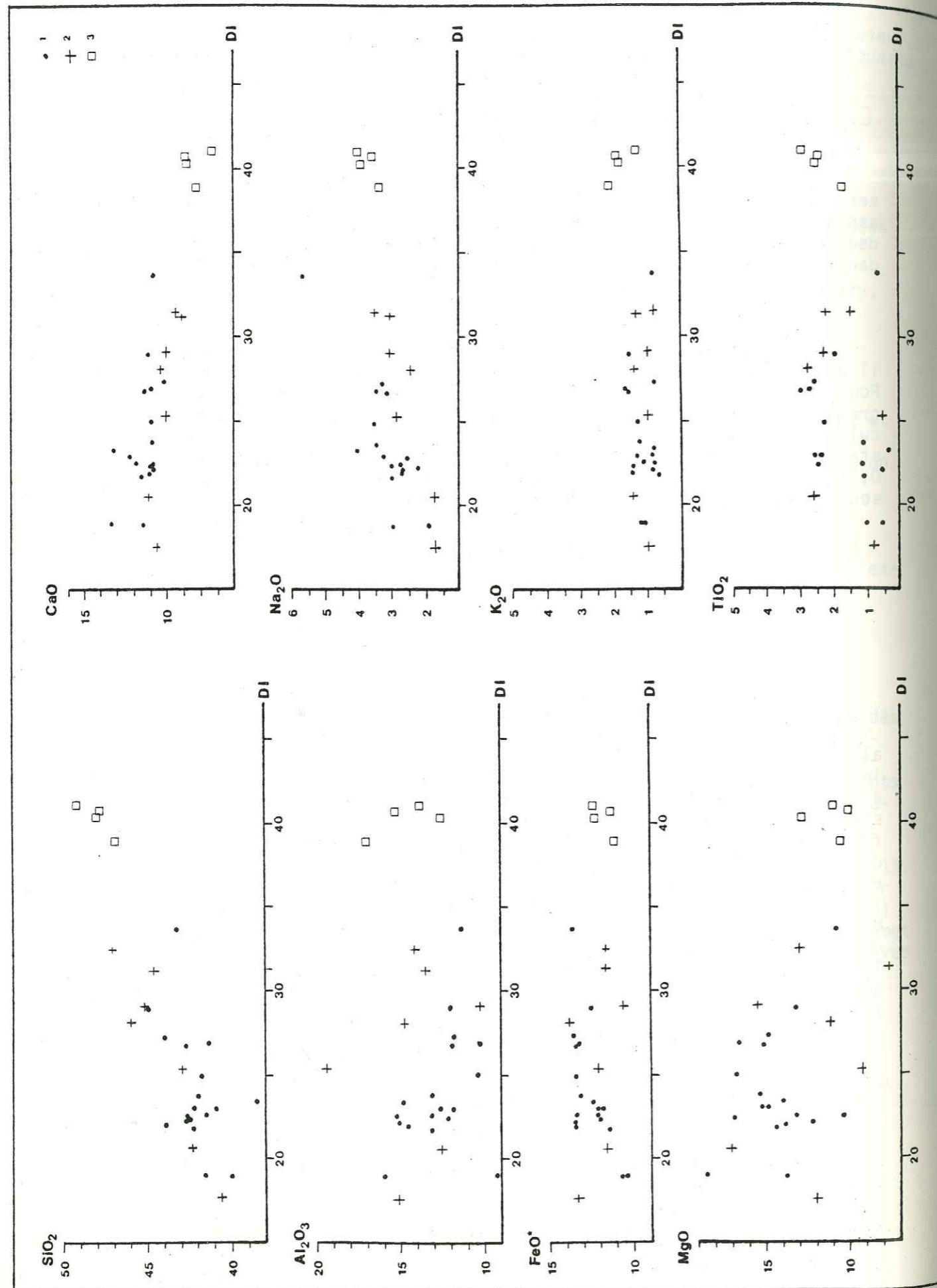


Fig. 46 : Diagramme % poids/D.I. des laves infra-cantalienne.

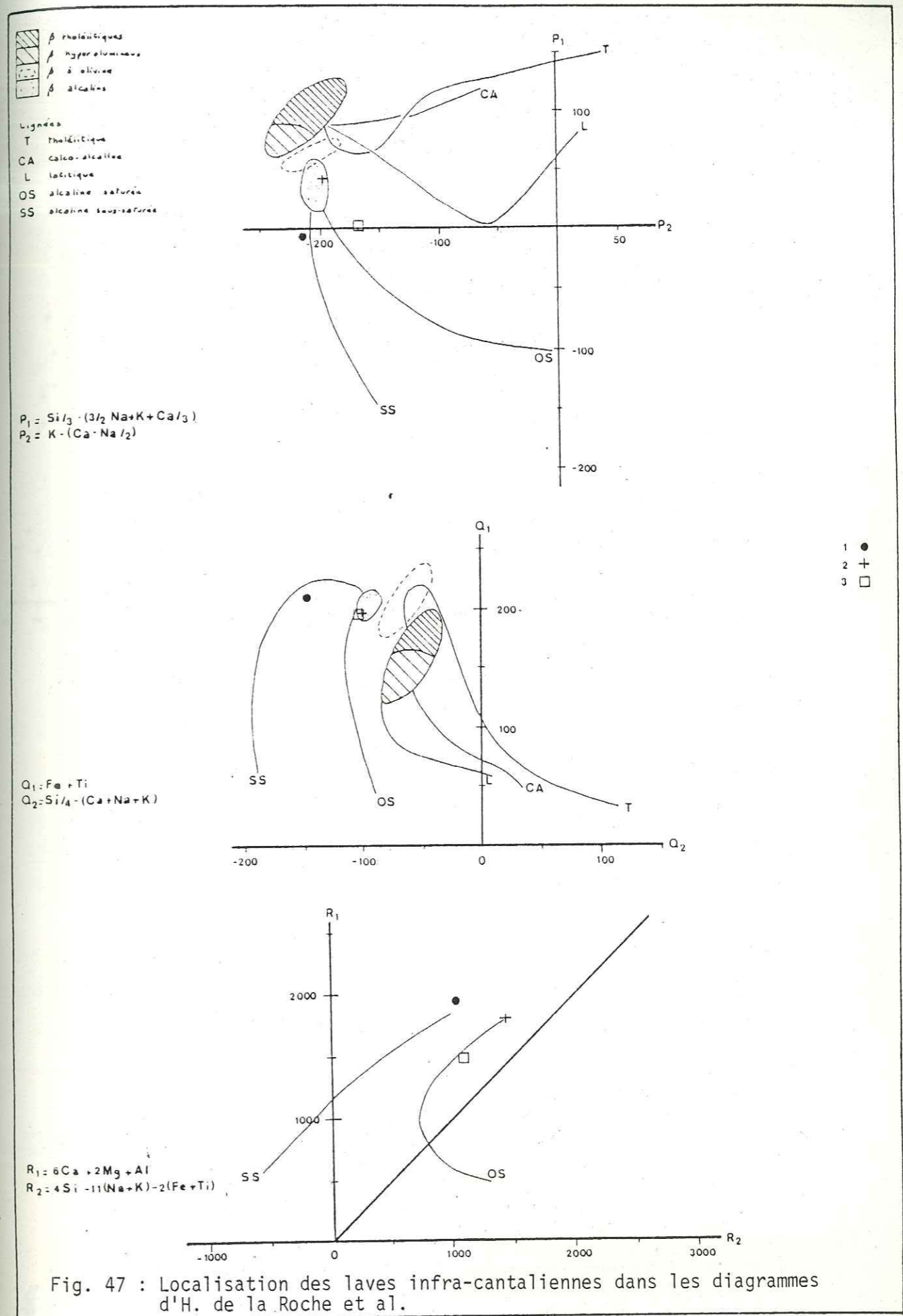


Fig. 47 : Localisation des laves infra-cantalienne dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.

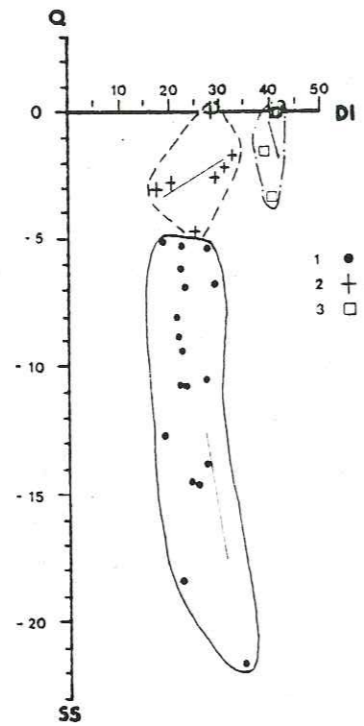


Fig.48 : Diagramme saturation/D.I. des laves infra-cantaliennes.

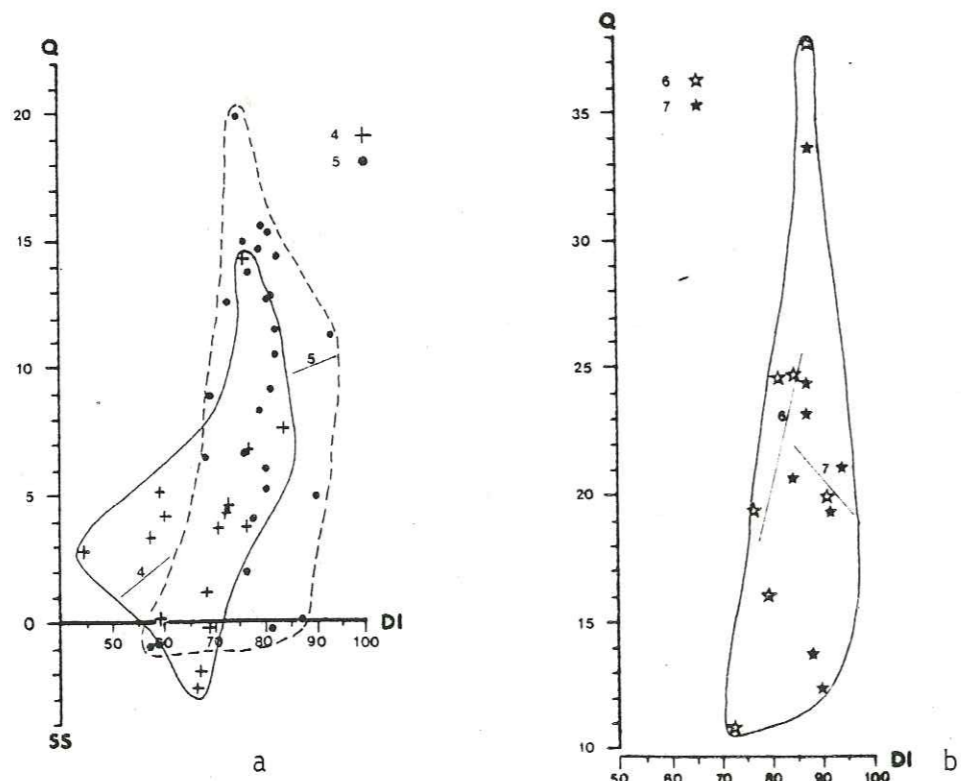


Fig. 49 : Diagramme saturation/D.I. des laves paléo-cantaliennes.
a : écoulements pyroclastiques et latites (et trachytes)
b : rhyolites

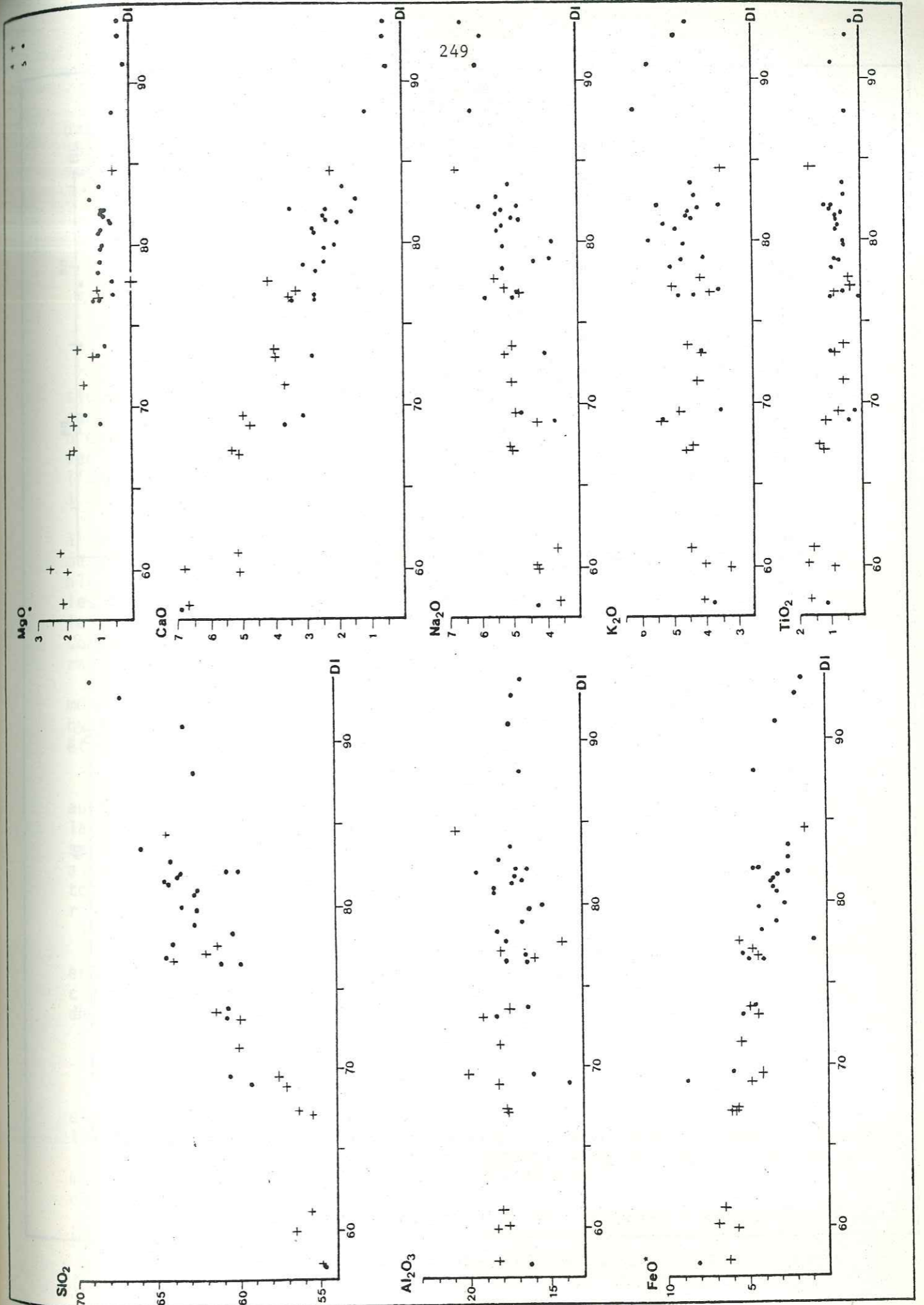


Fig. 50 : Diagramme % poids/D.I. des latites (laves massives et écoulements pyroclastiques) et des trachytes paléo-cantaliens.

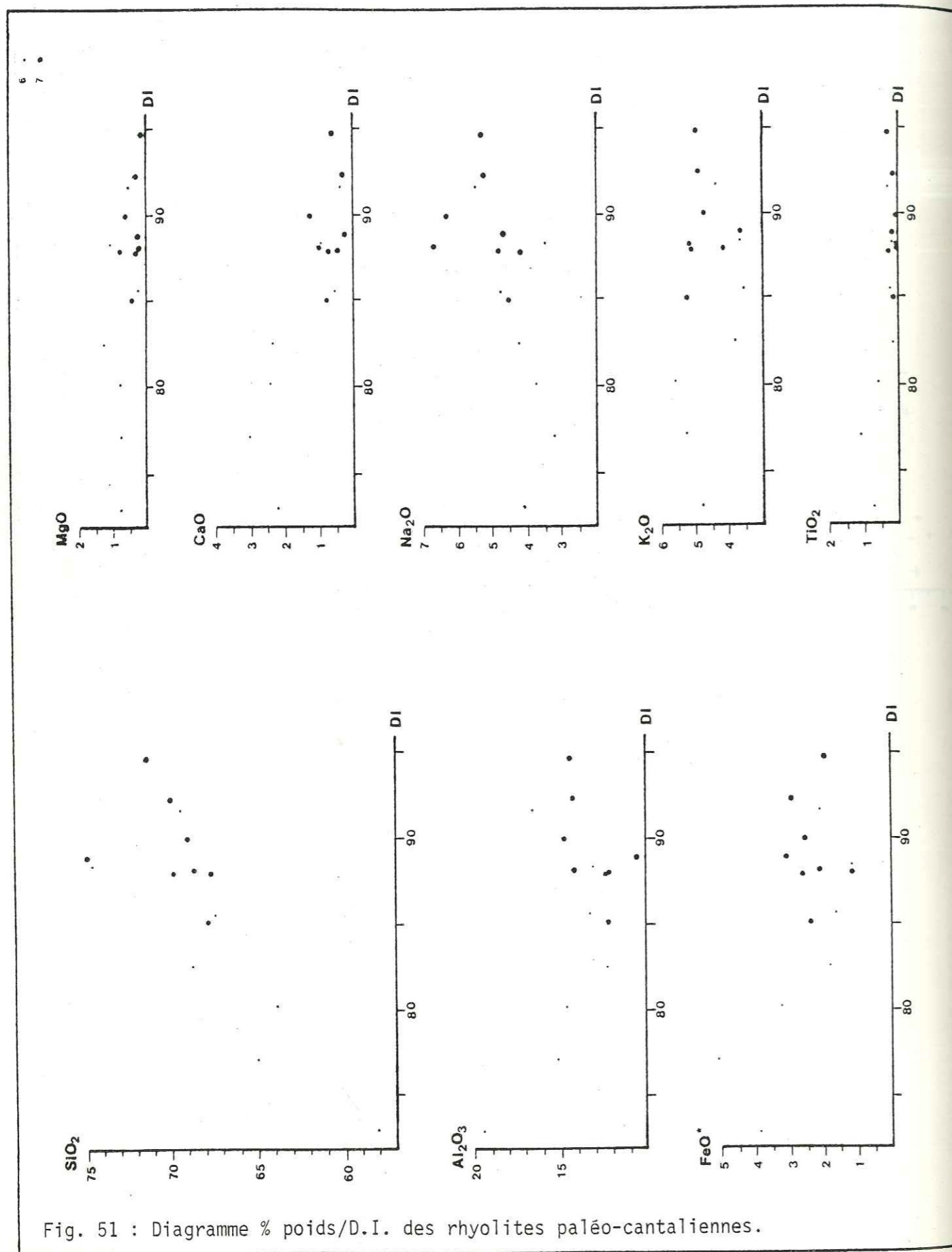


Fig. 51 : Diagramme % poids/D.I. des rhyolites paléo-cantalienne.

Dans les trois diagrammes de H. de la Roche et al., les basanites se placent sur la lignée de différenciation alcaline sous-saturée (SS), alors que les basaltes et les hawaïites se situent sur la lignée alcaline sursaturée (OS) (Fig. 47).

II.2. L'ensemble latitique paléo-cantalien

Légende commune aux figures 49 à 52

- 4 : Ecoulements pyroclastiques latitiques
- 5 : Latites et trachytes des dômes
- 6 : Rhyolites alcalines
- 7 : Rhyolites hyperalcalines

Cet ensemble se caractérise par des laves alcalines potassiques, évoluées (DI : de 58 à 95), les plus évoluées de la série volcanique cantalienne. L'évolution minéralogique entre tous ces termes pétrographiques n'est pas facile à déceler dans ces laves hololeucocrates feldspathiques, souvent vitreuses (verre < 50 %). Il semblerait qu'il y ait fractionnement de l'amphibole au niveau des latites. Le clinopyroxène augitique cède la place à une augite aegyrinique.

Du point de vue chimique, l'accroissement du DI correspond à une augmentation de la silice et des alcalins, et à une diminution des éléments "fémiques" (FeO^* , MgO , CaO et TiO_2). L'alumine a un comportement variable selon le type pétrographique considéré : elle augmente dans les latites, les trachytes et les rhyolites hyperalcalines, alors qu'elle diminue dans les latites des écoulements pyroclastiques et les rhyolites alcalines. (Fig. 50-51). Comparativement, l'augmentation en silice et en sodium se fait beaucoup plus rapidement dans les rhyolites hyperalcalines que dans les autres roches.

Sursaturation et indice de différenciation croissent en même temps dans toutes les roches de cet ensemble sauf dans les rhyolites hyperalcalines (Fig. 49). La moindre saturation de ces dernières laves paraît être liée à une plus grande quantité d'alcalins, et de sodium en particulier.

La quasi-totalité des roches de cet ensemble se situe au-delà du plan critique du diagramme $R_1 - R_2$. Les écoulements pyroclastiques latitiques, les latites et trachytes des dômes, et les rhyolites alcalines se placent à proximité de la lignée alcaline saturée (OS), les rhyolites hyperalcalines se situant assez nettement en-dessous. Dans les deux autres diagrammes, toutes ces laves semblent s'éloigner de la lignée alcaline saturée (OS) pour se rapprocher de la lignée latitique (L), (Fig. 52).

Le passage de l'ensemble basaltique infra-cantalien à cet ensemble latitique paléo-cantalien, n'est pas continu quels que soient les critères employés. Il existe un hiatus marqué par les variations discontinues de l'indice de différenciation :

- ensemble basaltique infra-cantalien : $18 < \text{DI} < 41$
- ensemble latitique paléo-cantalien : $58 < \text{DI} < 95$

Dès lors, plusieurs questions se posent :

- les laves de l'ensemble latitique paléo-cantalien sont-elles issues de la différenciation du magma basaltique dont une partie a donné les laves infra-cantalienne, ou sont-elles issues d'un autre magma ?

- si les laves paléo-cantalienne dérivent directement du magma basaltique infra-cantalien, quel peut être le volume initial de basalte qui est resté bloqué en profondeur ?

- à quoi correspond le hiatus constaté entre les deux ensembles infra- et paléo-cantalien ?

- l'interférence géochronologique soulignée plus haut (cf. p. 237) est-elle réelle ou due aux incertitudes de ce type de mesures ?

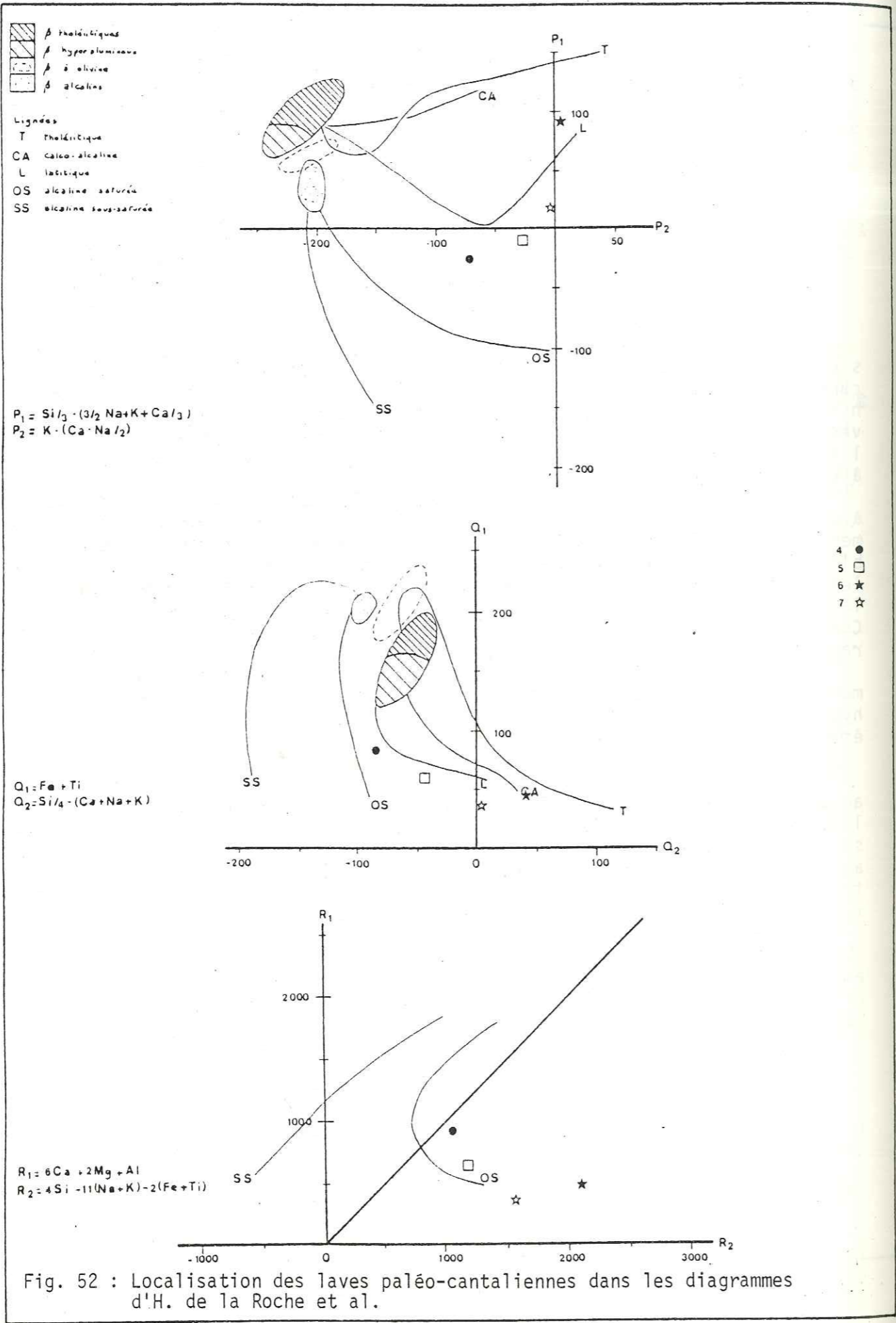


Fig. 52 : Localisation des laves paléo-cantaliennes dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.

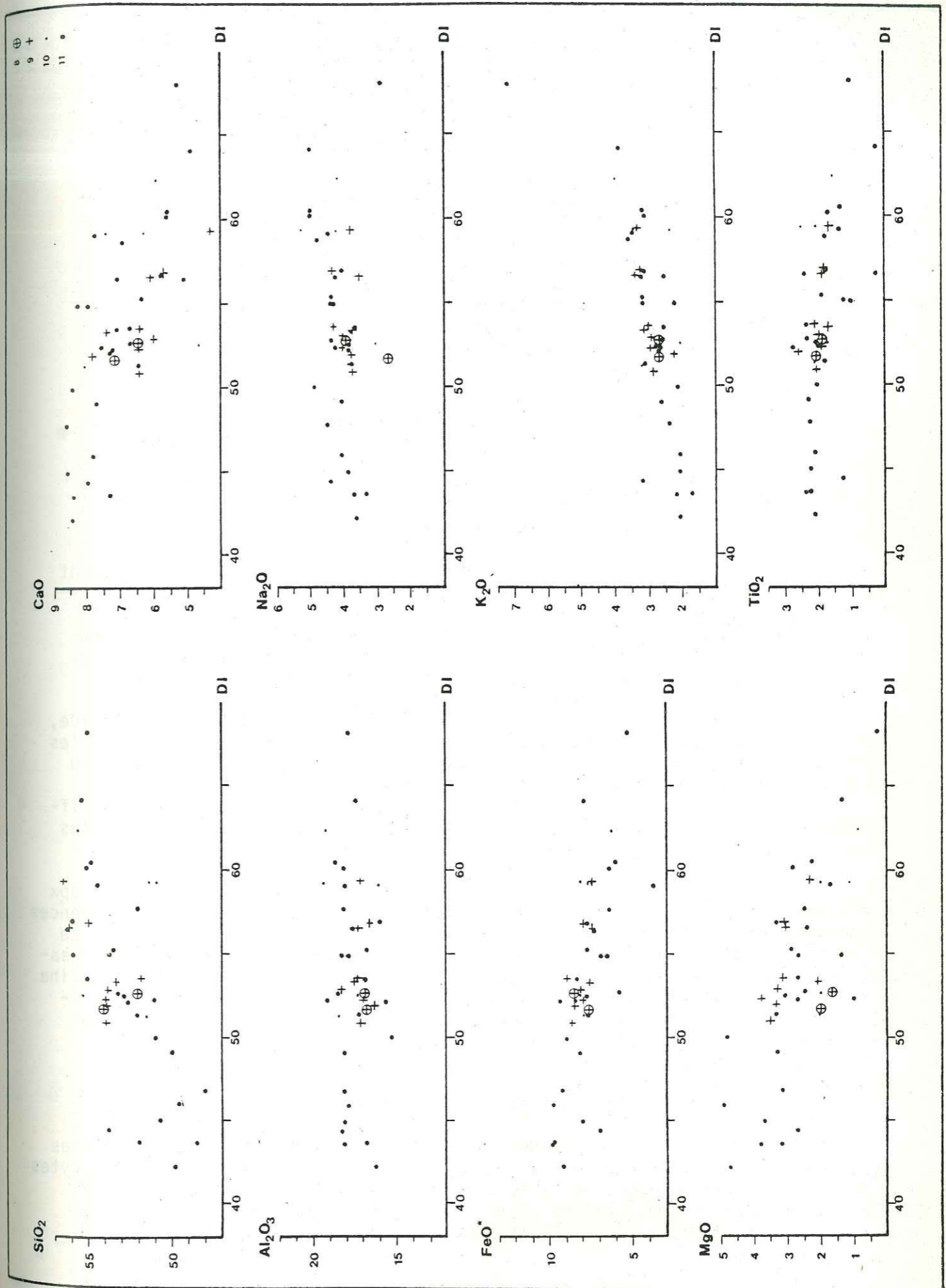


Fig. 53 : Diagramme % poids/D.I. des laves trachyandésitiques néo-cantaliennes.

II.3. L'ensemble trachyandésitique néo-cantalien

Légende commune aux figures 53 à 60

- 8 : Trachyandésites à Opx (brèches)
- 9 : Trachyandésites à Opx (laves massives)
- 10 : Trachyandésites sans Opx (brèches)
- 11 : Trachyandésites sans Opx (laves massives)
- 12 : Latites à Opx (brèches)*
- 13 : Latites à Opx (laves massives)*
- 14 : Latites et trachytes sans Opx
- 15 : Rhyolites alcalines
- 16 : Basaltes porphyriques
- 17 : Leucobasaltes
- 18 : Ordanchites
- 19 : "Phono-téphrites"
- 20 : Miaskites
- 21 : Agpaïtes

* les brèches et laves massives latitiques à Opx sont regroupées sous le même symbole 12 dans les Fig.

II.3.1. Les roches saturées

II.3.1.1. Les trachyandésites

Ces sont des laves alcalines potassiques, moyennement différenciées ($42 < DI < 55$). Si les termes à Opx sont toujours saturés, il arrive que des faciès à olivine (et sans Opx) soit légèrement sous-saturés. Dans les termes sans Opx, le passage d'un faciès à olivine à un faciès à amphibole se fait par fractionnement de l'olivine et d'une partie de l'augite. Les teneurs modales en amphibole paraissent assez stables dans toutes ces laves, alors que celles en biotite s'accroissent.

Du point de vue chimique, l'augmentation de la silice, de l'alumine et des alcalins, couplée à une diminution corrélative de tous les autres éléments, entraîne, dans toutes ces laves trachyandésitiques (avec ou sans Opx) une augmentation de l'indice de différenciation (Fig. 53).

Dans les trachyandésites, saturation et indice de différenciation varient dans le même sens, la sursaturation paraissant être plus rapide dans les termes à Opx que dans les autres (Fig. 60).

Dans le diagramme $R_1 - R_2$, les trachyandésites sans Opx se situent de part et d'autre du plan critique, traduisant ainsi les différences minéralogiques observées, alors que les termes à Opx se situent au-delà de ce plan (Fig. 59). Quelque soit le type de lave considéré (brèches ou laves massives ; avec ou sans Opx), aucune ne se situe à proximité de la lignée alcaline saturée (OS). Dans les deux autres diagrammes, toutes les laves trachyandésitiques sans Opx tendent à s'éloigner de la lignée alcaline saturée (OS) pour se rapprocher de la lignée latitique (L) à proximité de laquelle se placent les termes à Opx (Fig. 59).

II.3.1.2. Les latites et les trachytes

Ce sont des laves alcalines potassiques, différenciées ($63 < DI < 84$) saturées. Comme les trachyandésites, les latites et les trachytes sans Opx montrent quelques variations dans la composition minéralogique, les termes les plus évolués comportant moins d'augite, mais plus de biotite. Les variations des teneurs en amphibole sont difficilement appréciables dans ce groupe de laves.

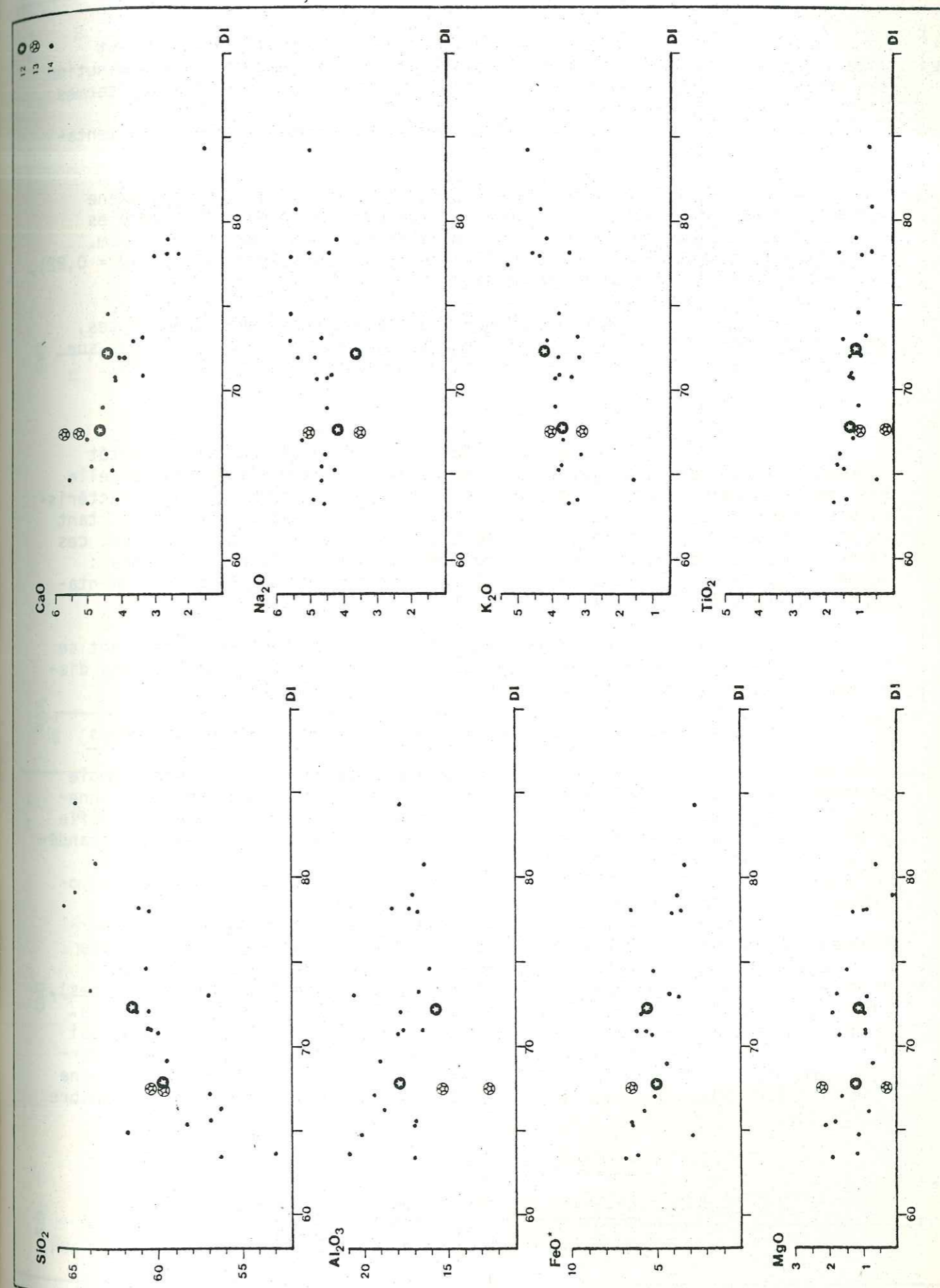


Fig. 54 : Diagramme % poids/D.I. des latites et trachytes néo-cantalien.

Du point de vue chimique, l'augmentation du DI est liée à l'augmentation des teneurs en silice et en alcalins, et à une diminution des teneurs de tous les autres éléments (Fig. 54) aussi bien dans les termes à Opx que dans ceux sans Opx.

La sursaturation semble aller de pair avec l'augmentation de l'indice de différenciation, mais elle paraît plus rapide dans les termes à Opx (Fig. 60).

R. Maury (1968) a décrit une latite à orthopyroxène qui se distingue des autres laves du même type par ses teneurs plus faibles en silice et en magnésium, plus fortes en alumine, en calcium et en sodium. Cette lave fortement alcaline (10,09 % d'alcalins) potassique ($K_2O/Na_2O = 0,82$), est sous-saturée (9,40 % de Ne normative).

Comme pour les laves trachyandésitiques précédentes, les latites avec ou sans Opx, et les trachytes de cet ensemble se situent sur la lignée latitique (L) des diagrammes de H. de la Roche et al. (Fig. 59).

II.3.1.3. Les rhyolites

La minéralogie de ces laves hololeucocrates, tantôt vitreuses, tantôt subholocristallines, ne paraît pas être différente de celle des rhyolites paléo-cantaliennes. Il est difficile de déterminer les caractéristiques chimiques de ces laves car leur nombre est trop faible. Cependant, tant du point de vue des variations des éléments que de celui de la saturation, ces laves paraissent se rapprocher des rhyolites alcalines paléo-cantaliennes : augmentation de la silice et du sodium, et diminution de l'alumine ; augmentation de la sursaturation (Fig. 55 et 60).

Dans le diagramme $R_1 - R_2$, ces rhyolites paraissent se situer sur la lignée alcaline saturée (OS), alors que dans les deux autres diagrammes, elles se placent sur la lignée latitique (L) (Fig. 59).

II.3.1.4. Evolution dans les roches saturées néo-cantaliennes

Le passage d'un type pétrographique à un autre semble se faire, des trachyandésites aux rhyolites, de façon continue par fractionnement d'olivine, d'augite et de hornblende, alors que le plagioclase s'acidifie progressivement avant de disparaître. La teneur en biotite croît des trachyandésites à olivine aux trachyandésites à amphibole, des latites à augite et à hornblende aux termes à amphibole seule. Elle paraît être nulle dans les rhyolites. Quelques cristaux d'aegyrine apparaissent dans les rhyolites.

Dans cette suite fractionnée, l'orthopyroxène (hypersthène) n'a pas une place bien définie, peut-être se situe-t-il en l'olivine et l'augite. Sa signification n'est pas claire, car il a été observé aussi bien dans des laves massives que dans des brèches (trachyandésites et latites), aussi bien dans des latites sursaturées que dans des termes sous-saturés. Ce dernier point contredit les observations de R. Maury et R. Brousse (1978) qui n'auraient observé de l'orthopyroxène que dans des laves justes saturées. Personnellement, je pense qu'il vaut mieux restreindre le rôle de l'orthopyroxène à celui d'indicateur de pression à un moment précis de l'histoire d'une chambre magmatique.

II.3.2. Les roches sous-saturées

II.3.2.1. Les basaltes porphyriques

Ces basaltes porphyriques se situent à tous les niveaux

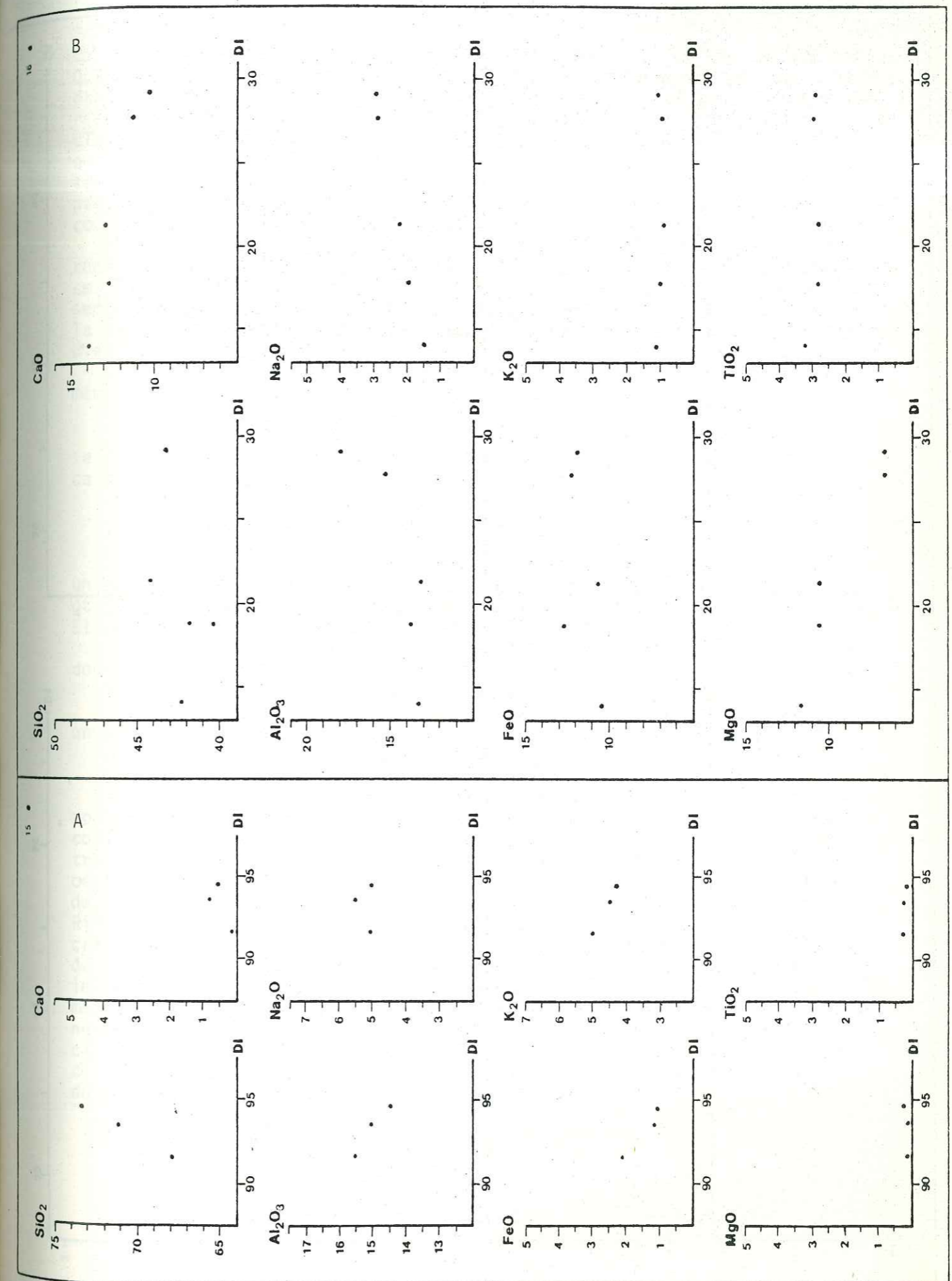


Fig. 55 : Diagramme % poids/D.I. des rhyolites (A) et des basaltes porphyriques (B) néo-cantaliens.

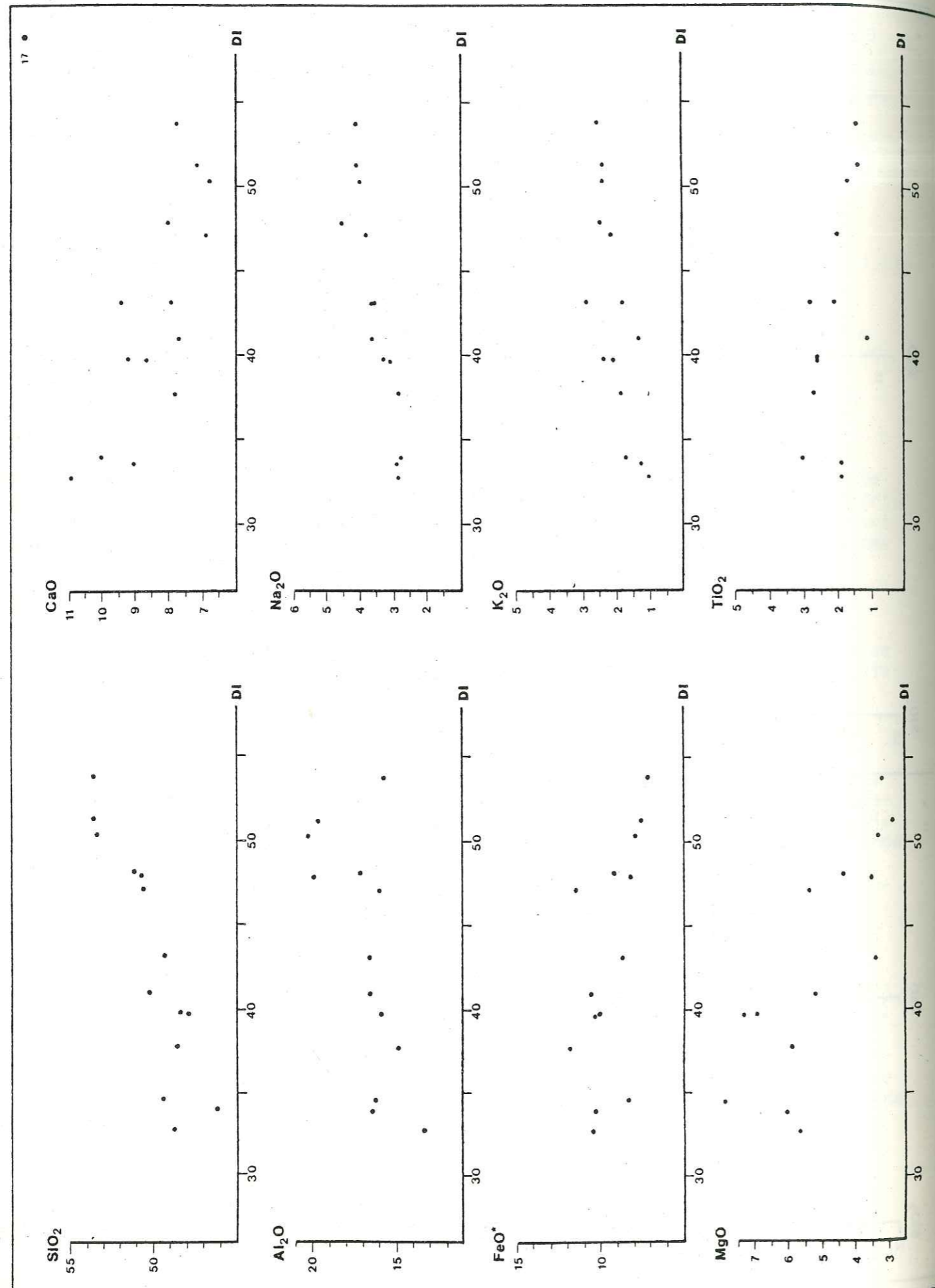


Fig. 56 : Diagramme % poids/D.I. des leucobasaltes néo-cantaliens.

des brèches trachyandésitiques sous la forme d'épaisses coulées "d'ankaramites". Quelques dykes d'augite sont connus. Ces laves se caractérisent par l'abondance des phénocristaux ($\approx 40\%$) d'augite et d'olivine, dans des proportions respectives de 2 pour 1, et par leur pâte holocristalline différenciée (oligoclase, biotite, analcime). Cette dernière observation pourrait remettre en question le dénomination d'ankaramite pour ces laves à caractères cumulatifs certains (S.I. ≈ 40 , parfois 45). Ces basaltes alcalins sodiques pourrait représenter un fond cumulatif de réservoir qui a été éjecté spasmodiquement au cours de l'épisode trachyandésitique.

Il est difficile de parler d'évolution dans le cas de roches à caractères cumulatifs, mais il faut constater que l'enrichissement de ces laves en silice, en alumine, en fer et en sodium, couplé à leur appauvrissement en magnésium, en calcium et en titane, correspond à une augmentation de la valeur de l'indice de différenciation. La teneur en potassium de ces laves bien qu'à peu près constante, diminuerait très légèrement (Fig. 55).

Saturation et indice de différenciation augmentent en même temps dans ce type de laves (Fig. 60).

Dans tous les diagrammes, ces basaltes porphyriques se situent à proximité des domaines des basaltes alcalins, mais leur caractère calcique les place hors de ces domaines (Fig. 59).

II.3.2.2. Les leucobasaltes

Les leucobasaltes sont des laves alcalines, peut-être un peu plus potassiques que sodiques, peu à moyennement évoluées selon les utilisations que l'on fait des indices de différenciation ($34 < DI < 54$). Elles présentent des caractères minéralogiques particuliers :

- olivine en phénocristaux et en micrograins, mais donnant une teneur faible en olivine modale ;
- augite en phénocristaux et en microlites ;
- labrador poecilitique en phénocristaux présentant un anneau interne de gouttelettes de verre et d'inclusions de magnétite. ;
- andésine en microlites.

L'étude du mélange de laves de la Combe de Saure a montré que l'hybridation magmatique acide-basique était possible et pouvait conduire par contamination d'un basalte alcalin par ses enclaves congénères trachyandésitiques et/ou latitiques, à une lave dont le chimisme global est celui d'un leucobasalte (cf. chapitre V). Ce mélange réalisé sur la planèze de Cézens se caractérise par l'obtention d'une lave aphyrique très opacifiée. Riches en minéraux opaques, les leucobasaltes néo-cantaliens montrent des cristaux, et c'est là la seule différence entre eux et la lave de la Combe de Saure. L'origine hybride de ces leucobasaltes pourrait être illustrée par leurs teneurs en éléments en traces, intermédiaires entre celles des basaltes mélanocrates supra-cantaliens et celles des trachyandésites sans orthopyroxène néo-cantaliens. Comme pour ces teneurs, les valeurs de l'indice de différenciation sont intermédiaires entre celles des mêmes laves de référence. Dans ce cas précis, il est possible que cet indice traduise plus les proportions du mélange qu'un véritable stade d'évolution.

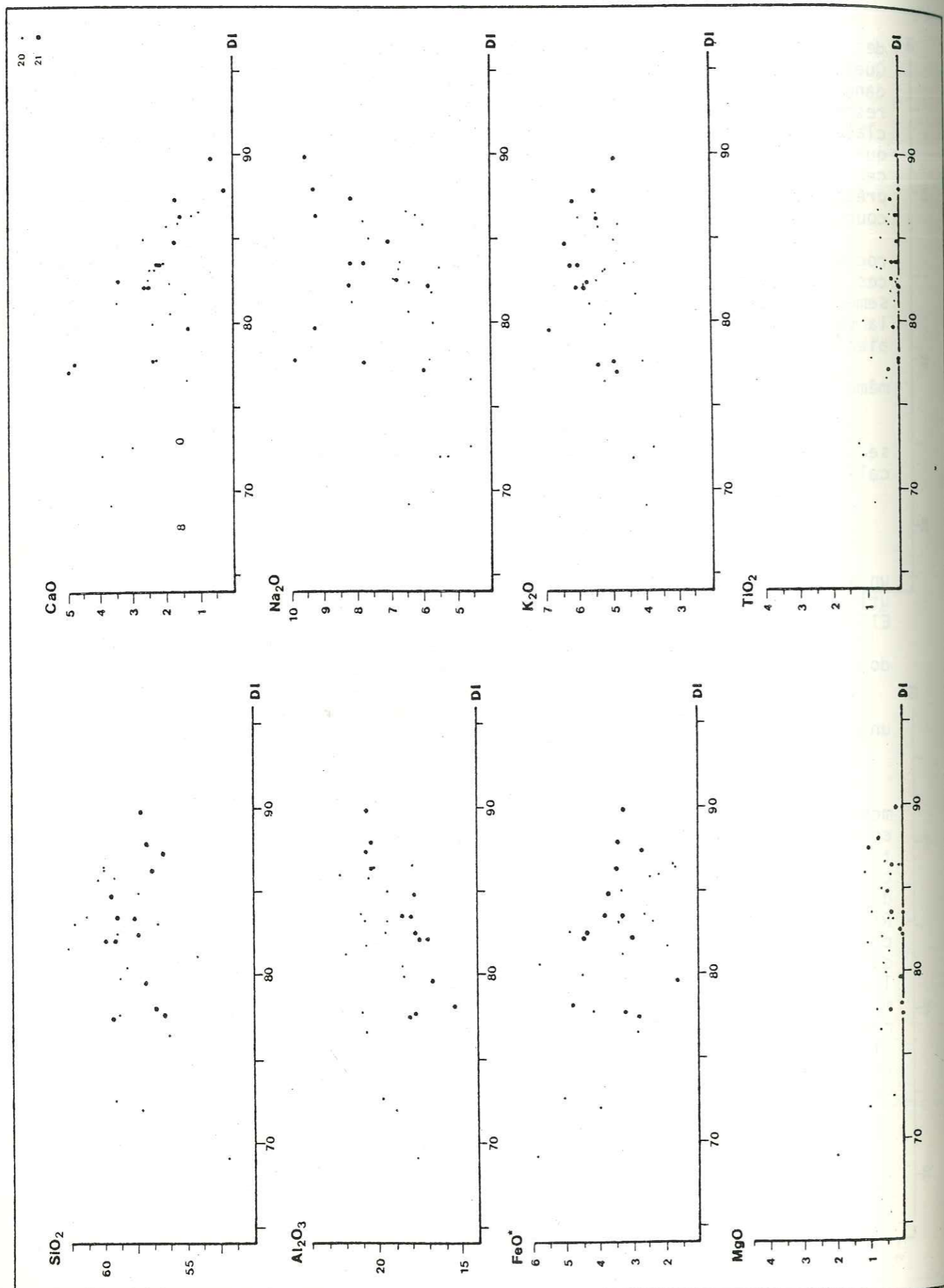


Fig. 57 : Diagramme % poids/D.I. des roches phonolitiques néo-cantaliennes.

		Ba	Rb	Sr	Co	Cr	Cu	Ni	V	Zn	DI
1	teneurs (ppm)	573	38	845	62	375	55	257	246	108	26
	σ	92	45	119	3	76	17	46	16	3	21 à 30
2	teneurs (ppm)	513	54	705	39	108	41	67	239	117	44
	σ	195	23	292	16	93	15	48	34	8	34 à 54
3	teneurs ppm)	765	60	675	45	185	50	110	nd	120	41
4	teneurs (ppm)	626	92	604	23	11	20	17	148	99	52
	σ	115	34	186	12	11	11	10	33	11	42 à 55

Tableau 21 : Comparaison entre les teneurs des éléments en traces des leucobasaltes et des laves susceptibles de leur avoir donné naissance.

- 1 : basaltes mélanocrates supra-cantaliens *
 2 : Leucobasaltes néo-cantaliens *
 3 : Leucobasalte de la Combe de Saure
 4 : Trachyandésites sans Opx néo-cantaliens *
 * cf. annexe

Compte tenu des écarts enregistrés sur chacun des éléments, il apparaît que, dans ce cas précis, pour le Co, le Cr et le Ni, les teneurs des basaltes ne chevauchent pas la répartition de celles des leucobasaltes pour les mêmes éléments, proches de celles des trachyandésites. Il se produit le phénomène inverse dans le cas du V : les leucobasaltes sont plus proches des basaltes que des trachyandésites.

De "fortes" teneurs en silice, en alumine et en alcalins et de "faibles" teneurs en tous les autres éléments (Fig. 56) se traduisent par une valeurs croissantes du DI et par une sous-saturation moindre, voire nulle (Fig. 60).

Dans les trois diagrammes de H. de la Roche et al., les leucobasaltes se situent entre les lignes alcalines saturée (OS) et latitique (L) (Fig. 59).

II.3.2.3. Les phonolites et les ordanchites

II.3.2.3.1. Les phonolites

Ce sont des roches fortement alcalines potassiques, différenciées, parfois assez altérées. En partant de critères différents, deux sous-groupes peuvent être distingués :

- la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) selon Le Maître (1962) permet de distinguer les trachy-phonolites ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 13\%$) des phonolites ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 13\%$).

- l'indice d'agpaïcité $|(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}|$ de B.I. Zoblin (1959), permet de distinguer des miaskites ($\text{Agp} < 1$) des agpaïtes ($\text{Agp} > 1$).

De l'emploi de ces deux paramètres, il apparaît que, dans le Cantal, les trachy-phonolites sont des miaskites, et que les phonolites sont des agpaïtes. Le passage d'un groupe à l'autre pourrait être le fait de "l'effet orthose" décrit par D.K. Bailey et J.F. Schaiser (1964) selon J. Demange (1974).

Le passage des miaskites aux agpaïtes se fait par le fractionnement des plagioclases, de l'amphibole, de l'augite, du sphène et de la mosandrite. Il apparaît des anorthoses sodiques à la place des anorthoses

calciques, et de la sodalite à la place de l'häüyne. Les pyroxènes aegyriniques sont de fin de cristallisation (J. Demange, 1974).

Les roches phonolitiques cantaliennes ont des caractères minéralogiques et chimiques très proches des caractères de celles du Velay. Selon les datations géochronologiques, elles seraient d'ailleurs contemporaines (≈ 7 Ma). Quelle peut être l'origine de ces laves ? Sont-elles issues par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique (les phonolites sont potentiellement contenues dans la mésostase des basanites selon M. Girod, 1968) au niveau de chacun de ces édifices volcaniques ? Sont-elles issues d'une suite de phénomènes magmatiques intéressant une région beaucoup plus vaste que chacun de ces édifices volcaniques, avec lesquels elles interféderaient à un moment donné, sans véritablement leur appartenir ?

Dans ces laves, l'augmentation de l'alumine et des alcalins, et l'appauvrissement en tous les éléments fémiques entraînent une augmentation de l'indice de différenciation (Fig. 57). Comme pour les rhyolites paléo-cantaliennes, la teneur en silice augmente dans les laves alcalines (miaskites) et diminue dans les hyperalcalines (agpaïtes). Les teneurs en alumine et en sodium augmentent plus rapidement dans les agpaïtes que dans les miaskites.

La sous-saturation de ces laves varie comme l'indice de différenciation, plus rapidement dans les agpaïtes que dans les miaskites (Fig. 60).

Dans tous les diagrammes de H. de la Roche et al., les agpaïtes se situent sur la lignée alcaline sous-saturée (SS), alors que les miaskites bien qu'elles s'en rapprochent, se placent entre les deux lignées alcalines (Fig. 59).

II.3.2.3.2. Les roches ordanchitiques

Ce sont des laves alcalines potassiques, sous-saturées, qui se présentent sous la forme de coulées ou de dômes. Les termes appelés "phono-téphrites" par P. Watelet (1977) sont assez fortement alcalins. La distinction entre ordanchites et "phono-téphrites" pourrait se faire sur des critères simples :

- les ordanchites sont peu porphyriques et renferment de nombreuses enclaves de nature trachy-phonolitique ou phonolitique,
- les "phono-téphrites" sont nettement porphyriques et ne contiennent pas d'enclaves.

Ces caractéristiques ont été relevées tant par A. de Goër de Herve et P. Watelet (communication orale) que par moi-même.

Les laves ordanchitiques ne se rencontrent que dans le centre du Cantal, les Monts Dore et le Cézallier central (Luguet), c'est-à-dire dans les strato-volcans à "série saturée". Elles sont absentes des régions périphériques du Cantal, ainsi que du Velay, où aucune "série saturée" n'est signalée. Quelle est donc la signification de ces laves très particulières qui se seraient mises en place en même temps ou immédiatement avant les phonolites auxquelles elles sont presque toujours associées ?

Un examen rapide des lames minces des laves ordanchitiques ayant servi de base au travail d'A. de Goër de Herve et de N. Vatin-Pérignon (1966), m'a permis de dégager quelques points :

- ces laves subholocristallines renferment une très grande quantité de minéraux opaques (de 10 à 17 %) disséminés dans la mésostase ;

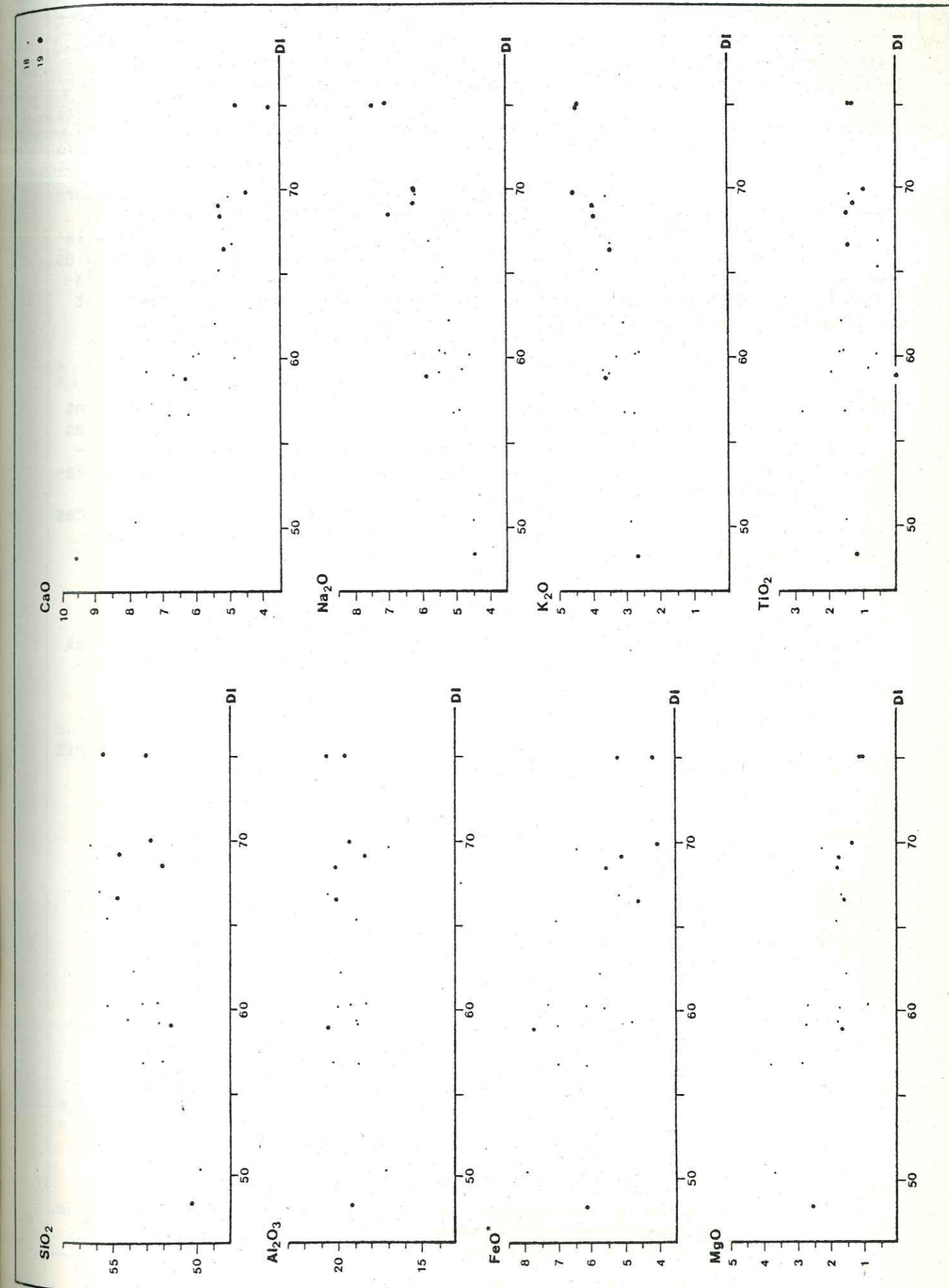


Fig. 58 : Diagramme % poids/D.I. des roches ordanchitiques néo-cantaliennes.

- les phénocristaux d'olivine sont soit entièrement serpentinisés, soit blindés par une épaisse gaine d'oxydes. Les micrograins dans la mésostase, sont toujours en voie de résorption.

- les hornblendes sont toujours blindées par une épaisse gaine d'oxydes, alors que les clinopyroxènes augitiques peuvent être denticulés (résorption de leurs bordures). Les clivages de ces deux espèces minérales sont toujours envahis de magnétite.

- les phénocristaux de plagioclases montrent toujours une couronne interne denticulée. Entre ces "golfs" de corrosion de petite taille, ont cristallisé des oxydes de fer (magnétite en général). Parfois, la denticulation est absente, mais elle est remplacée par une couronne de facules de fusion (inclusions arrondies à remplissage de verre). Le coeur de ces plagioclase a une composition d'andésine (An 35-45), alors que leur bordure est nettement plus sodique (An 25-30).

- les enclaves de trachyandésite (ou de latite) ne sont pas rares dans les termes peu cristallisés. Aucune bordure de réaction n'a été observée autour de ces enclaves apparemment congénères. Il existe parfois une fine bordure figée à leur contact. Les minéraux ferro-magnésiens (hornblende et augite) de ces enclaves ne sont jamais altérés. Les microlites d'oligoclase et de sanidine de la lave-hôte ordanchitique, moulent parfaitement ces globules de trachyandésites. Tout au plus constate-t-on une accumulation de granules de magnétite dans leurs environs.

- il existe aussi des enclaves phonolitiques dans ces laves ordanchitiques. Cet examen fait très rapidement (et peut-être avec trop d'idées préconçues) mériterait une confirmation plus réfléchie.

Tous ces arguments juxtaposés à ceux signalés au sujet du mélange de laves de la Combe de Saure et des leucobasaltes néo-cantaliens, me conduisent à penser que les ordanchites pourraient être issues d'une hybridation magmatique entre des termes trachyandésitiques et/ou latitiques, et un magma phonolitique.

Dans ce cas précis, l'examen des teneurs des éléments en traces, n'apporte aucun argument chimique à cette hypothèse.

		Ba	Rb	Sr	Co	Cr	Cu	Ni	V	Zn	DI
1	teneurs (ppm)	626	92	604	23	11	20	17	148	99	52
	σ	115	34	186	12	11	11	10	33	11	42 à 55
2	teneurs (ppm)	705	105	645	26	20	18	23	111	102	72
	σ	107	17	130	14	36	16	19	35	16	63 à 84
3	teneurs (ppm)	848	140	1007	18	10	13	18	148	113	61
	σ	169	53	181	3	0	11	3	39	11	50 à 75
4	teneurs (ppm)	780	206	278	15	> 5	5	45	nd	120	82
	σ	242	78	206	-	-	-	-	-	-	69 à 90

Tableau 22 : Comparaison entre les teneurs des éléments en traces des trachyandésites et des latites néo-cantaliens, des roches ordanchitiques et des phonolites.

- 1 : Trachyandésites sans Opx néo-cantaliens *
 2 : Latites et trachytes néo-cantaliens *
 3 : Ordanchites et "phono-téphrites" néo-cantaliennes *
 4 : Phonolites néo-cantaliennes (Ba, Rb et Sr obtenus par moyenne sur plusieurs échantillons - teneurs de l'échantillon G 503c pour les autres éléments) *

* cf. annexes

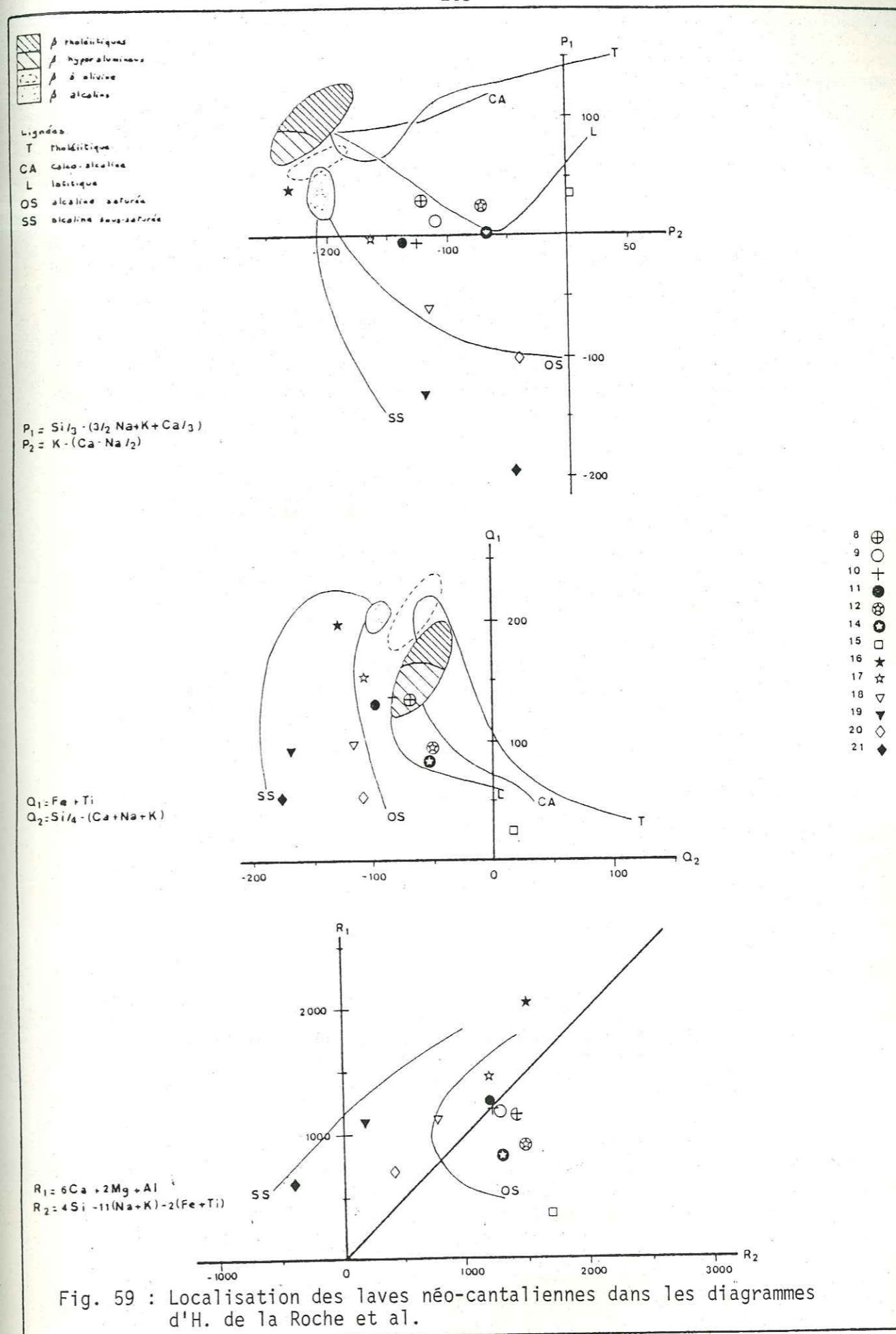


Fig. 59 : Localisation des laves néo-cantaliennes dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.

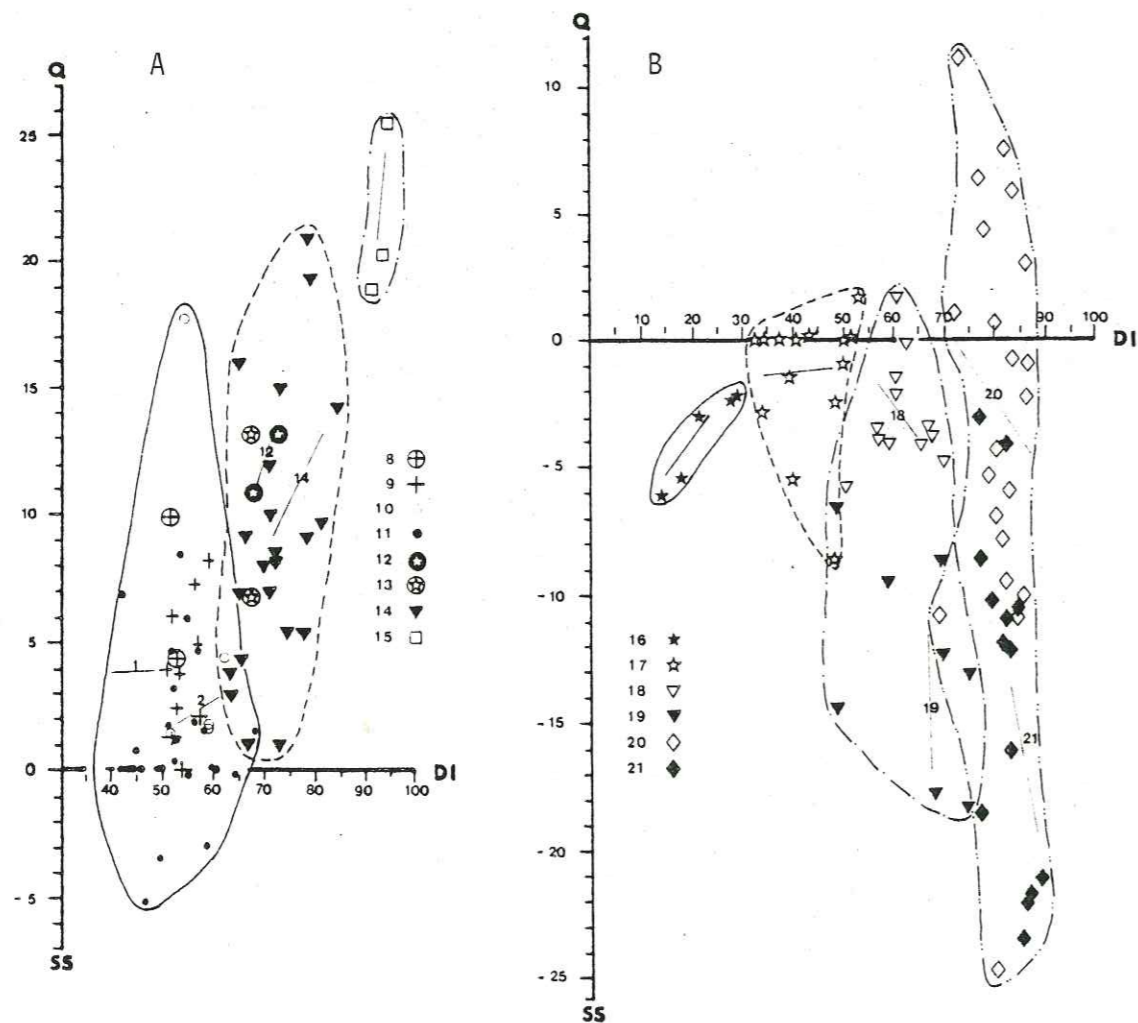


Fig. 60 : Diagramme saturation/D.I. des laves néo-cantaliennes

A : laves saturées
B : laves sous-saturées

Du point de vue normatif, tous les termes de passage existent entre les ordanchites (0,05 à 5,65 % de néphéline), les "phono-téphrites" (6,79 à 17,29 % de néphéline) et les phonolites (2,95 à 24,75 % de néphéline).

L'augmentation des valeurs de l'indice de différenciation est lié à l'enrichissement en silice, en alumine et en alcalins, et à l'appauvrissement en tous les autres éléments (Fig. 58). La teneur augmente plus vite dans les ordanchites que dans les "phono-téphrites", alors que celle en alumine augmente plus vite dans ces dernières que dans les ordanchites.

La sous-saturation de toutes ces roches varie dans le même sens que l'indice de différenciation (Fig. 60), mais elle paraît être plus rapide dans les "phono-téphrites" que dans les ordanchites.

Dans les trois diagrammes de H. de la Roche et al., les ordanchites se situent toujours sur la lignée alcaline saturée (OS), alors que les "phono-téphrites" tendent à se rapprocher de la lignée alcaline sous-saturée (SS) (Fig. 59).

II.3.3. Conclusions à l'étude de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien

De cette étude, il ressort que l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien ne serait formé que de laves saturées (trachyandésites, latites, trachytes, rhyolites), auxquelles on pourrait adjoindre les basaltes porphyriques à caractères cumulatifs.

Les roches telles que les leucobasaltes et les ordanchites pourraient provenir d'hybridations magmatiques :

- acide et différencié - basique et indifférencié (trachyandésite et/ou latite - basalte) pour les leucobasaltes,
- entre laves différenciées (trachyandésites et/ou latites - phonolites) pour les ordanchites et les "phono-téphrites".

Si ces hybridations magmatiques sont réelles, la série alcaline sous-saturée du Cantal : basalte pauvre en olivine (leucobasalte) - téphrite (ordanchite) - phonolite, n'existe pas, au moins sous cette forme. En effet, il est fort probable que les phonolites dérivent d'un magma basaltique sans qu'il soit nécessaire de voir apparaître des roches intermédiaires.

Outre les basaltes porphyriques, de vrais basaltes ont été reconnus dans cet ensemble : ce sont ceux des appareils volcaniques où cohabitent des laves à caractères chimiques tranchés (trachyandésites et basaltes) sans que le mélange se soit produit (les Gardes, Sanissage).

II.4. Les roches grenues de la haute vallée de la Jordanne

Légende commune aux figures 61 à 63

- 28 : "Monzonites"
- 29 : "Gabbros"

Ce sont des roches alcalines potassiques, saturées ("monzonites") ou légèrement sous-saturées ("gabbros"). La minéralogie et la composition chimique de ces roches en feraient plutôt des monzo-diorites et des syéno-gabbros selon la classification de Streckeisen (1967).

Dans les "gabbros", l'augmentation de l'indice de différenciation va de pair avec l'augmentation des teneurs en silice, en alumine et en alcalins, et avec l'appauvrissement en tous les autres éléments. Il en

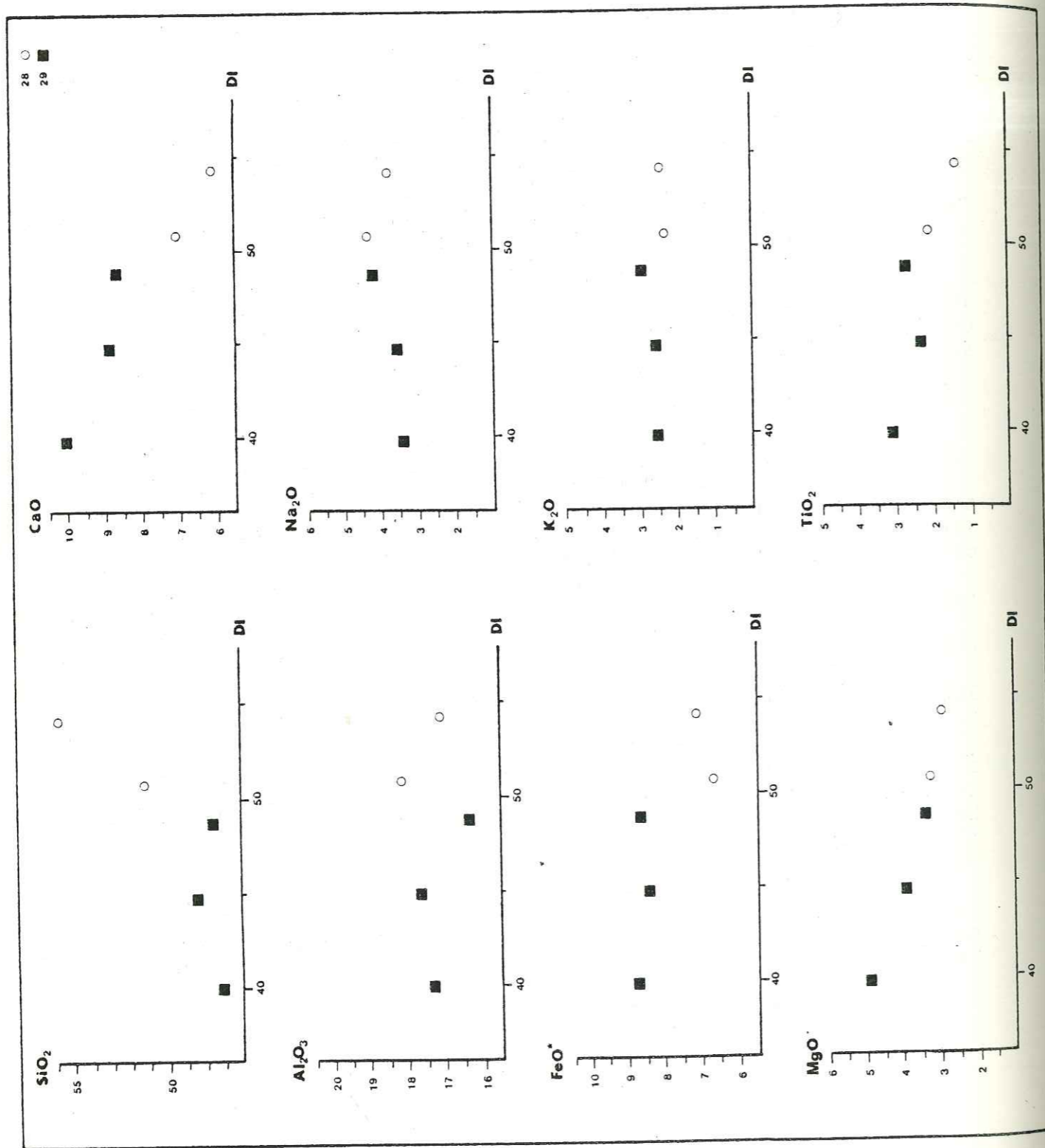


Fig. 61 : Diagramme % poids/D.I. des roches grenues de la Jordanne.

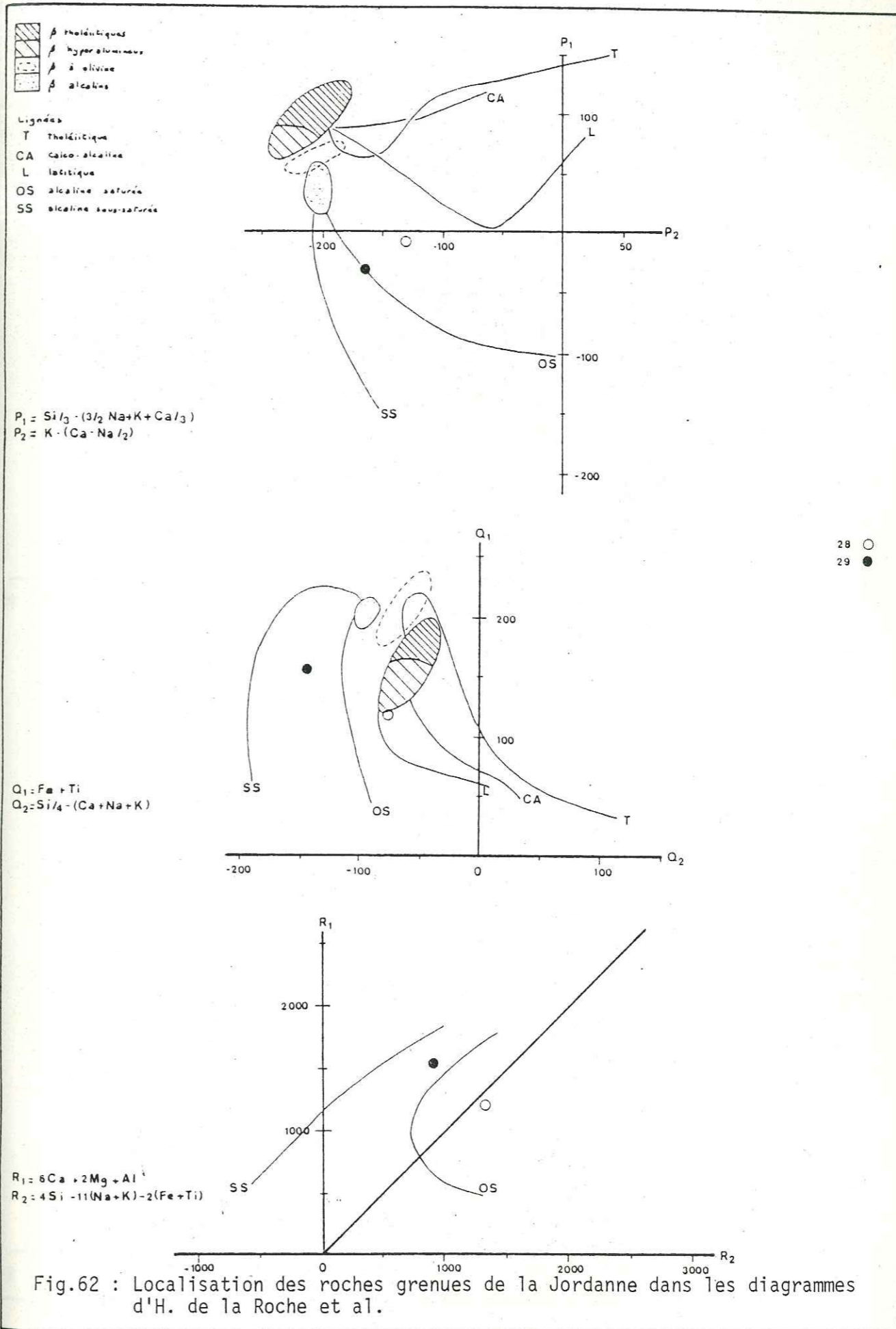


Fig. 62 : Localisation des roches grenues de la Jordanne dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.

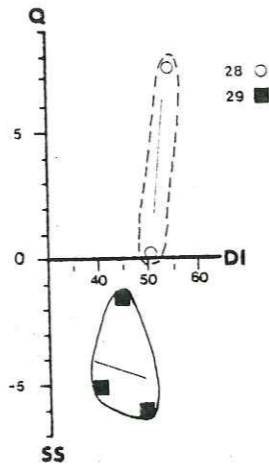


Fig.63 : Diagramme saturation/D.I. des roches grenues de la Jordanne.

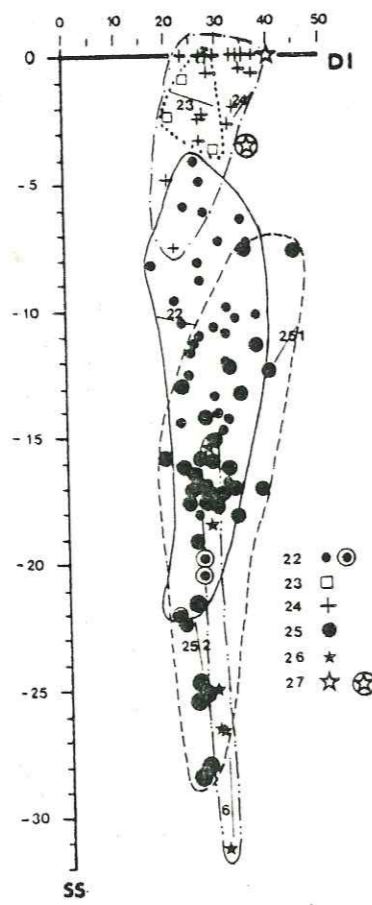


Fig. 64 : Diagramme saturation/D.I. des laves basaltiques supra-cataliennes.

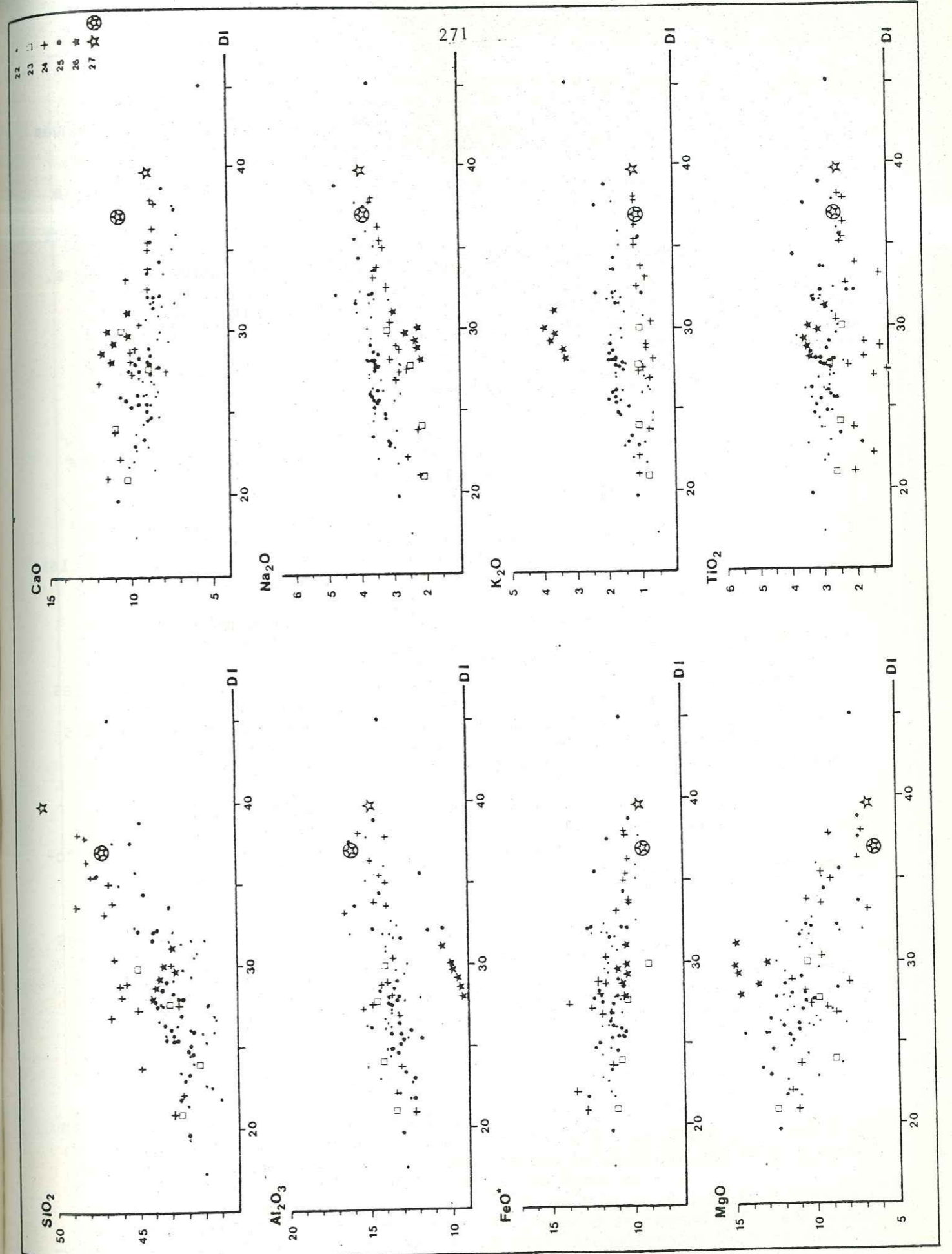


Fig. 65 : Diagramme % poids/D.I. des laves supra-cataliennes.

est de même pour les "monzonites", à deux exceptions près : le fer augmente alors que le sodium diminue (Fig. 61). Ces observations sur ces roches grenues sont à nuancer car le nombre d'analyses est faible.

Dans le diagramme R_1-R_2 , les "gabbros" se placent dans le domaine sous-saturé, à proximité des leucobasaltes, sur la lignée alcaline saturée (OS) ; les "monzonites" se situent de part et d'autre du plan critique et semblent s'éloigner de la lignée alcaline saturée (Fig. 62).

La position des "gabbros" dans les deux autres diagrammes, sur ou à proximité de la lignée alcaline saturée (OS) est conforme à celle donnée par le diagramme précédent. Par contre, les "monzonites" se situent soit en tête de la lignée latitique (Q_1-Q_2), soit sur la lignée alcaline saturée (P_1-P_2) (Fig. 62).

II.5. L'ensemble basaltique supra-cantalien

Légende commune aux figures 64 à 66

- 22 : Basanites à néphéline et analcime - Néphélinites
- 23 : Basaltes mélanocrates
- 24 : Basaltes mésocrates
- 25 : Basanites et ankaratrites à leucite et néphéline
- 26 : Leucito-néphélinites
- 27 : Basalte à tendance hawaïitique de Tiaulade (cerclé)
Leucobasalte du col de Chèvre

Cet ensemble commence à être bien connu malgré l'aspect fastidieux et rébarbatif du travail en pianze. Laves mélanocrates sombres soit à néphéline et analcime (basanites, néphélinites, basaltes), soit à leucite et néphéline (basanites, ankaratrites, leucito-néphélinites), et laves mésocrates plus claires (basaltes à structure doléritique ou non) forment les différents termes de cet ensemble. Exceptionnellement, se rencontrent des termes plus différenciés submésocrates (basaltes à tendance hawaïitique et leucobasalte) ainsi que des mélanges de laves (cf. chapitre V).

Toutes ces laves sont alcalines sodiques, à l'exception des leucito-néphélinites qui sont potassiques. L'hypercainité est la règle générale dans les basanites à leucite et néphéline, ainsi que dans les leucito-néphélinites. Elle est courante dans les basanites à néphéline et analcime. Toutes ces laves ont une tendance ankaramitique marquée.

Basanites, basaltes et leucito-néphélinites sont des laves non évoluées renfermant de nombreux nodules de péridotite. Les leucobasaltes observés çà et là par P. Watelet (1977), par G. Boudon (1979) et par moi-même, pourraient provenir d'hybridations magmatiques qui posent le problème de l'individualisation de chambres différenciées au cours de cet épisode (cf. chapitre V).

II.5.1. Les basanites et les basaltes

Toutes ces laves montrent conjointement une augmentation de l'indice de différenciation et une augmentation de leurs teneurs en silice, en alumine et en alcalins, et une diminution des éléments fémiques (Fig. 65).

Du point de vue saturation (Fig. 64), les basaltes mélanocrates tendent à être de plus en plus sous-saturés à l'inverse des basaltes mésocrates. Les basanites à néphéline et analcime, et les néphélinites sont de plus en plus sous-saturées. Dans le groupe des basanites à leucite et néphéline, deux tendances se dessinent : les basanites sensu stricto étant de plus en plus saturées, alors que les termes plus basiques (ankaratrites) sont de

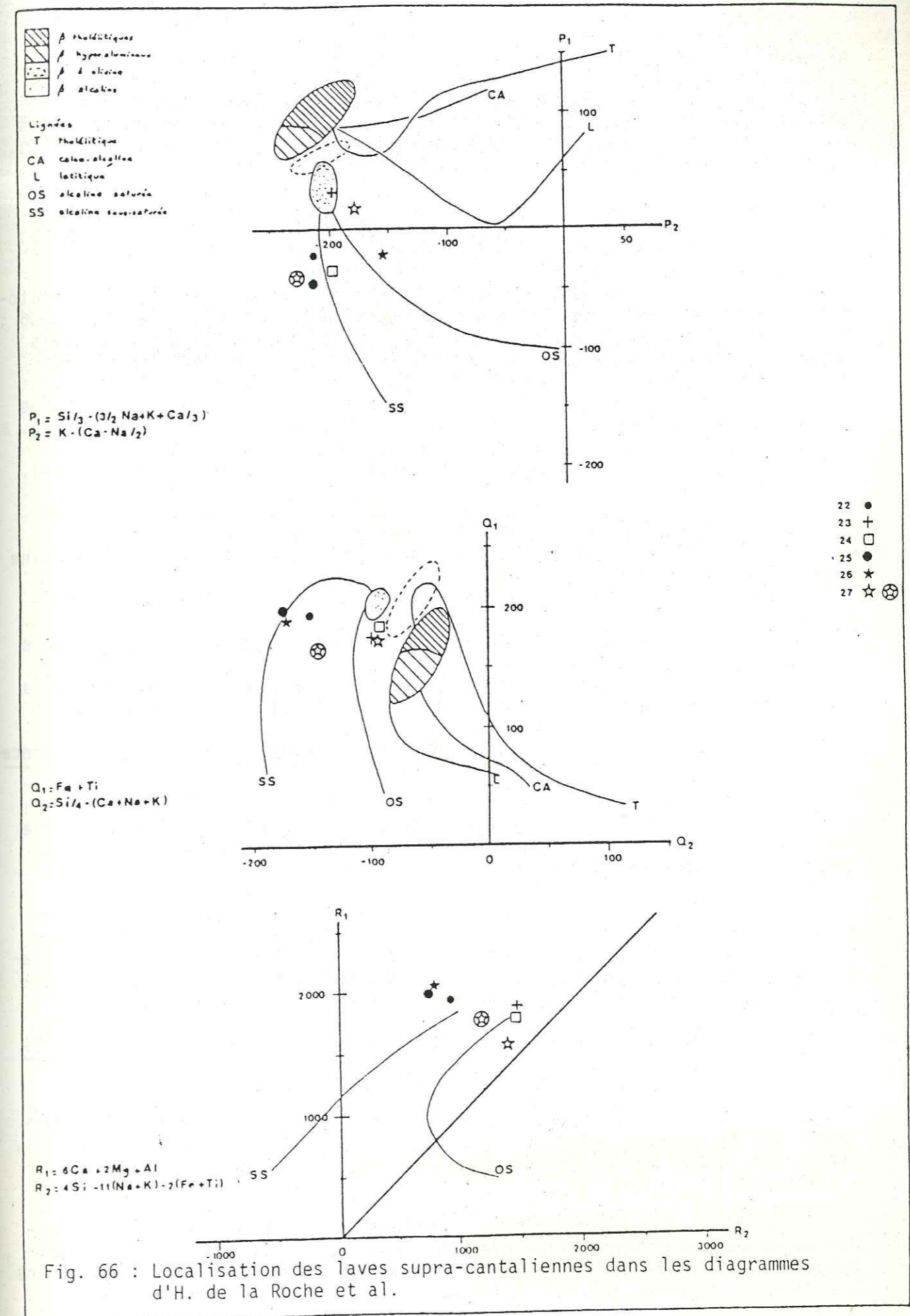


Fig. 66 : Localisation des laves supra-cantalien dans les diagrammes d'H. de la Roche et al.

plus en plus sous-saturées.

Dans les diagrammes de H. de la Roche et al., tous les basaltes (mélanocrates et mésocrates) se situent dans le domaine des basaltes alcalins ou à proximité de la lignée de différenciation alcaline saturée (OS). Toutes les basanites se placent sur la lignée alcaline sous-saturée (SS), les basanites à leucite et néphéline pouvant s'en éloigner un peu en direction du domaine des ankaratrites (Fig. 66).

II.5.2. Les leucito-néphélinites

Comme l'avait déjà signalé G. Boudon (1979), les leucito-néphélinites sont les laves les moins évoluées du Cantal (D.I. : $29,49 \pm 1,06$; S.I. $45,13 \pm 1,56$; $FeO^*/MgO : 0,74 \pm 0,05$). Elles se caractérisent par leurs teneurs en alumine, en magnésium, en calcium et en alcalins qui les placent en dehors de la lignée basalte-basanite. Une augmentation de la silice, du fer, du magnésium et des alcalins, et une diminution du calcium, de l'alumine et du titane entraînent une augmentation de l'indice de différenciation (Fig. 65).

La sous-saturation des leucito-néphélinites s'accroît très rapidement avec l'augmentation de l'indice de différenciation (Fig. 64).

La position de ces laves particulières est très variable dans les diagrammes de H. de la Roche et al. (Fig. 66) :

- nettement en dehors et au-dessus de la lignée alcaline sous-saturée (SS) dans le diagramme $R_1 - R_2$,
- sur la lignée alcaline sous-saturée (SS) dans le diagramme $Q_1 - Q_2$,
- sur la lignée alcaline saturée (OS) dans le diagramme $P_1 - P_2$.

Cette position variable est très probablement liée à la très forte teneur en potassium de ces laves inhabituelles : $3,63 \pm 0,26$.

II.5.3. Le leucobasalte du col de Chèvre et le basalte à tendance hawaïtique de Tiaulade (cerclé)

Il est impossible de déterminer les caractéristiques de ces deux laves qui ressembleraient aux leucobasaltes néo-cantaliers, tant du point de vue des variations des éléments que de celui de la saturation.

Le leucobasalte du col de Chèvre occupe, dans les diagrammes de H. de la Roche et al., une position comparable à celle des leucobasaltes néo-cantaliers, alors que le basalte de Tiaulade, dans les mêmes diagrammes, se situe soit entre les deux lignées alcalines saturée (OS) et sous-saturée (SS), soit au-delà de la lignée alcaline sous-saturée (Fig. 66).

III. LE PROBLEME DE NOMENCLATURE : COMPARAISONS ENTRE LES LAVES CANTALIENNES ET DES MOYENNES MONDIALES

Dans le domaine de la classification des laves volcaniques alcalines, la tendance actuelle est à l'emploi de termes tels que : hawaïtes, mugéarites, benmoréites, etc. Dans quelles limites peut-on utiliser ces dénominations dans le Cantal ?

Les comparaisons entre laves cantaliennes et moyennes mondiales ne porteront que sur les éléments majeurs, les analyses de référence étant celles données par H. de la Roche et al. (1980) d'après les compilations statistiques appelées "CLAIR" et "PETROS".

III.1. Les roches basaltiques

III.1.1. Les basanites

	1	2	3	4
N	143	6	33	33
SiO ₂	43,79	42,57	43,28	43,33
Al ₂ O ₃	14,38	11,68	13,74	13,07
FeO*	11,97	12,89	11,28	11,51
MnO	0,23	0,15	0,20	0,19
MgO	8,90	10,81	10,63	10,83
CaO	10,41	11,21	10,64	11,01
Na ₂ O	3,43	2,95	3,50	3,74
K ₂ O	1,60	1,47	1,41	1,84
TiO ₂	2,62	2,49	2,91	2,95
P ₂ O ₅	0,76	0,85	0,73	0,33
H ₂ O+	1,16	1,66	0,45	0,19

Tableau 23: Comparaisons entre les basanites cantaliennes et la moyenne des basanites "CLAIR"

- 1 : Basanite "CLAIR"
- 2 : Basanite infra-cantaliennne *
- 3 : Basanite supra-cantaliennne à néphéline et analcime *
- 4 : Basanite supra-cantaliennne à leucite et néphéline *
- * cf. annexes

Bien que plus magnésiennes, les basanites cantaliennes sont proches de la moyenne "CLAIR". Elles s'en distinguent aussi par une moindre teneur en alumine. Les basanites infra-cantaliennes présentent des teneurs plus faibles en silice, mais de plus fortes en fer.

III.1.2. Les basaltes

	1	2	3	4	5	6
N	282	3	5	4	18	853
SiO ₂	46,28	45,07	44,00	43,94	47,15	47,96
Al ₂ O ₃	14,99	13,82	14,61	14,09	14,19	15,43
FeO*	11,42	12,10	11,63	10,31	11,53	10,72
MnO	0,18	0,15	0,17	0,17	0,16	0,18
MgO	8,10	8,80	9,26	10,41	9,46	7,90
CaO	3,02	10,30	12,20	10,13	9,60	10,05
Na ₂ O	0,97	2,50	2,27	2,50	3,06	2,86
K ₂ O	2,38	1,22	1,02	1,00	0,99	0,95
TiO ₂	0,46	2,32	2,90	2,50	1,96	1,94
P ₂ O ₅	1,26	0,65	0,41	0,67	0,47	0,39
H ₂ O+	1,26	1,17	0,75	1,66	0,57	0,99

Tableau 24 : Comparaisons entre les basaltes cantaliens et les moyennes des basaltes "PETROS".

- 1 : Basalte alcalin "PETROS"
- 2 : Basalte infra-cantalien *
- 3 : Basalte porphyrique néo-cantalien *
- 4 : Basalte mélanocrate supra-cantalien *
- 5 : Basalte mésocrate supra-cantalien *
- 6 : Basalte à olivine "PETROS"
- * cf. annexes

Les basaltes mélanocrates cantaliens, proches des basaltes alcalins "PETROS", s'en distinguent par des teneurs plus faibles en silice et en sodium, et de plus fortes en magnésium. Outre ces caractères, les basaltes porphyriques se montrent plus calciques que tous les autres.

Les basaltes mésocrates supra-cantaliens présentent à la fois, des caractères de basaltes alcalins et de basaltes à olivine. Ceci est dû à la présence de laves qui pourraient être dans l'une ou l'autre catégorie.

III.2. Les hawaïites, les basaltes à tendance hawaïitique, les leucobasaltes et les "gabbros"

J'ai regroupé dans ce paragraphe des roches qui présentent des caractères chimico-minéralogiques voisins.

	1	2	3	4	5	6	7	8
N	70	4	4	918	322	46	3	50
SiO ₂	47,55	47,90	50,14	53,44	47,72	47,46	47,72	45,52
Al ₂ O ₃	16,05	14,66	16,82	16,97	15,49	15,82	17,15	16,67
FeO*	11,74	11,92	9,27	8,95	10,22	11,23	8,67	9,63
MnO	0,19	0,15	0,14	0,15	0,18	0,15	0,16	0,15
MgO	5,04	6,29	4,88	4,76	7,97	4,79	4,13	4,70
CaO	7,91	8,23	8,18	8,36	10,92	8,54	9,23	8,76
Na ₂ O	4,10	3,65	3,91	3,04	2,47	3,54	3,75	4,28
K ₂ O	1,46	1,78	2,01	1,24	0,69	2,16	2,75	2,84
TiO ₂	3,18	2,48	1,98	1,19	1,79	2,18	2,78	2,45
P ₂ O ₅	0,70	0,83	0,51	0,56	0,33	0,62	0,73	0,89
H ₂ O+	0,68	1,10	0,76	0,86	1,46	1,77	2,13	2,57

Tableau 25 : Comparaison entre les hawaïites, les basaltes à tendance hawaïitique, les leucobasaltes et les gabbros cantaliens, et les moyennes "CLAIR" des mêmes roches ou des roches voisines

- 1 : Hawaïite "CLAIR"
 - 2 : Hawaïite infra-cantalienne *
 - 3 : Leucobasalte néo-cantalien *
 - 4 : Andésibasalte "CLAIR"
 - 5 : Gabbro "CLAIR"
 - 6 : Syéno-gabbro "CLAIR"
 - 7 : "Gabbro" de la Jordanne *
 - 8 : Essexite "CLAIR"
- * cf. annexes

Relativement proches des hawaïites sensu stricto, les hawaïites et les basaltes à tendance hawaïitique (non portés dans le tableau ci-dessus, cf. annexes) s'en distinguent par des teneurs plus faibles en alumine, en sodium et en titane, plus fortes en magnésium et en calcium. Les leucobasaltes présentent des caractères intermédiaires entre ceux des hawaïites et ceux des andésibasaltes.

Les "gabbros" de la Jordanne présentent des caractères intermédiaires entre ceux des syéno-gabbros et ceux des essexites.

III.3. Les roches différenciées sous-saturées

III.3.1. Les roches dites à tendance téphritique : les ordanchites

Les ordanchites et les "phono-téphrites" cantaliennes

sont plus riches en silice, en alumine et en alcalins, mais plus pauvres en tous les autres éléments, que les téphrites et les phono-téphrites "CLAIR". Elles se rapprochent beaucoup plus des mugéarites de la même classification, bien qu'elles soient plus sodi-potassiques et plus alumineuses.

	1	2	3	4	5
N	133	10	6	74	60
SiO ₂	45,05	54,36	52,88	47,73	50,67
Al ₂ O ₃	15,75	19,28	19,52	16,94	16,51
FeO*	11,35	5,88	5,40	9,89	10,82
MnO	0,19	0,16	0,17	0,18	0,23
MgO	6,52	2,14	1,73	4,13	3,47
CaO	9,37	5,75	5,79	7,59	5,90
Na ₂ O	3,97	5,32	6,32	5,08	4,76
K ₂ O	2,28	3,33	3,94	3,02	2,40
TiO ₂	2,83	1,31	1,39	2,40	2,00
P ₂ O ₅	0,79	0,31	0,40	0,81	0,68
H ₂ O+	1,19	1,00	0,95	1,29	1,49

Tableau 26 : Comparaison entre les laves ordanchitiques cantaliennes et les téphrites, les phono-téphrites et les mugéarites "CLAIR"

- 1 : Téphrite "CLAIR"
- 2 : Ordanchite (trachyandésite à hauyne) *
- 3 : "Phono-téphrite" cantalienne *
- 4 : Phono-téphrite "CLAIR"
- 5 : Mugéarite "CLAIR" * cf. annexes

III.3.2. Les roches phonolitiques : miaskites et agpaïtes

Les miaskites cantaliennes sont proches des trachy-phonolites "CLAIR", alors que les agpaïtes se rapprochent des phonolites de la même classification.

	1	2	3	4
N	142	16	13	198
SiO ₂	58,50	58,94	52,88	56,56
Al ₂ O ₃	18,03	19,99	18,38	18,90
FeO*	5,05	3,32	3,60	4,37
MnO	0,20	0,12	0,07	0,18
MgO	0,79	0,69	0,29	1,01
CaO	2,15	2,44	2,19	2,46
Na ₂ O	6,76	6,38	7,99	8,02
K ₂ O	5,25	4,97	5,77	5,27
TiO ₂	0,70	0,55	0,14	0,69
P ₂ O ₅	0,20	0,36	0,06	0,18
H ₂ O+	1,42	1,12	0,78	1,46

Tableau 27 : Comparaisons entre les roches phonolitiques cantaliennes et les trachy-phonolites et les phonolites "CLAIR"

- 1 : Trachy-phonolite "CLAIR"
 - 2 : Miaskite cantalienne *
 - 3 : Agpaïtes cantaliennes *
 - 4 : Phonolites "CLAIR"
- * cf. annexes

III.4. Les roches différenciées saturées

III.4.1. Les trachyandésites

	1	2	3	4	5	6
N	117	2	9	6	9	60
SiO ₂	53,22	53,00	54,22	52,29	53,08	50,67
Al ₂ O ₃	16,25	16,82	16,93	17,37	17,17	16,51
FeO*	9,77	7,99	8,00	7,87	7,65	10,82
MnO	0,25	0,26	0,16	0,16	0,13	0,23
MgO	2,89	1,83	3,08	2,61	3,11	3,47
CaO	6,13	6,82	6,29	6,73	7,17	5,90
Na ₂ O	4,96	3,50	3,87	3,88	4,15	4,76
K ₂ O	2,22	2,63	2,98	2,67	2,68	2,40
TiO ₂	1,95	1,99	1,97	2,14	1,82	2,00
P ₂ O ₅	0,72	0,60	0,72	0,73	0,56	0,68
H ₂ O+	1,11	nd	0,84	1,53	0,98	1,49

Tableau 28 : Comparaisons entre les trachyandésites cantaliens et les mugéarites "PETROS" et "CLAIR"

- 1 : Mugéarite "PETROS"
 - 2 : Trachyandésite à Opx (écoulements pyroclastiques) *
 - 3 : Trachyandésite à Opx (laves massives) *
 - 4 : Trachyandésite sans Opx (écoulements pyroclastiques) *
 - 5 : Trachyandésite sans Opx (laves massives) *
 - 6 : Mugéarite "CLAIR"
- * cf. annexes

Les trachyandésites cantaliens se rapprochent plus des mugéarites "PETROS" que des mugéarites "CLAIR", mais ils s'en distinguent par par des teneurs plus fortes en alumine, en calcium et en potassium, mais de plus faibles en fer et en sodium.

III.4.2. Les trachytes, les latites et les "monzonites"

Les écoulements pyroclastiques latitiques paléo-cantaliens, présentent des caractères intermédiaires entre ceux des latites et ceux des trachytes, alors que les latites et les trachytes du même ensemble se rapprochent des trachytes "CLAIR".

Les latites et les trachytes néo-cantaliens sont intermédiaires entre les latites et les latites quartzifères "CLAIR".

Les "monzonites" de la Jordanne sont plus proches des syéno-diorites que des monzonites sensu stricto. Elles en diffèrent cependant par des teneurs plus élevées en calcium, et de plus faibles en alcalins.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N	132	16	306	15	74	4	21	108	2	62
SiO ₂	60,50	58,79	61,29	63,13	62,66	60,66	60,58	54,01	53,43	53,94
Al ₂ O ₃	15,96	17,55	16,71	17,24	15,85	15,45	17,78	17,06	17,63	17,35
FeO*	5,21	4,96	5,22	3,68	5,45	5,88	4,89	7,69	6,90	8,66
MnO	0,14	0,12	0,18	0,07	0,14	0,08	0,11	0,17	0,13	0,14
MgO	2,51	1,56	0,88	0,89	1,27	1,28	1,18	3,13	3,12	3,11
CaO	4,42	4,59	2,18	2,35	3,02	4,99	3,88	5,03	6,59	5,60
Na ₂ O	3,85	4,83	5,48	5,17	4,56	4,10	4,84	5,04	4,08	4,95
K ₂ O	3,79	4,29	4,90	4,61	3,73	3,91	3,73	3,67	2,39	2,90
TiO ₂	0,83	1,03	0,76	0,75	0,84	0,97	1,15	1,78	1,78	1,28
P ₂ O ₅	0,33	0,27	0,23	0,23	0,24	0,38	0,44	0,86	0,69	0,42
H ₂ O+	1,26	0,85	1,21	0,85	1,32	1,49	0,77	0,40	2,18	1,26

Tableau 29 : Comparaisons entre les trachytes, les latites et les "monzonites" cantaliens, et les roches correspondantes des compilations "CLAIR" et "PETROS"

- 1 : Latite "CLAIR"
 - 2 : Écoulements pyroclastiques latitiques paléo-cantaliens *
 - 3 : Trachyte "CLAIR"
 - 4 : Latites et trachytes paléo-cantaliens *
 - 5 : Latite quartzifère "CLAIR"
 - 6 : Latites à Opx néo-cantaliennes *
 - 7 : Latites et trachytes néo-cantaliens *
 - 8 : Monzonites "PETROS"
 - 9 : "Monzonites" de la Jordanne *
 - 10 : Syéno-diorite "CLAIR"
- * cf. annexes

III.4.3. Les rhyolites

	1	2	3	4	5
N	448	3	87	5	3
SiO ₂	72,81	69,74	72,57	70,90	79,87
Al ₂ O ₃	13,20	14,92	11,63	13,60	15,21
FeO*	2,54	2,78	3,98	2,50	1,42
MnO	0,06	0,05	0,12	0,09	0,05
MgO	0,42	0,77	0,19	0,29	0,19
CaO	1,13	1,42	0,64	0,67	0,47
Na ₂ O	3,54	4,02	5,00	5,64	5,25
K ₂ O	4,17	4,42	4,41	4,65	4,55
TiO ₂	0,29	0,50	0,23	0,11	0,35
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,06	0,04	0,12
H ₂ O+	1,23	0,48	0,67	0,25	0,63

Tableau 30 : Comparaisons entre les rhyolites cantaliennes et les rhyolites "CLAIR"

- 1 : Rhyolite "CLAIR"
 - 2 : Rhyolite alcaline paléo-cantaliennne *
 - 3 : Rhyolite alcaline "CLAIR"
 - 4 : Rhyolite hyperalcaline paléo-cantaliennne *
 - 5 : Rhyolite néo-cantaliennne *
- * cf. annexes

Toutes les rhyolites cantaliennes se caractérisent par leur teneur en alumine supérieure à celle des rhyolites de référence, et par leur teneur variable en silice : plus faible dans les rhyolites alcalines paléo-cantaliennes, plus élevée dans les autres.

Les rhyolites hyperalcalines paléo-cantaliennes ainsi que les rhyolites néo-cantaliennes sont proches des rhyolites alcalines "CLAIR". Les rhyolites alcalines paléo-cantaliennes ressemblent plutôt aux rhyolites classiques "CLAIR".

III.5. Conclusions

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de cette analyse comparative entre les laves cantaliennes et des moyennes mondiales :

- si la classification préconisée par R. Maury (1976), basée sur les variations de l'indice de différenciation (D.I.) de Thornton et Tuttle (1960) et du rapport K_2O/Na_2O , est pratique, les dénominations qu'elle donne pour les roches dites "intermédiaires" (leucobasaltes, trachyandésites et latites devenant respectivement hawaïites, mugéarites et benmoréites), sont abusives à mon avis, car, si pour une composition virtuelle globale, elle est compatible, elle ne l'est plus obligatoirement au niveau des pourcentages pondéraux de chaque oxyde. De plus, elle est souvent soit en contradiction, soit trop différente des caractères minéralogiques et modaux, et même parfois virtuels (cf. nature du plagioclase normatif) des laves types (B. Tricot, 1975).

- la dénomination de certaines roches, notamment les roches grenues de la haute vallée de la Jordanne, devrait être révisée. Si pour les "gabbros", le problème peut être résolu assez facilement (syéno-gabbros à tendance essexitique), il n'en est pas de même pour les "monzonites" (syéno-diorites dans la Jordanne) car de nombreux termes paraissent exister entre les syénites néphéliniques et les syéno-diorites.

- les roches ordanchitiques (ordanchites et "phono-téphrites") ne doivent pas être appelées "téphrites" et "phono-téphrites". Elles mériteraient, comme les basaltes à tendance hawaïitique et les leucobasaltes, d'être définies de façon précise au cours d'une étude spécifique et systématique. Actuellement, le qualificatif le meilleur pour ces laves me paraît être : "ordanchite". A la limite, ce terme pourrait très bien désigner spécifiquement ces roches très particulières, intermédiaires entre les trachyandésites (ou les latites) et les phonolites.

D. CONCLUSIONS

De cette étude il ressort que :

- Le massif volcanique du Cantal est formé par deux types d'ensembles d'inégale importance, l'un "acide" saturé et différencié (ensembles paléo- et néo-cantaliens) qui représente environ 75 % du volume total du massif, l'autre "basique" sous-saturé et indifférencié (ensembles infra- et supra-cantaliens).

- le strato-volcan sensu stricto se limite aux ensembles paléo- et néo-cantaliens formés de trachyandésites, latites, trachytes et rhyolites. Ces laves ne se situeraient pas sur la lignée alcaline saturée (OS) mais sur la lignée latitique définie par H. de la Roche et al.

- la série sous-saturée du Cantal se limiterait aux basanites et aux phonolites, les leucobasaltes et les ordanchites ne représentant pas des termes intermédiaires et pouvant être issus d'hybridations magmatiques acide-basique (trachyandésite/basalte) pour les leucobasaltes, entre laves différenciées (trachyandésite/phonolite) pour les ordanchites.

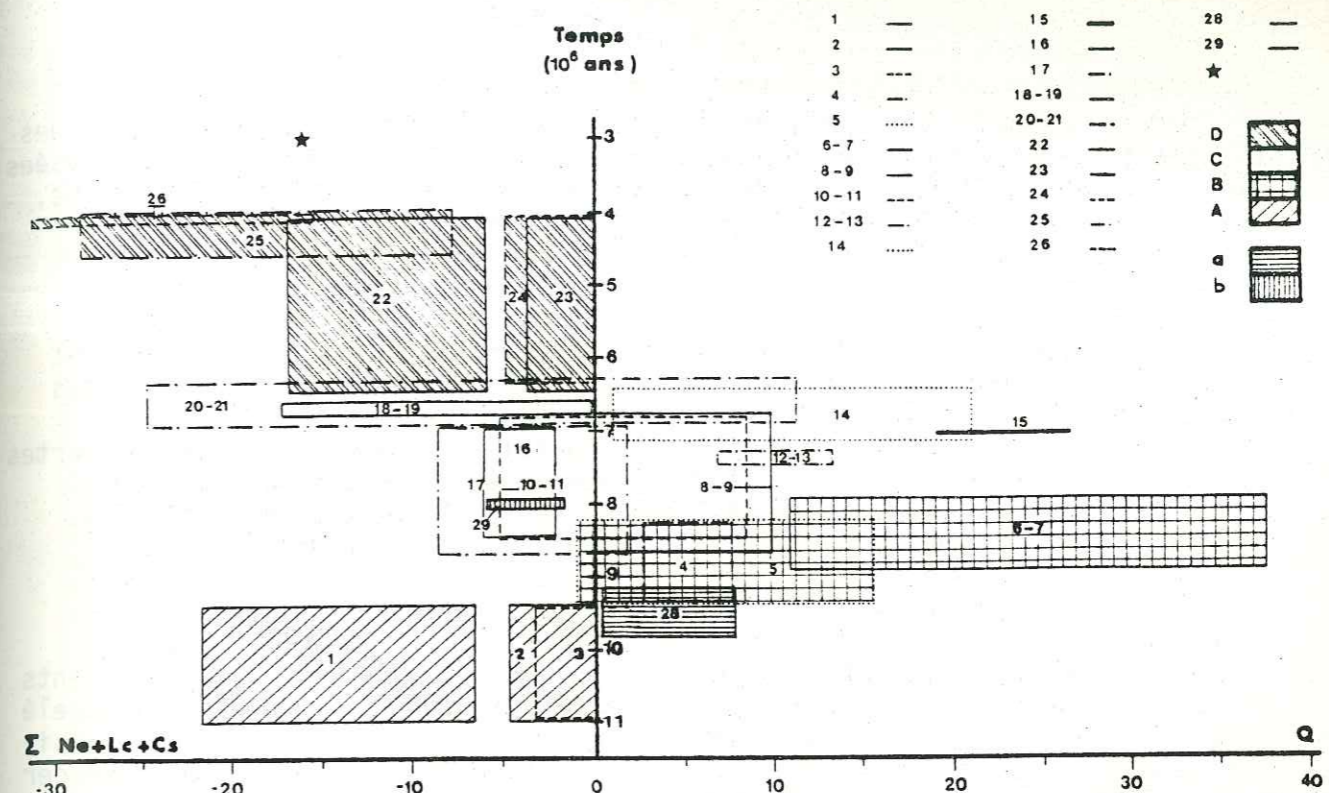


Fig. 67 : Evolution de la saturation des laves cantaliennes au cours du temps

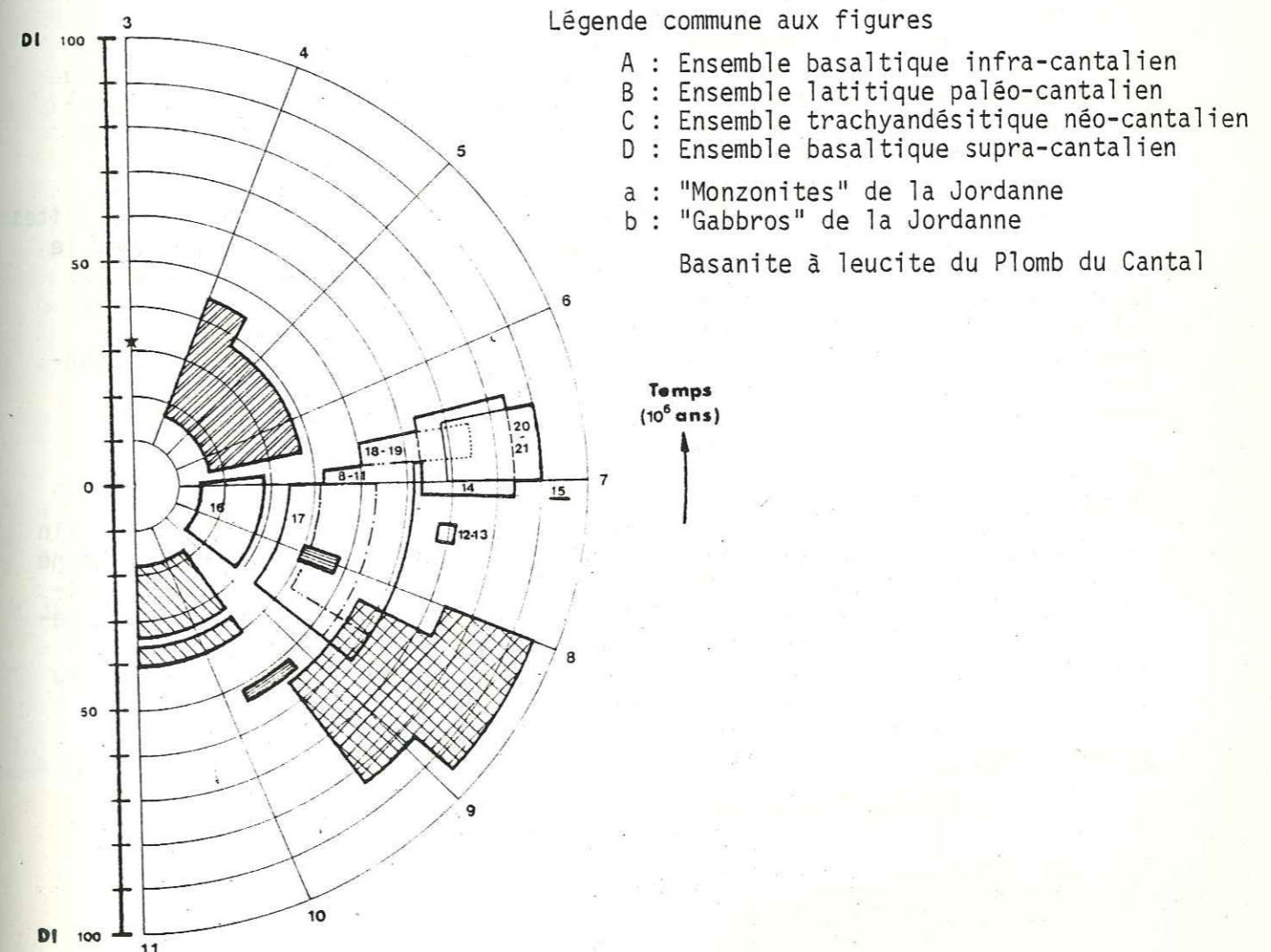


Fig. 68 : Evolution de l'indice de différenciation (D.I.) de Thornton et Tuttle (1960) au cours du temps

- l'existence de latites à orthopyroxène (hypersthène) sursaturées (Q normatif > 10 %) ou sous-saturée (Ne normative > 10 %) décrites et analysées par les chercheurs d'Orsay (R. Maury, 1968 - H.M. Vaziri, 1973 - P. Larroque, 1975) contredit l'affirmation de R. Brousse et R. Maury (1978) : l'orthopyroxène n'apparaît pas que dans des laves justes saturées, et ne peut donc être pris comme indicateur de saturation. Il doit cependant être considéré comme un indicateur de pression.

- l'obtention de laves sursaturées se fait par le fractionnement classique d'olivine, d'augite, de plagioclase et de hornblende. Il n'est pas impossible qu'une partie du phlogopite intervienne dans ce fractionnement.

- l'hyperc alcalinité des laves cantaliennes se traduit par de fortes augmentations de la teneur en sodium, plus modérée en potassium. Les hautes teneurs en alumine pourraient être liées en partie à cette hyperalcalinité, mais aussi (et souvent) à une altération plus ou moins poussée.

L'histoire de la région volcanique cantalienne, comprise entre 11 et 4 Ma. pour sa plus grande partie, pourrait être résumée ainsi :

- des mouvements tectoniques faisant rejouer les anciens accidents permettent d'une part, l'individualisation du "graben" cantalien (aussi appelé "fosse volcanotectonique") et d'autre part, la montée d'un magma alcalin basique (ensemble basaltique infra-cantalien). Localement, ce magma a pu commencer à se différencier en donnant des hawaiites. La formation d'une chambre de différenciation pourrait dater de cette époque. Quelle en est la nature du remplissage ?

- la vidange de cette chambre de différenciation se fait par le haut (latites, trachytes, rhyolites de l'ensemble paléo-cantalien). La forte différence de pression interne, attestée par la présence d'écoulements pyroclastiques à la surface, et l'important volume de matériaux émis (> 50 % du volume total du massif) conduit à la formation d'une caldera au moins.

- le reste du liquide contenu dans la chambre, sera émis après s'être plus ou moins différencié (trachyandésites, latites, trachytes, rhyolites de l'ensemble trachyandésitique néo-cantalien). Au cours de cette vidange, le fond cumulatif de cette chambre est éjecté spasmodiquement sous la forme de coulées de basaltes porphyriques. Vers la fin de la vie de cette chambre, y ont fait éruption des basaltes et des phonolites, qui en se mélangeant aux laves qui se différenciaient, ont donné qui des leucobasaltes, qui des ordan-chites. Parfois, le mélange ne s'est pas produit et des phonolites et des basaltes sont parvenus à la surface. Il n'est pas impossible que des injections de basalte dans cette chambre se soient produites sans qu'il y ait eu un témoin en surface. Elles auraient alors pu modifier la nature du liquide en cours de différenciation.

- suite au rejeu du canevas tectonique hercynien, un magma alcalin basique (ensemble basaltique supra-cantalien) est arrivé en surface et a donné les planèzes. Localement, de petites poches de différenciation ont pu s'individualiser. L'irruption de basaltes dans ces chambres est attestée par la présence de leucobasalte soit sous la forme de dykes (col de Chèvre), soit sous celle de coulée (basalte à tendance hawaïtique de Tiaulade), soit sous celle d'un mélange de laves (Combe de Saure).

- quelques émissions ponctuelles terminent le cycle volcanique de cette région.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude de la haute vallée du Brezons et des planèzes adjacentes conduit à diverses conclusions touchant tous les domaines : stratigraphie, dynamisme volcanique, tectonique, pétrographie et chimie.

A. STRATIGRAPHIE

L'étude de terrain conduit à l'extension de l'échelle stratigraphique cantalienne au secteur étudié, par la découverte de termes qui y étaient inconnus jusqu'alors (formations latitiques, ordanchites, leucobasaltes, phonolites, rhyolite). De nombreux stades d'érosion et des lacunes importantes apparaissent dans les ensembles paléo-cantalien (lacune des brèches rouges et des brèches à éléments de socle) et néo-cantalien (lacune des brèches inférieures). Les écoulements pyroclastiques latitiques des Arzaliers complètent cette échelle stratigraphique, en s'intercalant à la fin de l'épisode trachyandésitique néo-cantalien.

Situées dans le domaine structural médian défini par J.P. Milési (1976) et P. Watelet (1977), les formations latitiques paléo-cantaliennes (écoulements pyroclastiques à allure ignimbritique, dômes et produits associés) apparaissent en boutonnières ou en fenêtres sous les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques. Leur extension probable correspond à celle définie par M. Boule (1896) pour le massif trachytique.

Les écoulements pyroclastiques trachyandésitiques constituent un niveau peu épais (10 à 50 m), zoné, sur les flancs des vallées du Brezons et du Siniq. L'orthopyroxène est présent dans les premières venues bréchiques, localisées en fond de vallée. La nature de ces brèches varie dans le temps, les termes les plus acides étant les derniers émis.

La fin du cycle trachyandésitique est classiquement marquée par l'émission de leucobasaltes (puy de la Cède, Serverette, puy Brunet) et d'ordanchites (Serverette-l'Estaplou). Les trachyandésites sont localisés dans la zone centrale où ils constituent la plupart des sommets (puys de la Cède, Brunet, du Rocher, Arpon du Diable, Cantalon, Rochers de Chamalière). Quelques orthopyroxènes ont été observés dans ces laves. Comme pour les brèches, la nature des laves varie au cours du temps entre un pôle basique et un pôle acide. Bien que nette, cette évolution paraît suivre un mode oscillatoire, avec des récurrences de termes basiques dans les termes acides.

Phonolites et rhyolite n'ont été observées qu'en blocs enchâssés dans les projections basaltiques planéziennes.

L'étude des coulées basaltiques supra-cantaliennes apportent des données nouvelles pour le secteur étudié, sans modification notables pour l'interprétation de l'ensemble supra-cantalien à l'échelle du massif. Deux observations viennent nuancer ceci : un dyke de leucobasalte recoupe toutes les forma-

tions basaltiques de la fissure du col de Chèvre, et l'existence d'un mélange de laves acides (trachyandésitiques et/ou latites)-basiques (basaltes) a été démontrée sur la haute planèze de Cézens.

Les formations quaternaires sont pour l'essentiel des formations glaciaires et périglaciaires, contemporaines ou immédiatement postérieures aux glaciations. Quelques mouvements actuels contribuent soit à alimenter les formations héritées (éboulis), soit à les modifier (dallage nival, coulée de blocs, buttes gazonnées, glissements de terrain). Les torrents n'ont pas encore atteint leur profil d'équilibre.

L'érosion glaciaire paraît nettement plus faible que ce que l'on avait supposé : le massif volcanique cantalien n'a jamais atteint 2 000 m.

B. DYNAMISME VOLCANIQUE

L'étude des écoulements pyroclastiques tant latitiques que trachyandésitiques apportent de nombreux éléments confirmant les conclusions de J.P. Milési (1976) et de P. Watelet (1977). Bien que les points d'émission de ces brèches ne soient pas observables, l'écoulement de ces matériaux, transversalement à la vallée du Brezons, est spectaculairement mis en évidence au niveau des dômes latitiques paléo-cantaliens de Farreyre et de Lustrande.

Le dôme en "bouton de rose" de Farreyre montre plusieurs écorces sous la forme de lames à bordures vitrifiées (obsidienne). Ces lames peuvent être pulvérisées par des explosions de type Mèrapi (brèche à obsidienne de Lustrande).

L'étude des planèzes montre :

- qu'elles se sont édifiées à partir d'une multitude d'événements de plusieurs types (effusifs, explosifs, mixtes) sur un cône à faible pente. Tous les événements ne sont pas visibles, mais nombreux sont ceux que l'on peut reconnaître. La plupart des points d'émission de type effusif ont disparu sous les coulées successives, alors que les volcans mixtes ne se sont maintenus que dans le cas où une coulée les nappait.

- que les événements générateurs des planèzes ne se situent pas exclusivement dans la zone centrale du massif, mais sur toute leur surface située tant sur la coupure 1/50 000 de Murat que sur celle de Vic-sur-Cère.

- que les volcans effusifs, de par leurs caractères propres (volcans extra-plats, sans véritable cône) sont difficiles à mettre en évidence. Les volcans mixtes du fait de pentes plus accentuées, affleurent sous la forme de collines herbues (cônes de scories mappé par une coulée) ou de dépressions tourbeuses (cônes stromboliens). Les volcans explosifs sont faciles à reconnaître grâce à leur grand volume de lave remplissant leur cratère et à l'important manchon d'éboulis qui les entoure.

- que les volcans explosifs cantaliens, situés à l'aplomb des formations latitiques paléo-cantaliennes et/ou du prolongement du bassin sédimentaire oligocène de Mur-de-Barrez (J. Roux et G. Sénaud, 1978), sont caractérisés par l'association : *brèches de débouillage plus ou moins palagonitisées + bombes tachylitiques + enclaves de socle et de substratum + nodules de périclase + kaersutites + lac de lave*. Les brèches initiales sont très souvent masquées soit par le lac de lave, soit par les éboulis qui en résultent.

- que les événements peuvent se situer sur les fissures visibles sur les têtes de planèzes, ou sur des alignements volcaniques déduits. La liaison avec les réseaux de fractures affectant le socle paraît possible.

- que les écoulements pyroclastiques basaltiques, dans leurs premiers stades, ont été reconnus sur les têtes des deux planèzes au niveau des fissures du col de la Tombe du Père (planèze de Cézens) et du col de Chèvre

(planèze de Malbo). Ces écoulements pyroclastiques peuvent affecter aussi bien les laves mélanocrates (basanites et/ou basaltes) que les laves mésocrates (basaltes doléritiques).

C. TECTONIQUE

Les grandes directions hercyniennes affectant le socle, paraissent être retrouvées :

- N 130 : cette direction est prépondérante dans le secteur étudié, où elle détermine l'orientation des vallées (Brezons et Epie), des laves, des fissures et des alignements volcaniques. La maille semble régulière et de l'ordre du kilomètre.

- NS : peu représentée, cette direction détermine la partie Sud de la vallée du Brezons. Sa maille paraît être de l'ordre de 3 à 4 km.

- N 30 : cette direction n'a été reconnue que dans la "chaîne du Plomb" (alignement volcanique de plus de 11 km de longueur) et dans la vallée du Siniq. Bien que très peu représentée, cette direction paraît importante, car elle a permis l'individualisation de deux compartiments où les caractères stratigraphiques sont différents : la vallée de la Cère montre une stratigraphie plus complète que celle du Brezons pourtant toute proche (cf. stratigraphie).

Les failles (ou réseaux de failles) paraissent pérennes car elles ont permis l'ascension de diverses laves : latites, trachyandésites, basaltes, leucobasaltes et ordanchites.

L'existence d'un accident courbe (bordure de caldera ? bordure d'un fossé d'effondrement ?) paraît être attestée par la présence d'un réseau hydrographique fossile transverse à la planèze de Cézens, jalonné par une dizaine d'événements, surtout de type explosif. Cet accident est antérieur aux écoulements pyroclastiques trachyandésitiques et limiterait vers le Sud, la structure magnétique du Plomb (J. Roux et G. Sénaud, 1978). Il pourrait correspondre à la bordure SE du prolongement du bassin sédimentaire oligocène de Mur-de-Barrez.

D. PÉTROGRAPHIE

Les laves du secteur étudié sont tout à fait classiques et peuvent sans problème être rattachées aux grands types pétrographiques cantaliens.

L'orthopyroxène (hypersthène) a été reconnu et localisé dans les formations trachyandésitiques néo-cantaliennes. Il apparaît en cristaux sains, automorphes, indemnes de toute résorption, dans les écoulements pyroclastiques situés en fond de vallée. Il forme quelques cristaux altérés et très résorbés dans quelques trachyandésites des sommets. Ces observations confirment celles de J.P. Milési (1976) et de P. Watelet (1977).

Deux mélanges de laves ont été découverts et étudiés :

- l'un à Sanissage, en fond de vallée où il est postérieur aux brèches trachyandésitiques. Comme au gisement des Gardes, le mélange ne s'est pas fait. De ce fait, l'étude des différents termes constitutifs de cet ensemble a pu être effectuée, ce qui montre que ce sont des laves banales dans le Cantal, qui sont concernées. Les enclaves (socle, diorites s.l., trachyandésites) constituent des hétérogénéités thermiques et mécaniques qui sont à l'origine de la cristallisation d'amphiboles probablement pargasitiques, et de l'acquisition, au moins locale, de la structure microdoléritique du basalte.

- l'autre, situé à la surface de la planèze de Cézens, à la Combe de Saure. Ce gisement est comparable aux proportions relatives trachyandésites-basalte près, à celui d'Auzolles-Haut. L'assimilation mécanique par calibrage, puis par cupulation des gouttes congénères de trachyandésites par le basalte-hôte, conduit à l'obtention d'une lave aphyrique, opacifiée par des granules de magnétite, à composition chimique globale de leucobasalte.

L'étude analogique de la cristallisation des pegmatitoïdes et des lingots métalliques, confirme que ces roches curieuses dérivent directement d'un magma basaltique par un processus complexe. De nombreux phénomènes (gravité, amplitude et vitesse des mouvements de convection, cristallisation fractionnée, vitesses de refroidissement, dégazage et contraction de la lave) entrent en jeu. Tous sont à la fois successifs et contemporains, mais toujours complémentaires. Cette étude montre que :

- les brusques chutes de température sont les seules responsables de la cristallisation "anormale" des différents minéraux ;
- l'injection des pegmatitoïdes dans la lave-hôte est retardée d'un temps infinitésimal à l'échelle géologique ;
- le rôle des gaz magmatiques se borne à la formation de tubes (soufflures) dans lesquels s'injecte le liquide alcalin différencié, sous l'effet des différences de pressions ;
- l'état holocristallin de la lave-hôte, résultant d'une cristallisation fractionnée, est une condition nécessaire mais non suffisante à l'apparition des pegmatitoïdes. Celle-ci est régie par des contraintes physiques : volume de lave émis ou concerné, température d'émission de la lave, vitesses de refroidissement, amplitude et vitesse des mouvements de convection.

La généralisation du modèle étudié paraît possible dans le cas des pegmatitoïdes des lacs de lave et des filons, alors qu'elle est délicate et discutable, voire impossible dans le cas des pegmatitoïdes des coulées.

Déoulant des observations sur les pegmatitoïdes et de celles sur les laves basaltiques planésiennes, comparées aux travaux de C.H. Donaldson (1976), il apparaît une corrélation entre le degré de cristallinité de la lave, sa température d'émission et la vitesse de refroidissement, illustrée par la forme des cristaux d'olivine. Plus le refroidissement est rapide, plus la lave est vitreuse et plus les cristaux d'olivine montrent une structure squelettique marquée. Plus leur structure squelettique est prononcée, plus grande est la surfusion, donc plus élevée est la température d'émission. Ceci peut aussi s'écrire :

Température d'émission élevée + refroidissement très rapide ↔ surfusion importante ↔ lave vitreuse à olivine à structure squelettique

Température d'émission "basse" + refroidissement moins rapide ↔ surfusion plus faible ↔ lave microdoléritique à olivine automorphe

Aucune précision sur les températures d'émission ne peut être donnée à partir de ces simples observations sur lames minces.

L'apparition des olivines dans les laves basaltiques cantaliennes peut se faire en subsurface (profondeur < 2 km, c'est-à-dire dans les conduits d'alimentation) car les bombes tachylitiques, issues de la surface trempée de la colonne magmatique, par l'eau d'infiltration, ne présentent que des microcristaux d'apatite et des nodules de péridotite plus ou moins dissociés en cristaux isolés d'olivine maclée, ainsi que des germes d'olivine qui n'ont pas eu le temps de se développer.

E. CHIMIE

Du point de vue chimique, il ressort de cette étude que :

- le strato-volcan sensu stricto ne serait formé que des laves "acides" différenciées (trachyandésites, latites, trachytes, rhyolites) des ensembles paléo- et néo-cantaliens. Toutes ces roches se situent sur ou près de la lignée latitique définie par H. de la Roche et al. (1973 à 1980).
- la série sous-saturée du Cantal ne serait représentée que par les basanites et les phonolites, laves qui au sens strict n'appartiendraient pas à l'édifice volcanique lui-même.
- les leucobasaltes et les ordanchites peuvent être issus de mélanges de laves, acides-basiques (trachyandésite et/ou latite avec basalte) pour les leucobasaltes, entre laves différenciées (trachyandésites et/ou latites avec phonolite) pour les ordanchites.
- l'obtention des laves saturées et sursaturées se fait par le fractionnement d'olivine, d'augite, de plagioclase et de hornblende. Une partie du phlogopite paraît être impliquée dans ce fractionnement. Ces observations rejoignent les conclusions de R. Maury (1976).
- l'hyperalcalinité des laves cantaliennes se traduit par de fortes teneurs en sodium, plus modérées en potassium, parfois associées à des teneurs élevées en alumine. Ce dernier point serait à préciser car les laves sont souvent altérées.
- les roches cantaliennes, bien que proches des moyennes mondiales pour un type pétrographique donné, s'en distinguent par des caractéristiques propres. De ce fait, il faut être assez critique dans l'emploi de la classification proposée par R. Maury (1976) qui ne traduit qu'une composition chimique globale, en escamotant les caractéristiques des laves au niveau de chaque élément.

Cette étude permet de poser plusieurs problèmes :

- quelles sont l'origine et la signification des roches phonolitiques apparaissant à la fin du cycle trachyandésitique ? Y a-t-il eu différenciation en profondeur d'un magma basaltique sous-saturé ? Pourquoi ces phonolites comparables à celles du Velay, leur sont-elles contemporaines (7 M.a.) ?
- pourquoi les laves différenciées (D.I. > 45) se placent-elles sur la lignée latitique de H. de la Roche et al. (1973 à 1980) ? Quelle est la nature du magma originel et sous quelles conditions thermodynamiques a-t-il évolué ? S'il est de nature basaltique, comment se fait-il qu'un volume énorme soit resté en profondeur et se soit différencié pour donner environ 900 km³ de laves diverses (trachyandésites, latites, trachytes, rhyolites) ?
- quelles sont les relations entre ce magma "cantalien" et le magma basique indifférencié donnant toutes les laves basaltiques ?
- quelles sont les relations de ces magmas avec le manteau anormal détecté par méthodes sismiques, sous le massif du Cantal (G. Perrier, 1973) ?

F. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION CANTALIENNE

L'histoire de la région volcanique cantalienne pourrait être résumée ainsi :

- des mouvements tectoniques faisant rejouer d'anciens accidents, permettent d'une part, l'individualisation du "graben" cantalien (ou fosse volcano-tectonique), et d'autre part, la montée ponctuelle d'un magma alcalin basique dont les produits constituent l'ensemble basaltique infra-cantalien. La présence de chambres de différenciation crustales, au moins localement, pourrait être effective, si l'on considère les hawaïtes infra-cantaliennes comme étant issues d'un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique.

- suite à ces mouvements une énorme chambre de différenciation se crée. Sa vidange se fait par le haut (trachytes, latites et rhyolites) au cours de l'épisode paléo-cantalien. L'important volume de laves émises et les différences de pression interne conduit à la formation d'une ou de plusieurs calderas.

- le reste de magma encore présent dans cette chambre continuera à se différencier et sera émis progressivement (trachyandésites, latites et trachytes, rhyolites). Au cours de cette vidange, le fond cumulatif de cette chambre est éjecté sous la forme de basaltes porphyriques. Vers la fin du cycle trachyandésitique, ont fait irruption dans cette chambre en cours de différenciation, des basaltes profonds et des phonolites, qui en se mélangeant aux laves différenciées (trachyandésites et latites) ont donné qui des leucobasaltes, qui des ordanchites. Dans de nombreux cas, le mélange ne s'est pas produit soit parce qu'il n'y avait pas de laves différenciées, d'où présence de phonolites et de basaltes normaux en surface, soit parce que les différences thermiques entre le magma intrusif et les laves différenciées étaient trop importantes d'où présence en surface de basaltes à pargasite.

- suite au rejeu des accidents hercyniens, un magma alcalin basique est arrivé en surface. Ces produits en majorité sodiques, parfois potassiques, ont formé les planèzes. Localement, de petites poches de différenciation ont pu s'individualiser et des laves identiques à celles de l'ensemble trachyandésitique ont pu se former. L'irruption de basaltes dans ces chambres, a localement conduit par mélange, à la présence de laves émulsionnées dont le terme extrême a une composition globale de leucobasalte (Combe de Saure). Un dyke de même nature, présentant les caractéristiques des leucobasaltes, recoupe toutes les formations basaltiques de la fissure du col de Chèvre.

- quelques irrptions ponctuelles terminent le cycle volcanique de cette région. Le caractère anormalement potassique de ces laves basaltiques se traduit par la présence de leucite.

BIBLIOGRAPHIE

- AUMAITRE R. et BUFFET G. (1973) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales) - Thèse 3^o cycle, Grenoble.
- AUNIORD M. (1952) - Sur la nature du ciment de la brèche andésitique du Cantal - C.R.A.S., t. 234, p. 452-454.
- BABKINE J., CONQUERE F. et VILMINOT J.C. (1966) - Nodules de péridotite et cumulats d'olivine - Bull. Soc. Franç. Minér. Cristall., 89, p. 262-268.
- BARD J.P. (1980) - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques - Masson ed.
- BASTIEN P. et KOHN A. (1970) - Phénomènes conduisant à la solidification des alliages et au cours de leur refroidissement - Techniques de l'Ingénieur, t. 1 (Métallurgie) M 60 et M 61.
- BATARD F. (1974) - Les feldspaths dans les roches volcaniques différenciées du Massif Central français - Thèse 3^o cycle, Clermont-Ferrand.
- BAUBRON J.C. (1974) - Sur l'âge triasique du "volcan de Rougiers" (Var)-Méthode potassium-argon - C.R.A.S., t. 279, 14, p. 1159-1162.
- BAUBRON J.C. (1974) - Utilisation des isotopes du strontium en volcanologie - Application au magmatisme calco-alcalin tertiaire de Provence et de Haute-Provence - Mém. Ing. CNAM, Geol. Appl. - B.R.G.M.
- BAUBRON J.C. et DEMANGE J. (1974) - Confirmation par des mesures radiochronométriques (méthode K/Ar) de l'épisode explosif du Miocène supérieur dans le centre du massif du Cantal (Cantal, France) - C.R. Som. S.G.F., p. 129-132.
- BAUBRON J.C., DONVILLE B., MAGNE J. et WALLEZ M.J. (1975) - Datation absolue du volcanisme de Beaulieu (Bouches-du-Rhône, France)-Conséquences stratigraphiques - Bull. S.G.F., (7), XVII, n^o5, p. 773-776.
- BAUBRON J.C. et DEMANGE J. (1976) - Implication d'une étude pétrologique et géochronologique (méthode K/Ar) des formations volcaniques postérieures au complexe intermédiaire du centre du massif Central - 4^o Réun. Ann. Sc. Terre, Paris, p. 36.
- BAUBRON J.C. et DEMANGE J. (1977) - Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du strato-volcan du Cantal (Massif Central français)-Méthode potassium-argon - Implications volcanologiques - B.R.G.M. 77 SGN 268 MGA/GTH.
- BAUDRY D. et CAMUS G. (1972) - Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations - Bull. B.R.G.M. 11, 2, p. 1-53.
- BELLON H. (1971) - Datations absolues de laves d'Auvergne par la méthode K/Ar - Thèse 3^o cycle, Orsay.
- BELLON H., BROUSSE R., LAMBERT A., CORNEN G., LE GARREC M.J., MAURY R., PESME M.F., BLAIS S., LARROQUE P., BAUDEIGNE L. (1972) - Longue activité volcanique du massif du Cantal, de 21 à 3,8 millions d'années - C.R.A.S., t. 274, 17, p. 2409-2412.
- BLAIS S. (1972) - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal-Géologie du Carladez - Thèse 3^o cycle, Orsay.

- BOISSE DE BLACK Y. (1921) - Observations sur la haute vallée de la Cère et sur le plateau de Lacapelle-Barrès (Cantal) - C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 15-16, p. 216-218.
- BOISSE DE BLACK Y. et MARTY P. (1921a) - Sur la pluralité des appareils éruptifs du Massif cantalien - Bull. Soc. Géol. Fr., 4, 21, p. 237.
- BOISSE DE BLACK Y. et MARTY P. (1921b) - Sur la constitution du massif cantalien - C.R.A.S., t. 173, 21, p. 1004-1007.
- BOISSE DE BLACK Y. (1924) - Révision de la feuille St-Flour au 1/80 000 - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 29, 158, p. 123-127.
- BOISSE DE BLACK Y. (1929) - Esquisse géologique de la morphologie glaciaire de la vallée du Brezons (Cantal) - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., II, 3, p. 215-232.
- BOISSE DE BLACK Y. (1939) - Observations nouvelles sur l'ouest du Cantal (Massif de l'Albert Gaudry et du Puy Violent) - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 200, p. 1-60.
- BOISSE DE BLACK Y. (1951) - Les glaciations de l'Auvergne - Massifs du Cantal, Cézallier, Mont Dore - Etude géographique et géologique - Imp. Moderne, Aurillac.
- BOISSE DE BLACK Y., LAPADU-HARGUES P. et MARTY P. (1969) - Carte géologique de France, 1/80 000 - Feuille Aurillac (184), 2° ed.
- BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPHERGHER M. et TAZIEFF H. (1963) - Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska) - Soc. Belge Géol. Paléont. Hydro., 7, p. 1-114.
- BOUCARUT M. et CREVOLA G. (1972) - Dépôts de "déferlantes basales" (base surge) dans l'Estérel et le Devès (Var et Massif Central français) et "gouttes de cendres pisolithiques" - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. 14, p. 179-190.
- BOUDON G. (1979) - Volcanologie et pétrologies des planèzes septentrionales du Cantal - Massif Central français - Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand.
- BOUDON G. et GOER DE HERVE A. (de) (1978) - Leucito-néphélinites et basanites à leucite dans le Nord et l'Est du Cantal (Massif Central français) - C.R.A.S., t. 286, p. 1645-1648.
- BOUDON G., GOER DE HERVE A. (de) et VINCENT P.M. (1979) - Possibilité de passage d'un écoulement lavique à un écoulement pyroclastique en contexte basaltique : exemples du Cantal - 7° Réunion. Ann. Sc. Terre.
- BOULE M. (1896) - Le Cantal miocène - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., VIII, 54, p. 213-278.
- BOULE M. (1900) - Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XI, 76, p. 279-358.
- BOULE M., BOISSE DE BLACK Y. et GLANGEAUD P. (1932) - Carte géologique de France, 1/80 000 - feuille Saint-Flour (185), 2° ed.
- BOUT P. (1972) - Problèmes du volcanisme (VII) - à propos de maar - Rev. d'Auvergne, 86, 1, p. 68-76.
- BROUSSE R. (1961) - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France - Bull. Carte Géol. Fr., t. 58, 263, 140 p.
- BROUSSE R. et LEFEVRE C. (1966) - Nappes de ponces du Cantal et du Mont Dore - Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. VIII, p. 223-243.

- BROUSSE R. et VARET J. (1966) - Les trachytes du Mont Dore et du Cantal septentrional et leurs enclaves - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. 8, p. 246-262.
- BROUSSE R. (1968) - Pétrologie in Aubouin J., Brousse R. et Lehman J.P. : Précis de géologie - t. 1, Dunod ed.
- BROUSSE R. (1971) - Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central - In Symposium J. JUNG, Plein Air Service ed, p. 387-478.
- BROUSSE et al. (1972) - Carte géologique de France, 1/50 000 - feuille Riom-ès-Montagnes (764) - B.R.G.M. ed.
- BROUSSE R., HEINTZ E., PARK F. et BELLON H. (1975) - Gisement, faune et géochronologie du Puy Courny (Cantal, France) - Géol. Méditer. t. II, 3, p. 135-142.
- BROUSSE R. et al. (1975) - Carte géologique de France, 1/50 000 - feuille Vic-sur-Cère (812) - B.R.G.M. ed.
- BROUSSE R., BELLON H. et GILLOT P.Y. (1976) - Recognition of mio-pliocene distensional phases in the North-mediterranean region by analysis of cantalian volcanism - France - Meeting of European Geological Societies - Reading G.B. ed.
- BROUSSE R. et al. (1978) - Carte géologique de France, 1/50 000 - feuille Pleaux (787) - B.R.G.M. ed.
- BUSNARDO R. et CHENEVOY M. (1962) - Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie : leurs différenciations pegmatitiques alcalines et auréoles de métamorphisme - Bull. S.G.F. (7), IV, p. 461-470.
- BUSSIÈRE P. (1959) - Le Puy de Saint-Sandoux-Barneire - Rev. Sci. Nat. Auvergne, vol. 25, p. 33-52.
- CAMUS G. (1975) - La Chaîne des Puys (Massif Central français) - Etude structurale et volcanique - Thèse Doc. Etat, Clermont-Ferrand.
- CAMUS G., GOER DE HERVE A. (de), KIEFFER G., MERGOIL J. et VINCENT P.M. (1975) - Carte volcanologique de la Chaîne des Puys, 1/25 000 - Co-édition C.N.R.S. - B.R.G.M. - Parc des Volcans, Imp. I.G.N., Paris.
- CANTAGREL J.M., Vatin-PERIGNON N., MILESI J.P. et WATELET P. (1977) - Datations K/Ar des épisodes éruptifs du Cantal oriental - Courte période d'édification du massif trachy-andésitique - 5° Réunion. Ann. Sc. Terre, Rennes.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1974) - Igneous petrology - Mac Graw Hill ed.
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE 1/80 000 - feuille Saint-Flour (185) :
- 1° ed. FOUQUE F. (1882) ;
- 2° ed. BOULE M., BOISSE DE BLACK Y. et GLANGEAUD P. (1932) ;
- 3° ed. LAPADU-HARGUES P. (1964).
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 1/80 000 - feuille Aurillac (184) :
- 1° ed. FOUQUE F. (1884) ;
- 2° ed. BOISSE DE BLACK Y., LAPADU-HARGUES P. et MARTY P. (1969).
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 1/50 000 - feuille Riom-ès-Montagnes (764) - 1° ed. BROUSSE R. et al. (1972).
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 1/50 000 - feuille Vic-sur-Cère (812) - 1° ed. BROUSSE R. et al. (1975).
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 1/50 000 - feuille Pleaux (787) - 1° ed. BROUSSE R. et al. (1978).

- CARTE VOLCANOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DES PUY, 1/25 000 (1975) - par CAMUS G., GOER DE HERVE A. (de), KIEFFER G., MERGOIL J. et VINCENT P.M. - (équipe de volcanologie, Départ. Géol. Minéral., Univ. Clermont-Ferrand) - Imp. Moderne, Aurillac, 1 carte + 1 Notice de 112 p.
- CASTRO R. (1956) - Les inclusions non métalliques dans l'acier - Techniques de l'Ingénieur, t.1 (Métallurgie), M 220.
- COLIN F. (1971) - Etude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac-Massif Central français - Mém. B.R.G.M. n° 62, 250 p. et Thèse Doc. Etat, Clermont-Ferrand (1966).
- DANA E.S. (1889) - Contribution to the petrology of Sandwich Islands - Amer. Jour. Sci., 37, p. 441-467.
- DARS R. (1960) - Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique occidentale) - Thèse Mém. B.R.G.M. n° 12, 309 p.
- DARVICH ZAD A. (1971) - Les amphiboles et les minéraux associés dans les laves basaltiques du Massif Central français - Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMANN J. (1963) - Rocks forming minerals - 5 vol. John Wiley and Sons ed.
- DEMANGE J. (1974) - Contribution à l'étude du volcanisme de la haute vallée de la Cère (Cantal) - Thèse 3° cycle, Orsay.
- DERRUAU M. (1956) - Précis de géomorphologie - Masson ed.
- DE SY A. et VIDTS J. (1968) - Traité de métallurgie structurale théorique et appliquée - Dunod ed.
- DONALDSON C.H. (1976) - An experimental investigation of olivine morphology - Contrib. Mineral. Petrol., 57, p. 187-215.
- DONNOT M. et WEBER F. (1969) - Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000 de la République Gabonaise - feuilles Franceville-Est et Franceville-Ouest - 2° ed., B.R.G.M.
- DOSS B. (1886) - Die basaltischen Laven und Tuffe des Provins Hauran und vom Doret et-Tulul in Syrien - Miner. Petrogr. Mitt., 7, p. 461-534.
- DREVER H.I., JOHNSTON R. (1957) - Crystal growth of forsteritic olivine in magmas and melts - Trans. Roy. Soc. Edin., 63, p. 289-315.
- DUFLOT J. (19) - Coulée de l'acier - lingot et lingotières - Techniques de l'Ingénieur, t. 1 (Métallurgie) M 1970 et M 1971.
- FERNADEZ-SANTIN S. (1969) - Pegmatitoïdes in the horizontal basalts (Series 1) of Lanzarote and Fuerteventura Islands - Bull. Volc., t. 33, 4, p.
- FISCHER R.V., WATERS W. (1970) - Base surge bed forms in maar volcanoes - Amer. Journ. Sci. 268, p. 157-180.
- FORBES W.C., STARMER R.J. (1974) - Kaersutite is a possible source of alkali olivine basalts - Nature, G-B, 250, n° 5463, p. 209-210.
- FOUQUE F. (1882) - Carte géologique de France, 1/80 000 - feuille Saint-Flour (185) 1° ed.
- FOUQUE F. (1884) - Carte géologique de France, 1/80 000 - feuille Aurillac (184) , 1° ed.
- FRITSCH K (von), REISS W. (1868) - Geologische Beschreibung des Insel Tenerife - Winterthur.

- GIBERT J.P. (1972) - Géologie de la vallée de l'Authre et des plateaux environnants - Thèse 3° cycle, Orsay.
- GIRAULT J. (1966) - Sur la genèse des cristaux d'apatite des carbonatites d'Oka (Canada) et sur celle de leurs inclusions de calcite - C.R.A.S., t. 253, p. 97-100.
- GIROD M. (1965) - Données pétrographiques sur les basanites à analcime - Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., vol. 88.
- GIROD M. (1968) - Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien) : étude pétrographique, structurale et volcanologique - Thèse Doc. Etat, Paris.
- GIROD M. et LEFEVRE C. (1972) - Nature et origine des "andésites" et "trachy-andésites" cénozoïques du Massif Central français - Beitr. Mineral. Petrol. Dtsch., 36, 4, p. 315-328.
- GLANGEAUD L. et LETOLLE R. (1962) - Evolution géochimique et géodynamique des magmas du massif volcanique du Mont-Dore et de l'Auvergne-Méthodes et conséquences générales - Bull. Soc. Géol. Fr. Miner. Crist., 85, p. 296-308.
- GLANGEAUD L. et LETOLLE R. (1965) - La théorie des deux magmas fondamentaux dans le volcanisme intracontinental et l'évolution géochimique des laves du Mont-Dore (France) - Geol. Rdsch. Dtsch., 55, p. 316-329.
- GLANGEAUD P. (1921a) - Sur la complexité du massif volcanique du Cantal et sur la véritable nature du Puy Mary - C.R.A.S., t. 173, 18, p. 780-783.
- GLANGEAUD P. (1921b) - Sur le Plomb du Cantal, grand volcan autonome couvrant près du tiers du massif cantalien - C.R.A.S., t. 173, 20, p. 918-921.
- GLANGEAUD P. (1921c) - L'architecture et les trois centres volcaniques principaux du massif du Cantal - C.R.A.S., t. 173, 22, p. 1092-1095.
- GOER DE HERVE A. (de) (1966) - Données nouvelles sur la genèse de la Planèze de Saint-Flour (massif volcanique du Cantal) - C.R.A.S., t. 263, p. 1936-1939.
- GOER DE HERVE A. (de) et VATIN-PERIGNON N. (1966) - Les ordanchites et roches affines du massif du Cantal - Bull. Soc. Géol. Fr. 7, VII, p. 298-307.
- GOER DE HERVE A. (de) (1968) - Réflexions sur les pegmatitoïdes bulleux des carrières de dolérite de Bouzentès (Planèze de Saint-Flour, Cantal) - C.R.A.S., t. 267, p. 2260-2263.
- GOER DE HERVE A. (de) (1972) - La Planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal, France) :
vol. I : Structure et straigraphie.
vol. II : Formes et dépôts glaciaires.
Thèse Doc. Etat, Clermont-Ferrand.
- GOER DE HERVE A. (de) et 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.A.S., t. 282, p. 977-980.
- GOER DE HERVE A. (de) (1977) - Le Puy Griou - Parc Naturel des volcans d'Auvergne, n° 12 - Imp. Moderne, Aurillac.
- GOER DE HERVE A. (de), FONTAINE-VIVE M., MILESI J.P., VATIN-PERIGNON N., VINCENT P.M. et WATELET P. (1979) - La relation orthopyroxène-bréchification dans les laves intermédiaires du Cantal - 7° Réun. Ann. Sci. Terre.

- GOER DE HERVE A. (de) (1980) - Article Massif Central-Cantal in Géologie des pays européens - 26° Congrès Géol. Intern. Paris - t. France-Belgique-Luxembourg, Dunod ed.
- GOER DE HERVE A. (de) (à paraître) - Carte géologique de la France, 1/50 000 - feuille Saint-Flour.
- GREEN R.W., RINGWOOD A.E. (1967) - The genesis of basaltic magmas - Contr. Miner. Petrol., 15, 2, p. 103-190.
- GUEIRARD S. (1954) - Sur l'âge de l'ankaratrite de Rougiers (Var) et ses relations avec le Trias environnant. Bull. S.G.F. 6° série, t. IV, p. 421-430.
- GUEIRARD S. (1964) - Le "volcan" de Beaulieu, près Rognes (Bouches-du-Rhône) - Bull. S.G.F. (7), t. VI, p. 443-455.
- HELZ R.T. (1980) - Crystallisation history of Kilauea Iki lava lake as seen in drill core recovered in 1967-1979 - Bull. Volc. 43, 4, p. 675-701, (G.A. MacDonald special memorial issue).
- HESS H.H. (1949) - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes - Part I - Amer. Min. vol. 34, p. 621-666.
- HOCKLEY J.J. (1972) - Alkaline rock lineages in the Warren-bungle Shield volcano - Eastern Australia - Nature Phys. Sc. 236, n°61, 15.
- JEREMINE E. (1936) - Notes sur quelques dolérites de Guinée - Bull. Soc. Min. Crist. t. 59, p. 392-395.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide of the chemical classification of the common volcanic rocks - Canadian Journ. of Earth Sci., 8, p. 523-548.
- JUNG J. (1946) - Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins - Mem. Expl. Carte Géol. Fr. 11, 372 p. Imp. Nation, Paris.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1958) - Précisions nouvelles sur la constitution et l'origine des associations volcaniques - Bull. Soc. Fr. Miner. Crist. t. 81, p. 133-141.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1959) - Classification modales des roches éruptives - Masson ed.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1962) - Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France - Bull. Serv. Carte Géol. Fr. 58, 267.
- KIEFFER G. (1968) - Contribution à l'étude de l'altération des laves à caractères basaltiques - Rev. d'Auvergne, t. 82, 1, p. 27-49.
- KIEFFER G. (1971) - Aperçu sur la morphologie des régions volcaniques du Massif Central, in Symposium J. JUNG, p. 479-510 - Plein Air Service ed. Clermont-Ferrand.
- KUNO H. (1968) - Differentiation of basalt magmas - in "Poldervaart treatise of rocks of basaltic composition" - John Wiley and Sons ed.
- LACROIX A. (1890) - Note sur les andésites à hypersthène du Cantal - Bull. Soc. Géol. Fr. t. 17, p. 881-886.
- LACROIX A. (1893) - Les enclaves des roches volcaniques - Protat ed., Mâcon.
- LACROIX A. (1900) - Les roches néphéliniques du Puy de Saint-Sandoux (Puy-de-Dôme) - C.R.A.S., t. 131, p. 283-285.
- LACROIX A. (1917) - Les laves à hauyne d'Auvergne et leurs enclaves homoeogènes : importance théorique de ces dernières - C.R.A.S. t. 164, 16, p. 581-588.

- LACROIX A. (1928) - Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltiques - C.R.A.S. t. 187, p. 321-326.
- LACROIX A. (1929) - Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltique, à propos de celle de Wei-Tchang - Bull. Soc. Géol. Chine, 8, 1, p. 45-49.
- LACROIX A. (1933) - Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine - Bull. Serv. Géol. Indochine, t. 20, 3.
- LAMBERT A. (1969) - Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents (Massif du Cantal) - Thèse 3° cycle, Orsay.
- LAPADU-HARGUES P. (1963) - Les basaltes du Puy Courny, près Aurillac (Cantal) - Etude pétrographique et magmatique - C.R. 88° Congrès Nat. Soc. Savantes, Clermont-Ferrand, t. II, p. 125-130.
- LAPADU-HARGUES P. (1964) - Carte géologique de France, 1/80 000 - feuille Saint-Flour (185), 3° ed.
- LARROQUE P. (1974) - Contribution à la géologie du Cantal : le versant droit de la moyenne vallée de l'Authre et la région d'Ayrens - Thèse 3° cycle, Paris-Sud.
- LARROQUE P. et DRIL H. (1980) - Excursion in Livret-guide "MASSIF CENTRAL" - 26° Congrès Géol. Intern. Paris B.R.G.M. ed et Rev. Sci. Nat. Auvergne vol. 45, Fasc. 1.2.3.4. (1979)
- LEFEVRE C. (1969) - Etude minéralogique et chimiques des laves et pegmatitoïdes du volcan des Rives (Hérault) - Bull. Soc. Géol. Fr. 7, XI, p. 419-425.
- LETOULE R. (1967) - Les laves du Mont Dore : recherche sur la géochimie et la genèse des magmas - Thèse Doc. Etat, Paris.
- LOCARDI E., MITTEMPERGHER M. (1967) - On the genesis of ignimbrites : how ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt - Bull. Volc. 2, 31, p. 131-152.
- LORENZ V., MACBIRNEY A.R., WILLIAMS H. (1970) - An investigation of volcanic depressions : part III - Maars, tuff-rings, tuff-cones and diatremes - Pub. N.A.S.A., Manned Space craft Center, Houston Texas.
- LORENZ V. (1973) - On the formation of maars - Bull. Volc. 37, 2, p. 183-204.
- LORENZ V. (1974) - Vesiculated tuffs and associated features - Sedimentology, 21, p. 273-291.
- MACDONALD D.A., KATSURA T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas - Journ. Petrol., vol. 5, 1, p. 82-133.
- MACDONALD G.A. (1972) - Volcanoes - Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice Hill.
- MANCEAU M. (1967) - Contribution à la géologie du Cantal : la vallée de la Petite Rhue de Cheylade et ses environs - Thèse 3° cycle, Orsay.
- MASURENKOV Y.P. (1974) - Le problème des enclaves en pétrologie volcanique - Bull. Vulkanol. Stancij. Moscou, n° 50, 10-18.
- MAURIZOT-BLANC C. (1974) - Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade - Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la Planèze de Saint-Flour (Cantal) - Thèse 3° cycle, Grenoble.
- MAURY R. (1968) - Contribution à la géologie du Cantal : les hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne - D.E.S. Paris-Sud.

- MAURY R. (1976) - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée des séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides - Thèse Doc. Etat, Paris-Sud.
- MAURY R. et BROUSSE R. (1978) - Présence de pigeonite et d'orthopyroxène dans certaines laves du Massif Central français : leur répartition et leur origine - Bull. Minér. 101, p. 10-21.
- MAZET A.G. (1975) - Une série basalte alcalin-trachyandésite à hypersthène-comendite - Moyenne vallée de la Cère, Cantal, France - Thèse 3^o cycle, Paris-Sud.
- MERVOYER B., MAURY R. et VARET J. (1973) - Un mécanisme possible d'évolution des trachyandésites du Massif Central par cristallisation fractionnée sous pressions d'eau - C.R.A.S. t. 277, 1, p. 9-12.
- MICHEL-LEVY A. (1890) - Notes sur la Chaîne des Puys, le Mont Dore et les éruptions de la Limagne - Soc. Géol. Fr. p. 688-951.
- MILESI J.P. (1976) - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon (Massif Central français) - Thèse 3^o cycle, Grenoble.
- MILESI J.P. (1976) - Rapport B.R.G.M. préliminaire à l'étude de la propylitisation et des minéralisations dans le caldera du Cantal.
- MOHAMMED-TOURET L. (1977) - Ceintures vertes archéennes et laves ultrabasiques - Thèse 3^o cycle, Paris 7, 150 p.
- MOHAMMED-TOURET L. et TOURET J. (1977) - Les laves ultrabasiques des ceintures vertes archéennes et leur métamorphisme - Bull. S.G.F. XIX, 5, p. 971-977.
- MOORE J.G. (1967) - Base surge in recent volcanic eruptions - Bull. Volc., t. 30, p. 337-363.
- MULLER G., VEYL G. (1956) - The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Rininahue, Chile - 20 th Intern. Geol. Congr. Mexico City Rept., Section 1 (volcanologia del Cenozoico), t. II, p. 375-396.
- NESBITT R.W., HAMILTON D.L. (1970) - Crystallisation of an alkali-olivine basalt under controlled P(O₂)-H₂O conditions - Phys. Earth Planet. Interior. 3, p. 309-315.
- NORMAND M. (1974) - Sur un aspect particulier du volcanisme du Devès : les coulées de vallées - C.R.A.S. t. 279, 21, p. 1653-1655.
- OLLIER C.D. (1967) - Maars : their characteristics, varieties and definition - Bull. Volc. t. 31, p. 45-78.
- OLLIER C.D. (1969) - Volcanoes - The M.I.T. Press Cambridge, Massachusetts.
- OLLIER C.D. (1974) - Phreatic eruptions and maars - Developp. Solis Earth Geophys. Netherl. 6, p.289-311.
- OSBORN E.F. (1959) - Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma - Amer. Jour. Sci. 257, p. 609-647.
- OVSIIENKO D.E. (1968) - Growth and imperfections of metallic crystals - Consultants Bureau New York, 1 vol. 268 p.
- PALM-LAZARD C. (1959) - Contribution à l'étude pétrographique des andésites du Cantal - Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall. t. 82, 1 à 3, p. 43-49.
- PARC NATUREL DES VOLCANS D'AUVERGNE (1977) - Le Puy Griou - Parc Naturel des Volcans d'Auvergne ed.

- PARK F.Y.C. (1973) - Contribution à l'étude du Cantal : dolomies et trachyandésites dans la région d'Aurillac - Thèse 3^o cycle, Orsay.
- PERRIER G. (1965) - Variation d'épaisseur de la croûte terrestre dans le centre et le Nord-Est de la France - C.R.A.S. t. 261, p. 493-496.
- PESME M.F. (1974) - Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac - Thèse 3^o cycle, Orsay.
- PETERLONGO J.M. (1978) - Massif Central français (Limousin, Auvergne, Velay) - Guides Géol. régionaux - Masson ed.
- PIANTONE P. (1980) - Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calcoalcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie - Thèse 3^o cycle, Grenoble.
- POKORNY A. et J. (1967) - De Ferri Metallographia - t. III, Berger-Levrault ed.
- POKORNY J. (1971) - Album de métallographie - (Structure des aciers corroyés et traités - Structures des lingots d'acier et de fontes) - Les Cahiers du Centre d'Etudes Supérieures de la Sidérurgie (C.E.S.SID) - Berger-Levrault ed.
- PREVOST M.C. (1978) - La propylitisation des formations volcaniques de la caldeira de la haute vallée de la Jordanne (Cantal) - Thèse 3^o cycle, Paris VI.
- PREVOT M. et MERGOIL J. (1973) - Crystallization trend of titanomagnetite in alkali-basalt from Saint-Clément (Massif Central, France) - Mineral. Mag. G-B, 39, n°304, p. 474-481.
- RAMES J.B. (1873) - Géogénie du Cantal - Bouygues frères ed., Aurillac, 103 p.
- RAMES J.B. (1879) - Topographie raisonnée du Cantal - Bouygues frères ed. Aurillac, 59 p.
- REMY J.M. (1965) - Les laves et les pegmatitoïdes du volcan de Rives (Hérault) - Bull. S.G.F. 7, VII, p. 410-412.
- REUSCH R. (1882) - Den Norske Nordshavs Expedition 1876-1878 - in MOHN H. "Contributions to the geography and natural history of the northern regions of Europe".
- RITTMANN A. (1960) - Vulkane und ihre Tätigkeit - Enke ed. Stuttgart.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leurs activités - (traduit de l'anglais par Fridmann J. et Tazieff H.) - Masson ed.
- ROCHE H. (de la), LETERRIER P., GRANDCLAUDE P. et MARCHAL M. (1980) - A Classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagramm and major elements analyses - Its relationships with current nomenclature - Chem. Geol. 29, p. 183-210.
- ROSS C.S., FOSTER M.D., MYERS A.T. (1954) - Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks - Amer. Mineral. 38, p. 693-737.
- ROUX J. et SENAUD G. (1978) - Le levé aéromagnétique "Massif Central 1975" : étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle - Thèse 3^o cycle, Clermont-Ferrand.
- RUDEL A. (1962) - Les volcans d'Auvergne - Volcans ed. Clermont-Ferrand.
- SCHIMCKE H.U. (1977) - Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen des Ostelfel - Geologisches Jahrbuch.
- SCHWANTKE A. (1904) - Die Basalte des Gegend von Hornberg an der Ohen Insbesondere der Dolerit des Hohen Berges bei Ofleiden - Neues Jb. Min. Geol. Paläont., 18, p. 460-527.

- STRECKEISEN A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks - N. Jb. Minerl. Abh. 107, 2 und 3, p. 144-210, Stuttgart.
- STOKES W.L., VARNES D.J. (1955) - Glossary of selected geologic terms, with special reference to their use in engineering - Proc. of Col. Sci. Soc., vol. 16, 165 p., Denver.
- STRENG A. (1888) - Ueber des Dolerit von Londorf - N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 2, p. 181-229.
- THORNTON C.P., TUTTLE O.F. (1960) - Chemistry of igneous rocks - part I : Differentiation index - Amer. Journ. Sci. 258, p; 664-684.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1967) - Traité de géomorphologie - Le modelé des régions périglaciaires - t. II, Sedes Paris ed.
- TRICOT B. - Quelques précisions sur les nouveaux termes à utiliser pour les laves intermédiaires des sous-séries alcalines sodiques. Travaux du Départ. Géol. Minéral. de l'U.E.R. Sciences Exactes et Naturelles de Clermont-Ferrand - Série Documentation n°3 (1975).
- TRICOT B. (1975) - Le volcanisme de la Comté d'Auvergne - Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand.
- VARET J. (1967) - Les trachytes et phonolites du Cantal septentrional - Thèse 3° cycle, Orsay.
- VATIN-PERIGNON N. (1961) - Caractères pétrographiques et pétrochimique des roches éruptives grenues de la Font-des-Vaches (massif volcanique du Cantal) - Bull. S.G.F. 7, t. III, p. 335-361.
- VATIN-PERIGNON N. (1964) - Caractères minéralogiques et chimiques des ordanchites de la vallée de la Santoire (massif du Cantal) - Bull. S.G.F. 7, t. VI, p. 188-191.
- VATIN-PERIGNON N. et GOER DE HERVE A. (de) (1965) - Nouveau gisement de pegmatitoïdes à la Sagnette (Cantal) - Bull. S.G.F. 7, t. VII, p. 829-832.
- VATIN-PERIGNON N. (1966) - Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description de la partie centrale du massif du Cantal - Thèse Doc. Etat, Grenoble.
- VATIN-PERIGNON N. et MICHEL R. (1966) - Présence d'un fossé d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal - Bull. S.G.F. 7, t. VIII, p. 308-310.
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., GOER DE HERVE A. (de) (1975) - Les liens génétiques entre quelques coulées, brèches, conglomérats et tufs trachy-andésitiques du massif du Cantal (Massif Central français) - Abs. XVI° General Assembly I.U.G.G. Grenoble (1976).
- VATIN-PERIGNON N., Milesi J.P., WATELET P., MAURIZOT-BLANC C., VINCENT P.M. et GOER DE HERVE A. (de) (1975) - Les relations coulées-brèches-conglomérats dans la partie orientale du massif du Cantal - Conséquences stratigraphiques - 3° Réunion. Ann. Sc. Terre, Montpellier.
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P. et VIVIER G. (1976) - Le deuxième épisode éruptif cantalien : ses successions cycliques, dynamiques et géochimiques comparées aux venues ultérieures et antérieures moins différenciées - Géochimie des éléments incompatibles - 4° Réunion. Ann. Sc. Terre.
- VATIN-PERIGNON N., MILESI J.P., WATELET P., FONTAINE-VIVE M., GOER DE HERVE A. (de) et VINCENT P.M. (1977) - Volcanisme et structure du centre du massif du Cantal - 5° Réunion. Ann. Sc. Terre, Rennes.
- VATIN-PERIGNON N., MAURY R.C. et MILESI J.P. (1980) - Le magmatisme sursaturé du centre du Cantal (Massif Central français) - Bull. Volc. 43, 3, p. 511-525.

- VAZIRI H.M. (1973) - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal : géologie de Mur-de-Barrez - Thèse 3° cycle, Paris-Sud.
- VELDE D. (1973) - A propos des basanites du Massif Central français : la présence de feldspathoïde potassique (leucite) ou sodique (néphéline ou analcime) correspond à une différence de composition chimique - C.R.A.S. t. 276, 25, p. 3257-3260.
- VINCENT P.M. (1960) - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad) - Thèse Doc. Etat, Paris, 307 p.
- VINCENT P.M. (1963) - Le volcanisme ignimbrétique du Tibesti occidental (Sahara tchadien) - Essai d'interprétation dynamique - Bull. Volc. t. 26, p. 259-272.
- VINCENT P.M. (1974) - Volcanologie et volcans - Encyclopédie des Sciences et techniques, p. 997-1005.
- VUITTENEZ H. (1964) - Géologie cantalienne - Imp. Moderne, Aurillac, 195 p.
- WALKER F. (1953) - The pegmatitic differentiates of basic sheets - Amer. Journ. Sci. vol. 251, p. 41-60.
- WALKER F., POLDERVAART A. (1940) - The petrology of the dolerite sill of Downes Mountains (Calvinia) - Trans. Geol. Soc. South-Africa, vol. 43, p. 159-173.
- WATELET P. (1977) - Volcanisme tertiaire dans les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue - Contribution à l'étude des formations bréchiques - Massif du Cantal - Thèse 3° cycle, Grenoble.
- WRIGHT T.L., OKAMURA R.T. (1977) - Cooling and crystallisation of tholeiitic basalt, 1965 Makapuhi lava lake, Hawaii - Geol. Sur. Prof. Paper, 1004.
- WYLLIE P.J., COX K.G., BIGGAR G.M. (1962) - The habit of apatite in synthetic systems ang igneous rocks - Journ. Petrol. 3,2, p. 238-243.
- YODER H.S. Jr (1973) - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas - Amer. Miner. vol. 58, p. 153-171.
- YODER H.S. Jr, SAHAMA T.G. (1957) - Olivine X-ray determinative curve - Amer. Miner. 42, p. 475-491.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems - Journ. Petrol. vol. 3, p. 342-532.
-
- CAMUS G. (1980) - Preuve d'un mélange de magmas dans les produits du puy de la Nugère (Chaîne des puys - Massif Central français) - Bull. S.G.F.
- GOURGAUD A. et VINCENT P.M. (1980) - Coexistence de magmas rhyolitique et trachy-andésitique au dôme de la Gacherie (Monts Dore, Massif Central français) - Implications génétiques - C.R.A.S. t. 290, p. 81-84.
- GOURGAUD A., BOURDIER J.L. et VINCENT P.M. (1980) - Mélange de magmas sur-saturés et sous-saturés dans le volcan du Sancy (Monts Dore, Massif Central français) - C.R.A.S. t. 291, p. 175-177.
- VINCENT P.M. (1980) - Volcanisme et chambres magmatiques : l'exemple des Monts dore - Livre jubilaire de la Société Géologique de France, Mem. h.-s. n° 10, p. 71-85.

W

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

IV

ANNEXES

- INDEX DES NOMS DE LIEUX CITES DANS LE TEXTE -

Comme pour la numérotation des échantillons, les cartes topographiques Murat 7-8 et Vic-sur-Cère 1/25 000, ont été quadrillées suivant le carroyage Lambert. Chaque carré est désigné d'Ouest en Est par une lettre majuscule de A à O ; du Nord au Sud, par un chiffre de 1 à 13. C'est ainsi que le Plomb du Cantal se situe dans le carré F 3. Certains noms de lieux cités dans le texte (chapitres I à VI), ne figurent pas dans le secteur étudié et ils sont désignés, dans la liste suivante, par les lettres H.C. (Hors-carte). Cet index ne concerne que des noms de lieux cantaliens.

Aiguillon (l')	G 1	Page (étang de la)	M 9-10
Alagnon (l')	H.C.	Farges	H.C.
Albepierre	H.C.	Farreyre	J 11
Arjaloux	M 8	Farreyre (ruisseau de)	J 11
Arjaloux (buron d')	L 8	Perval (buron de)	E 4
Arpon du Diable (l')	E 3	Flamanchoche (vacheries de)	E 6
Arzaliers (les)	I 8	Foullarade (vacheries de la)	E 8
Assac (puy d')	H.C.	Fraisse-Haut	H.C.
		Fridefont	G 7
		Fros (bois de las)	GH 10 à H 11-12
Bâne (puy de)	C 10		
Bac (ruisseau del)	H.C.		
Bastirone (la)	H.C.		
Bélinay	L 6	Gardes (cirque des)	EF 3
Bélinay (bois de)	LM 7	Gerbél	GH 5
Belle-viste (puy de la)	H 5; I 5-6	Gerbél (ruisseau de)	G 5-6
Belle-viste (ruisseau de la)	I 6-7	Ginestoux (puy)	J 8-9
Belle-viste (vacheries de la)	I 7	Goul (le)	C 8 à A 11
Belles-Aigues (forêt de)	H.C.	Gourdièges (puy de)	H.C.
Besseyre (la)	H.C.	Grandval (bois de)	FG 5-6
Billiez	H.C.	Grandval (puy de)	G 4
Blatte (sources de la)	G 10	Grandval (vacheries de)	G 4
Bohal (château de la)	J 9	Granges (les)	I 11
Bohal (rochers de la)	J 9	Grifouille (la)	J 8
Bohal (vacheries de la)	J 7	Gros (puy)	D 6-7
Borie (la)	H.C.	Gros (vacheries ruinées du puy)	D 7
Borie (cascade de la)	H.C.	Grousse (puy de la)	G 11
Bos del Blat (le)	K-L 6		
Bourg-Bas (le)	J 4	Hirondelle (l')	H.C.
Bourg-Bas (ruisseau du)	K 4-5		
Bourguet (le)	G 8	Impradine (l')	H.C.
Brezons	J 13	Inchastang (ruisseau d')	G 8-9
Brezons (le)	G 7 à J 13	Izergues	H.C.
Brommes	H.C.		
Brommet	H.C.	Jacquet (Montagne du)	D 6
Bruyaleine	H.C.	Jambe (puy de la)	IJ 5
Brunet (puy)	E 3	Jambe (ruisseau de la)	IJ 5
		Jordanne (la)	H.C.
Cantal (cirque du)	G-H 3	Lacapelle-Barrès	H.C.
Cantalou	F 3	Lagnon (le)	GHI 3
Captat (le)	D 10	Lanluc (puy de)	NO 11
Captat (cascade du)	D 10	Laval (Rocher de)	H.C.
Cère (puy de la)	E 4-5	Lavergne (bois de)	MN 9
Cère	H.C.	Lavergne (ruisseau de)	MN 8
Cézans	M-N 11	Lestival	K 10
Chabasses (les)	L 9	Liaières	I 9
Chamalière (Rochers de)	H 2	Livernade (ruisseau de)	F 4.5 à G 5.6.7
Charoques (Montagne des)	K 7		
Chastel-sur-Murat	H.C.	Livernin	G 8
Chauvel	M 8	Louvatier (ruisseau du)	H 9
Chérot	K 7	Louvatier (vacheries du)	H 9
Chevade (vallée de la)	H.C.	Lustrande	H 8
Chèvre (col de)	D 5	Lustrande (ruisseau de)	H 8
Cheylade	H.C.		
Cibial (le)	N 8	Malbo	F 12
Cocu (puy du)	O 7	Mandre (cirque de)	E 7
Collanges	H.C.	Mandre (ruisseau de)	E 7-F 6
Combe (la)	L 6	Marfonds (Montagne de)	D 8
Combe de Saure (la)	H 6	Mary (puy)	H.C.
Coste de Rochebin (la)	N-O 9	Marse (la) ou Mars (le)	H.C.
Costejaride (vacheries de)	F 4	Masso (puy)	KL 8-9
Croix d'Imbiquerou (la)	E 7	Montagnonne (source de la)	K 3
Croix de Montréal (la)	I 12	Montréal	I 12
Cros (ruisseau des)	H 6 I 7.8.9	Montréal (ruisseau de)	GH 10 à I 12
Cros-Bas (le)	J 9	Mouche (ruisseau de la)	J 6
Cros-Haut (le)	I 8	Moulinges (les)	H.C.
Cros-Haut (cascade du)	I 7	Mouteyre (buron de la)	K 8
		Murat	H.C.
		Muratel	M 7
James (puy des)	I 11	Muratel (bois de)	M 7-MN 8
Jenterie (la)	H.C.	Mur-de-Barrez	H.C.
Jolvadenche (la)	G 7		
		Neirebrousse	M 11
		Neirebrousse (puy de)	LM 11
Echamps (puy des)	M 6	Neyrevèze (bois de)	C 7
Encloux (cirque d')	E 5-6	Niermont (puy de)	K 4
Encloux (ruisseau d')	EF 6-F 7		
Epie (l')	I 5 à I 9		
Estable (puy d')	H.C.		
Etaplou (l')	H 8		

Pas des Alpains (le)	F 2	Sagnarade (ruisseau de)	K 7,8,9 à
Petite Rhue (la)	H.C.	Sagne du Porc (la)	J 10
Peyre arse (le)	H.C.	Sagnette (la)	H.C.
Peyre del Cros (la)	H.C.	Saint-Flour	K 5
Peyregrosse (ruisseau de)	H 6,7,8	Saint-Martin-sous-Vigouroux	H.C.
Peyre Ourse (le)	H.C.	Sanissage	F 6
Pierrefort	H. .	Santoire((la)	H.C.
Pierre Taillade	H.C.	Saut de la Truite (cascade du)	F 5
Piquet (le)	H.C.	Saut de la Truite (cascade du)	I 12
Plaines Basses (bois des)	FG 8-GH 9	Serverette	H 7
Plaines Basses (ruisseau des)	F 8-G 7	Serverette (Montagne de)	H 7
Pléau (Montagne de)	H 6	Seycheuse (puy de)	H.C.
Plomb du Cantal (le)	F 3	Signal (P.C.) 1 355 m	K 8
Pont-Parin	H.C.	Signal (P.C.) 1 463 m	F 9
Pont de la Roche (le)	J 9	Signal (P.C.) 1 479 m	I 6
Pont-la-Vieille	H.C.	Siniq (le)	D 6 à E 13
Pourtoune (col de la)	E 4	Siniq (vacheries du)	F 9
Praissinette (cascade de la)	G 6	Super Lloran (le)	H.C.
Prat de Bouc (col de)	HI 3.4	Tagadure (vacheries de la)	H 6
Prat de Bouc (puy de)	I 3	Tagenac	H.C.
Prat de Bouc (ruisseau de)	I 4 à J 5	Tario (puy)	HI 7
Prés Marty (les)	GH 2.3	Thérondels	H.C.
Randaou (puy de)	F 9	Tombe du Père (c l de la)	G 4
Raulhac	H.C.	Truyère (la)	H.C.
Rembertel	F 1	Verniousses (la)	J 6
Rochebrune (pont de)	H.C.	Verniousses (ruisseau de la)	K 6
Rocher (puy du)	G 2	Vidalenche (la)	G 7
Rode (puy de la)	L 12	Vidèche	K 11
Roi (bois du)	D 9,10,11	Vigouroux	H.C.
Ruscheyre	I 8		

Calcul de la fonction Zn

$$Zn = Na_2O \times 0,018 - CaO \times 0,059 - K_2O \times 0,251$$

Basanites et basanitoïdes

E 502	- 0,749	I 802	- 0,814	F 301	- 1,013
E 606	- 0,919	J 803	- 1,063	G 92	- 1,178
E 705	- 0,910	J 804	- 0,789		
G 401b	- 0,952	J 902	- 1,045		
G 403a	- 0,795	K 604	- 0,957		
G 504a	- 1,024	K 801	- 0,832		
H 703	- 0,948	L 801	- 1,051		
I 705	- 1,014	M 703	- 0,722		
I 706	- 0,901	M 801	- 0,910		
I 707	- 0,790	N 901	- 0,893		
I 708b	- 0,997	M 1102	- 0,820		

Basaltes alcalins sombres

D 601	- 0,887	K 602	- 0,750
E 607	- 0,813	K 903	- 0,767

Basaltes doléritiques

D 801	- 0,745	H 502	- 0,744
E 708	- 0,742	I 603	- 0,739
E 802	- 0,730	K 701	- 0,751
G 904	- 0,707		

ANALYSES CHIMIQUES : LISTE DES ECHANTILLONS

ENSEMBLE CLAIR INFRABRECHIQUE

1. Les écoulements pyroclastiques latitiques

E 601	Ruisseau d'Encloux	Brèche	632,0	303,6	1310	G
F 605	Ruisseau de Mandre	Brèche	633,1	303,1	1210	G
I 401	Puy de la Jambe	Brèche	636,3	305,3	1400	G
J 1108	Farreyre	Brèche	637,7	298,8	930	G

2. Les laves trachytiques

H 805b	Lustrande (bloc)	Brèche de nuée	635,4	301,4	960	C
J 1104	Farreyre	Dôme	637,7	298,8	930	G
G 601	Ruisseau de Livernade	Bloc	634,2	303,4	1110	C

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE

1. Les trachyandésites à orthopyroxène

E 404	Puy de la Cède	Coulée	632,7	305,2	1760	C
F 403	Vacheries de Costejaride	Coulée	633,0	305,5	1590	C
G 405	Vacheries de Grandval	Coulée	634,5	305,5	1500	C

2. Les trachyandésites à deux pyroxènes

E 604	Vacheries d'Encloux	Coulée	632,7	303,2	1380	C
F 501	Bois de Grandval	Coulée	633,3	304,2	1490	C
F 506	Sous le puy de la Cède	Coulée	633,4	304,5	1469	C
H 801	Lustrande (bloc)	Brèche	635,0	301,6	990	G

3. Les trachyandésites à augite et hornblende

F 602	Bois de Grandval	Coulée (?)	633,7	303,8	1400	C
G 604a	Ruisseau de Livernade	Coulée	634,3	303,7	1130	C
G 901a	Ruisseau d'Inchastang	Coulée	634,5	300,9	1140	C
H 704	Ruisseau de Peyregrosse	Coulée	635,2	302,0	1170	G
H 901	Ruisseau du Louvatier	Coulée	635,3	300,5	1180	C
BR 46	Crête W du Plomb du Cantal	Coulée				

4. Les latites

D 902	Ruisseau du Siniq	Coulée	630,8	300,3	1120	G
E 602	Ruisseau d'Encloux	Coulée	633,0	303,7	1320	C
F 502	Ruisseau de Livernade	Coulée	633,9	304,4	1225	C
G 301	Prés Marty	Coulée	635,1	306,7	1553	C
H 401	Col de la Tombe du Père	Coulée	635,1	305,8	1570	C
I 905a	Ruisseau des Gros	Dôme	636,8	300,5	920	C

5. Les leucobasaltes

D 501	Col de Chèvre	Dyke	631,9	304,5	1640	C
E 301	Puy Brunet	Coulée	633,1	306,2	1810	C
E 501	Sous le puy de la Cède	Coulée	632,6	304,9	1470	C
E 603	Vacheries de Flamandèche	Dyke	632,8	303,9	1390	C
H 709	Serverette	Coulée	635,1	302,3	1230	C

6. Les ordanchites

D 502	Col de Chèvre	Blocs	631,9	304,5	1663	C
H 702a	Ruisseau de Peyregrosse	Coulée	635,3	304,5	1210	C

ENSEMBLE BASALTIQUE

1. Les basanites à néphéline et les basanitoïdes

E 502	Puy de la Cède	Dyke sommital	632,6	304,9	1767	C
E 606	Cirque d'Encloux	Dyke	632,5	303,3	1470	C
E 705	Mandre	Lac de lave	632,7	302,3	1480	C
G 401b	Puy de Grandval	Dyke	634,8	305,4	1643	C
G 403a	Puy de Grandval	Coulée	634,8	305,2	1640	C
G 504a	Puy Gerbel	Lame	634,9	304,6	1640	C
H 703	Puy Tario	Lame sommitale	635,9	302,4	1455	C
I 705	Ruisseau des Gros	Lac de lave	636,5	302,4	1240	C

semi-porphyrrique
limburgitique

limburgitique

	H 401	I905a	D 501	E 301	E 501	E 603	H 709	D 502	H702a	E 502	E 606	E 705
SiO ₂	60,50	59,50	50,80	51,00	47,80	46,10	43,30	52,20	54,70	42,90	47,10	43,90
Al ₂ O ₃	16,60	19,10	14,90	17,00	14,95	16,40	15,80	18,80	20,00	13,95	15,20	12,90
Fe ₂ O ₃	5,08	4,43	3,11	4,63	6,14	4,81	4,51	4,67	3,01	5,82	3,77	4,62
FeO	1,01	0,43	6,93	4,93	4,74	5,94	5,94	2,82	1,89	7,10	6,52	7,46
MnO	0,10	0,05	0,15	0,20	0,15	0,19	0,20	0,19	0,23	0,18	0,21	0,21
MgO	0,90	0,70	6,75	4,30	7,25	6,00	6,80	2,70	1,55	9,90	8,75	12,00
CaO	3,40	4,60	8,80	7,90	8,65	10,00	9,20	6,70	5,20	10,40	9,45	9,75
Na ₂ O	4,35	4,50	3,85	4,00	3,45	3,15	3,65	5,50	5,80	3,65	3,60	3,70
K ₂ O	3,75	3,90	1,20	2,80	2,00	1,65	2,30	3,50	0,80	1,70	1,60	1,60
TiO ₂	1,25	1,05	2,55	2,10	2,60	3,10	2,60	1,95	1,45	2,85	2,45	2,80
P ₂ O ₅	nd	nd	0,50	nd	0,50	nd	nd	0,35	nd	nd	nd	nd
H ₂ O+	0,92	0,82	0,00	0,00	0,40	1,36	0,26	0,00	1,35	0,83	0,40	0,00
H ₂ O-	1,20	0,59	0,00	0,30	0,45	0,82	0,60	0,40	0,87	0,58	0,32	0,08
Total	99,06	99,67	99,54	99,16	99,08	99,52	100,16	99,43	99,86	99,01	99,44	99,02

NORME C.I.P.W.												
Q	11,97	7,95										
Or	22,15	23,05	7,09	16,54	11,81	9,75	13,59	20,68	20,68	4,72	10,04	9,45
Pl	36,80	38,07	32,57	29,20	26,29	21,26	20,60	28,95	42,16	10,59	18,64	6,60
Ab	14,69	20,39	19,83	20,16	19,39	25,73	19,93	16,27	18,20	19,31	20,29	13,86
An				2,51	1,57	2,92	5,57	9,52	3,74	10,59	6,40	13,38
Ne												
Le												
Di	1,10	1,77	12,48	11,11	13,16	16,34	16,78	11,31	4,73	20,35	17,54	23,07
Hd	0,67	0,12	4,03	4,24	2,97	2,56	3,69	2,17		5,46	3,61	4,33
En	1,72	0,92	5,57									
Fs	1,20	0,07	2,06									
Hy												
Fo			3,81	5,89	8,37	5,16	6,41	1,03	1,36	10,66	9,57	13,44
Fa			1,55	1,88	2,39	1,02	1,78	0,25	3,61	2,49	3,19	
Mag	3,98	3,69	4,50	5,21	5,94	6,66	5,94	5,00	2,67	6,30	5,46	6,23
Ilm	2,37	1,99	4,84	3,98	4,93	5,88	4,93	3,70	2,75	5,41	4,65	5,31
Hem												
Ap			1,18		1,18							
Cor												
SiO ₂ /Ca												
FeO*/MgC	6,20	6,31	1,44	2,12	1,42	1,71	1,47	2,60	2,97	1,25	1,13	0,98
Ni/Co	1,20	0,25	1,73	1,20	2,60	1,56	0,50	1,00	1,00	3,09	3,70	5,08
S.I.	5,96	5,01	30,91	20,81	30,75	27,84	29,31	14,07	9,84	36,30	35,95	40,84
D.I.	70,92	69,06	59,66	48,25	39,67	33,93	39,76	59,15	66,58	26,30	35,08	29,43
Rb/Sr	0,09	0,16	0,05	0,13	0,09	0,04	0,14	0,12	0,09	0,15	0,06	0,06
Ca/Sr	77	57	114	93	98	63	113	63	35	155	85	91
K/Rb	519	360	332	291	302	342	239	323	290	95	314	295
K/Ba	56	42	33	33	36	25	25	35	29	10	26	23

	G401b	G403a	G504a	H 703	I 705	I 706	I 707	I708b	I 802	J 803	J 804	J 902
SiO ₂	43,30	41,40	41,90	43,30	46,20	46,15	43,60	41,90	43,50	41,40	42,00	42,60
Al ₂ O ₃	13,55	15,10	14,20	12,70	13,70	14,10	14,10	12,70	15,20	13,70	12,90	13,40
Fe ₂ O ₃	5,11	4,97	6,00	5,53	4,01	5,00	6,59	4,13	6,19	4,52	4,78	5,41
FeO	6,57	7,15	7,20	6,64	6,30	5,35	5,51	7,00	5,51	7,37	6,96	6,95
MnO	0,19	0,20	0,21	0,21	0,18	0,18	0,22	0,19	0,20	0,20	0,19	0,21
MgO	10,55	8,20	8,60	12,50	10,30	10,00	10,10	13,00	8,50	11,50	13,30	9,85
CaO	10,05	11,10	10,75	10,20	10,00	9,20	10,60	10,80	11,70	11,50	11,80	10,40
Na ₂ O	3,75	3,35	4,15	3,80	3,65	3,80	3,40	3,00	2,90	3,75	2,50	3,20
K ₂ O	1,70	0,80	1,85	1,65	1,95	1,70	0,90	1,65	0,70	1,80	0,55	1,95
TiO ₂	3,10	3,60	3,30	2,55	2,90	2,50	3,15	3,40	3,10	2,80	3,10	2,60
P ₂ O ₅	0,70	0,75	0,85	0,95	nd	0,60	0,95	nd	0,95	nd	1,00	0,85
H ₂ O+	0,15	1,32	0,00	0,00	0,36	0,20	1,26	0,35	1,44	0,00	1,07	1,00
H ₂ O-	0,30	1,25	0,20	0,15	0,47	0,25	0,74	0,30	0,70	0,21	0,61	0,40
Total	99,20	99,19	99,21	100,18	100,02	99,03	100,17	99,37	99,64	99,75	99,76	99,03

NORME C.I.P.W.												
Q	10,04	4,72	10,93	9,75	11,52	10,04	5,31	9,75	4,13	7,25	3,25	11,52
Or	9,53	13,36	4,13	6,20	11,78	18,63	12,46	4,40	13,64		5,96	7,32
Pl	15,11	23,80	14,65	12,72	15,23	16,39	20,55	16,31	26,38	15,23	22,35	16,44
An	12,02	8,11	16,78	14,05	10,34	7,32	8,83	11,36	5,89	17,18	8,23	10,70
Ne												
Le												
Di	20,86	16,18	21,14	20,85	24,04	17,39	21,85	22,01	21,40	23,64	25,52	18,62
Hd	3,00	2,67	5,31	4,36	3,10	2,66	3,55	2,47	3,70	4,38	3,02	5,06
En												
Fs												
Hy												
Fo	11,63	8,40	8,13	15,04	10,16	11,80	10,53	15,53	7,87	12,38	11,91	11,14
Fa	2,11	1,56	2,58	3,97	1,66	2,28	2,16	2,21	1,72	2,90	2,23	3,83
Mag	6,66	7,20	6,95	5,87	5,81	5,79	6,74	5,98	6,66	6,23	6,66	5,94
Ilm	5,88	6,83	6,26	4,84	5,50	4,74	5,98	6,41	5,88	5,31	5,88	4,93
Hem												
Ap	1,65	1,77	2,01	2,24		1,42		2,24		2,36		2,01
Cor												
SiO ₂ /Ca												
FeO*/MgC	1,06	1,47	1,47	0,93	0,96	0,99	1,13	0,83	1,30	1,00	0,85	1,20
Ni/Co	3,15	1,55	1,50	5,08	2,92	3,73	4,29	1,23	3,15	4,38	2,91	2,91
S.I.	38,11	33,51	30,94	41,50	39,30	38,69	38,11	45,17	35,71	39,74	47,31	36,00
D.I.	31,59	26,19	31,84	30,00	33,64	35,99	26,60	25,51	23,66	27,08	17,44	29,54
Rb/Sr	0,06	0,11	0,07	0,06	0,08	0,07	0,24	0,05	0,13	0,10	0,10	0,10
Ca/Sr	86	85	77	91	115	85	90	95	119	99	126	78
K/Rb	282	63	219	274	324	257	36	342	63	187	65	294
K/Ba	24	12	21	23	27	21	11	31	12	24	10	22

	K 604	K 801	L 801	M 703	M 801	N 901	F 301	G 92	D 601	E 607	K 602	K 903
SiO ₂	47,50	41,90	41,30	42,90	42,40	43,90	44,10	45,00	42,35	45,90	44,10	43,40
Al ₂ O ₃	15,10	14,45	13,30	14,00	14,00	13,30	13,80	10,55	14,20	14,05	14,60	13,40
Fe ₂ O ₃	3,81	6,39	4,81	3,86	4,18	5,57	4,18	5,80	5,91	3,69	6,49	5,55
FeO	6,30	6,23	6,93	7,99	7,59	6,88	7,95	8,50	5,45	5,69	4,52	6,09
MnO	0,18	0,20	0,21	0,20	0,21	0,21	0,18	0,10	0,12	0,18	0,19	0,18
MgO	9,10	10,00	11,90	11,65	10,35	11,80	10,95	10,60	8,80	10,50	9,85	12,50
CaO	9,40	11,00	11,30	10,35	10,30	8,70	9,35	10,90	10,96	10,50	8,80	10,25
Na ₂ O	4,15	3,10	3,75	3,60	4,10	4,00	3,35	3,75	2,15	3,20	2,50	2,15
K ₂ O	1,90	0,95	1,80	0,70	1,50	1,80	2,15	2,40	1,11	1,00	1,10	0,80
TiO ₂	2,65	2,85	2,80	2,75	2,90	2,65						

LISTE DES ANALYSES DE LA LITTÉRATURE

Les analyses chimiques empruntées à la littérature, proviennent de travaux différents. Leur origine est indiquée par un chiffre de référence attribué à chaque publication.

1 R. Brousse (1961)	9 C. Maurizot-Blanc (1974)
2 N. Vatin-Pérignon (1966)	10 P. Larroque (1975)
3 M. Manceau (1967)	11 A.G. Mazet (1975)
4 J. Varet (1967)	12 R. Brousse et al. (1975)
5 C. Lefèvre (1968)	13 P. Watelet (1977)
6 A. Lambert (1969)	14 G. Boudon (1979)
7 J.P. Gibert (1972)	15 N. Vatin-Pérignon et al. (1980)
8 J. Demange (1974)	

Les analyses marquées d'un astérisque (*) ne sont pas prises en compte pour calculer les analyses moyennes.

ENSEMBLE BASALTIQUE INFRA-CANTALIEN

1. Les basanites

	D.I.	D.I. = Q + Or + Ab + Ne + Lc (en pourcentages normatifs)
1 (*) Morzières	12	22,61
2 (*) Courbesserre	12	23,75
3 (*) le Roc	12	22,05
4 Gabriac	12	28,98
5 Mons	9	24,92
6 Vendèze	9	22,44
7 (*) Cordesse-Rochebrune	9	27,29
8 Mérignac	9	23,05
9 (*) Saint-Flour (calvaire)	9	23,01
10 Chassagne	9	26,53
11	9	26,85
12 (*) Ruisseau de Tissonnières	3	21,79
13 (*) Ruisseau de Tissonnières	3	18,85
14 (*) Ave Maria	10	33,82
15 (*) Ave Maria	10	22,24
16 (*) Larroquevieille	10	22,08
17 (*) Thuron	10	22,48

2. Les basaltes

18 Saint-Flour (calvaire)	9	20,63
19 Cordesse	9	28,15
20 Pignoux	9	32,56
21 (*)	9	29,16
22 (*) le Fau	10	17,72
23 (*) les Cipières	10	25,42
24 (*) Muraille-Haute	9	31,18

3. Les basaltes à tendance hawaïtique

25 Saint-Flour (orgues)	9	39,04
26 Rochegonde	9	40,83
27 le Rougeat	9	41,10
28 le Rougeat	9	40,42

ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN

1. Les latites des écoulements pyroclastiques

29 La Bourgeade (Alagnon)	15	59,91
30 Fraisse-Haut	15	60,13
31 Fraisse-Haut	15	57,87
32 Fraisse-Haut	15	68,90
33 Anterrosches, près de Murat	15	71,43
34 Chambeuil	15	73,64
35 la Remise (Alagnon)	15	76,76
36 Peyre Taillade(roche totale)	15	67,42
37 Peyre Taillade (flamme)	15	69,51
38 Fraisse-Haut	15	67,21
39 Ruisseau du Passadou	15	77,18
40 la Bertrande	5	77,68
41 Aubart	13	84,46
42 Ruisseau de Carmantron	13	73,16

2. Les latites et trachytes des dômes et des coulées

43 Viers	15	57,66
44 Peyre Taillade	15	78,42
45 la Bourgeade	15	81,03
46 Roquenatou (Authre)	7	88,23
47 Ravin des Granges (Alagnon)	15	80,66
48 Vours	2	82,05
49 Font-Alagnon	15	81,79
50 Saint-Clément	15	91,04
51 le Falgoux	15	76,87

52 Albepierre (Benêt)	15	92,82
53 Benêt	15	93,67
54 (*) Font-Alagnon	15	69,05
55 (*) les Chazes (Cère)	8	76,63
56 (*) Tunnel du Lioran (Cère)	8	69,64
57 Peyre Taillade	15	76,64
58 Font-Alagnon	8	79,75
59 les Chazes (Cère)	15	82,82
60 le Super-Lioran	15	81,37
61 le Viaguin (Cère)	15	83,55
62 Montagne d'Impradine	13	76,04
63 Lavigerie	13	73,76
64 Imbassière	13	73,26
65 (*) Brommes	12	82,22

3. Les rhyolites

3.1. Les rhyolites alcalines

66 (*) les Tournets	11	82,50
67 les Gardes	2	88,40
68 Ravin d'Armandie	2	91,65
69 Buron de Rambertière	22	77,09
70 (*) Raymond (Jordanne)	2	85,63
71 (*) Ravin de Vassivière	2	80,20
72 (*) Armandie (Jordanne)	2	73,03

(obsidienne)
(pechstein)
(pechstein)
(pechstein)

3.2. Les rhyolites hyperalcalines

73 les Chazes	11	92,31
74 Ravin d'Armandie	11	94,66
75 Sud Olmet	11	89,97
76 Draisses	11	88,20
77 (*) les Chazes	8	87,85
78 (*) les Gardes	8	85,13
79 Ravin d'Armandis	1	88,85
80 (*) Veyrière	2	88,02

(pechstein)

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

1. Les laves trachyandésitiques à orthopyroxène

1.1. Les laves des écoulements pyroclastiques

81	13	52,71
82	13	51,75

} peut-être un peu altérées

1.2. Les laves des coulées et des dômes

83 la Buge	13	53,43
84 Imbassière	13	56,64
85 Pied du puy Griou	1	51,85

2. Les laves trachyandésitiques sans orthopyroxène

1.1. Les laves des écoulements pyroclastiques

86	13	59,29
87	13	51,41
88 Petite Rhue d'Eybes	13	54,62
89 Petite Rhue d'Eybes	13	59,28
90 Entre Lavigrille et Dienne	13	62,43
91 sous le puy de la Tourte	13	36,87

1.2. Les laves des coulées et des dômes

92 (*) Dienne	13	46,76
93	13	44,92
94 (*)	13	49,10
95 (*)	13	58,68
96	13	45,90
97	13	52,50
98 (*)	13	52,29
99	13	50,04
100 (*)	13	42,15
101	13	43,48
102 Puy Griou	1	52,69
103 le Lioran	1	53,52
104 Ruisseau des Gardes	8	56,54
105 (*) la Font	8	64,19
106 Puy de la Tourte	2	54,88
107 (*) la Bourgeade (Alagnon)	2	68,15
108 le Bex (Jordanne)	2	59,07
109 Suc de la Blatte (Mars)	2	54,91
110 (*) Cirque du Falgoux	2	44,39
111 la Chevade	2	43,63

3. Les latites et trachytes

3.1. Les laves à orthopyroxène

112	La Courbatière (brèche)	13	72,29
113	Vendogre (dôme)	10	67,51
114	Vallée du Mars	6	67,57
115	Vallée du Mars	6	66,97

3.2. Les laves sans orthopyroxène

116	Bade Bec	13	84,31
117	Laqueille	13	72,04
118	Laqueille	13	70,88
119	Impradine	13	66,26
120	la Gandilhon	13	72,94
121	Bataillouse	13	70,72
122 (*)	Vacheries de Golneuf	13	63,60
123	Ruisseau de Drils	13	78,23
124	Puy de Seycheuse	13	74,58
125	Lavigerie	13	78,02
126	Rochemontel (Mars)	2	78,21
127	Buron des Blaux	2	73,18
128	Font-Alagnon	2	80,78
129	Puy de Peyre Arse	2	64,72
130	Col de Serre	2	71,98
131	Puy Mary	1	79,03

4. Les rhyolites

132	Sources du ruisseau de Drils	13	93,54
133	Ruisseau du Renouzier	13	94,49

5. Les basaltes porphyriques

134	la Buge	2	27,69
135	Cascade du Faillitoux	2	21,32
136	Thiézac	2	17,82
137	la Gandilhon	13	29,19
138	Puy Griounot	8	13,99

6. Les leucobasaltes

139	Carlat	12	47,92
140	L'Héritier	2	51,28
141	Vacheries de Drils	2	50,59
142	entre le Lapsou et Brujaleine	2	47,22
143	la Font-des-Vaches	2	43,22
144	les Saignes, près de Thiézac	2	53,83
145	la Bastirone	9	37,68
146 (*)	Brèche de Rolland	13	32,68
147	Malvert	8	34,59
148	Cros du Roc	6	40,97
149	la Roche	6	36,81 "basalte demi-deuil"

7. Les roches ordanchitiques

7.1. Les ordanchites

150	Col de Serre	2	60,29
151	Plateau du Limon	2	69,74
152	Plateau du Limon	2	56,85
153	Puy de Golneuf	2	66,90
154	Burons de Peyreguéry	2	56,74
155 (*)	Pailherols	2	50,41
156	Entremont	2	65,26
157	Collanges	2	62,25
158	Brujaleine	2	60,24
159 (*)	Golneuf	13	60,41
160	Recusset	2	59,29

7.2. Les "phono-téphrites"

161	Recusset	2	48,27
162	Golneuf	13	68,46
163	Plateau du Limon	13	75,10
164 (*)	Prax	10	58,91
165	Golneuf	13	75,15
166 (*)	Plateau du Limon	13	70,04
167	Plateau du Limon	13	69,23

8. Les roches phonolitiques

8.1. Les miaskites

168	Cauroux	12	79,91
169	Froquières	12	82,35
170	la Maisonade	12	80,55
171	Loubéjac	12	82,49
172 (*)	Triou	13	76,46
173	Golneuf	13	77,74
174 (*)		13	86,54
175	la Chapeloune	2	81,70
176 (*)	la Jarrige (Cère)	2	86,44
177	Signal du Limon	2	85,91
178	Col de Cabre	2	83,23
179	Roc d'Ouzières	2	83,56
180	Col du Redondet	2	85,83
181	Puy Chavaroche	2	72,61
182	Buron du Tournel	2	85,00

183	Buron de Rombière	2	83,14
184 (*)	Puy Griou	1	78,90
185	Puy Griounot	8	80,58
186 (*)	Font d'Alagnon	8	69,12
187	Vinsac	4	81,22

8.2. Les agpaïtes

188	Pradevins	12	84,83
189	Col du Perthus	8	82,12
190	la Font	8	89,90
191	la Chaussette	8	86,35
192	Roche Blanche	8	87,94
193	Auteroche	4	77,51
194	Urlandes	4	82,48
195	Roche Pointue	4	82,18
196 (*)	Repastils	4	77,66
197	Roche	4	83,51
198	Cournil	4	83,52
199 (*)	la Font	2	79,59
200 (*)	Puy de l'Usclade	2	87,34
201 (*)	Milhac	4	77,40

ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN

1. Les basanites à néphéline et analcime

202	la Tourille	14	22,05
203	Suc Rond	14	28,03
204	Plug de Lesmarories	14	22,70
205	Cros Chaumeil	14	24,34
206	Suc Gros	14	26,08
207	Roc des Ombres	14	21,70
208	Rocher de Laqueille	2	27,75
209	Ruisseau de Renouzier	13	31,85
210	Escourolles	13	30,74
211		13	26,89

2. Les basaltes mésocrates

212	Nappe de Bouzentès	9	28,07
213	Nappe de Tagenac	9	27,53
214	Nappe de Latga	9	21,00
215	Nappe de Bouzentès	9	30,36
216	Nappe de Tagenac	9	28,71
217	Nappe de Bouzentès	9	33,15
218	Lavastrie	9	26,84
219	Nappe de Latga ou de Tagenac	9	27,27
220	Nappe de Bouzentès	9	28,92
221	Nappe de Latga	9	23,75
222	Nappe de Latga	9	22,07

3. Les basanites à leucite et néphéline

223	Brugiroux	14	27,52
224	Suc 1 262	14	45,11
225	Brujaleine (P.C. 1 258)	14	25,74
226	P.C. 1 190, W de Chavagnac	14	34,31
227	la Roche du Pic	14	27,59
228	la Roche du Pic	14	25,41
229	Roche fouillouse	14	26,10
230	P.C. 1 163, près Brujaleine	14	24,61
231	la Roche du Pic	14	25,46
232	Moucher	14	25,38
233	la Chau	14	25,53
234	Les Barteyres	14	27,03
235	Ruisseau du Mouret	14	28,53
236	Suc de Lagarde	14	29,04
237	Bois de Fontailles	14	25,98
238	la Roche des Loutres	14	28,35
239	Vallée de l'Allanche	14	38,82
240	Vallée du Recheyrat	14	32,16
241	les côtes d'Auzolles	14	33,64
242	le Peuch de Recoules	14	37,51
243	P.C. 1 531, W Suc de Rond	14	27,98
244	le Luchard	14	31,56
245	Suc Cobru	14	25,15
246	Plug de la Cumine	14	27,96
247	Puy Violent	14	24,73
248	Plomb du Cantal	14	32,16
249	Puy des Truffières	14	22,81
250	Ruisseau de la Jambe	14	19,64
251	Muratel	14	26,43
252	Puy Mercou	14	32,08
253	la Ligne	14	35,54
254	Puy de Tanavelle	14	23,03
255	Route de Muratel	14	27,77

4. Les leucito-néphélinites

Table with 4 columns: Sample ID, Location, and two numerical values. Rows include samples 256-261 from Brujaleine and Suc de Rond.

5. Le basalte à tendance hawaïitique

Table with 4 columns: Sample ID, Location, and two numerical values. Row includes sample 262 from Tiaulade.

ROCHES GRENUES DE LA HAUTE VALLEE DE LA JORDANNE

1. Les monzonites

Table with 4 columns: Sample ID, Location, and two numerical values. Rows include samples 263 and 264.

2. Les gabbros

Table with 4 columns: Sample ID, Location, and two numerical values. Rows include samples 265, 266, and 267.

Large table with 18 columns (19-36) and 18 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-). Contains chemical analysis data for various samples.

Norme C.I.P.W.

Table with 18 columns (19-36) and 18 rows (Or, Pl, Ar, Di, Hd, En, Fs, Po, Fa, Mag, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Contains normative mineralogy data for various samples.

Table with 18 columns (1-18) and 18 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-). Contains chemical analysis data for various samples.

Norme C.I.P.W.

Table with 18 columns (1-18) and 18 rows (Or, Pl, Ne, La, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Po, Fa, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Contains normative mineralogy data for various samples.

Table with 18 columns (37-54) and 18 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-). Contains chemical analysis data for various samples.

Norme C.I.P.W.

Table with 18 columns (37-54) and 18 rows (Or, Pl, Ab, An, Di, Hd, En, Fs, Po, Fa, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Contains normative mineralogy data for various samples.

Table with 19 columns (55-72) and 15 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-).

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (73-90) and 15 rows (Or, Pl, Ne, Lc, Cs, Ac, Ks, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Ol, Fa, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (91-108) and 15 rows (Or, Pl, Ne, Lc, Cs, Ac, Ks, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Ol, Fa, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Table with 19 columns (91-108) and 15 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-).

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (109-126) and 15 rows (Or, Pl, Ne, Lc, Cs, Ac, Ks, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Ol, Fa, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (109-126) and 15 rows (Or, Pl, Ne, Lc, Cs, Ac, Ks, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Ol, Fa, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Table with 19 columns (127-144) and 19 rows (SiO2, Al2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-, CO2). Values range from 0.00 to 73.35.

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (145-162) and 19 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Fo, Ol, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Values range from 0.00 to 26.30.

Table with 19 columns (145-162) and 19 rows (SiO2, Al2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-, CO2). Values range from 0.00 to 55.75.

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (145-162) and 19 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Fo, Ol, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Values range from 0.00 to 23.04.

Table with 19 columns (163-180) and 19 rows (SiO2, Al2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-, CO2). Values range from 0.00 to 58.98.

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (163-180) and 19 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Fo, Ol, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Values range from 0.00 to 30.84.

Table with 19 columns (181-198) and 19 rows (SiO2, Al2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-, CO2). Values range from 0.00 to 59.20.

Norme C.I.P.W.

Table with 19 columns (181-198) and 19 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fs, Fo, Ol, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal). Values range from 0.00 to 33.73.

Table with 20 columns (199-216) and 15 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-).

Norme C.I.P.W.

Table with 20 columns (199-216) and 20 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fa, Ol, Fo, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Table with 20 columns (235-252) and 15 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-).

Norme C.I.P.W.

Table with 20 columns (235-252) and 20 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fa, Ol, Fo, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Table with 20 columns (217-234) and 15 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-).

Norme C.I.P.W.

Table with 20 columns (217-234) and 20 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fa, Ol, Fo, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

Table with 20 columns (253-267) and 15 rows (SiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, TiO2, P2O5, H2O+, H2O-).

Norme C.I.P.W.

Table with 20 columns (253-267) and 20 rows (Q, Or, Pl, Ab, An, Ne, Lc, Cs, Ac, Ns, Cor, Wo, Di, Hd, En, Fa, Ol, Fo, Mag, Hem, Ilm, Sph, Per, Ru, Ap, Cal).

ENSEMBLE BASALTIQUE INFRA-CANTALIEN

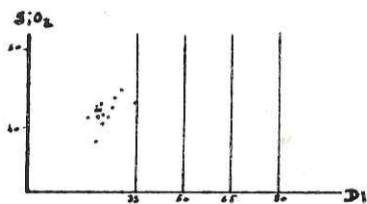
BASANITES

Littérature : 6 Secteur étudié : 0

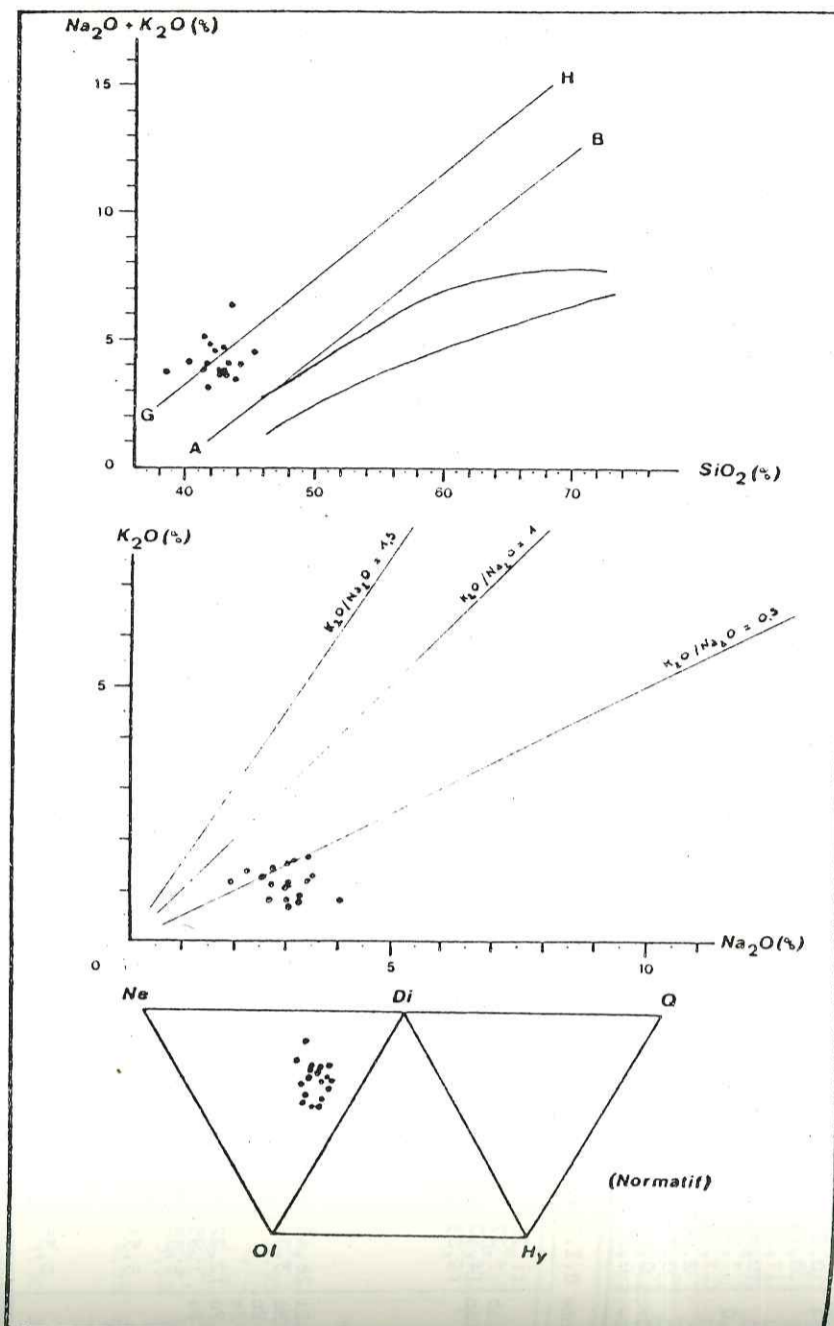
N = 6

Laves mélanocrates - Souvent vitreuses - Termes holocristallins rares - Structure microlitique porphyrique - Renferment peu de nodules de pèridotite - Assez altérées.

Phénocristaux %	Mésostase %
Ol 8 - 12	An55-60 14 - 31
Cpx 0 - 5	Cpx 26 - 50
Hb +	Ol 0 - 6
	Bi 0 - 0,2
	Or +
Ol ± calcitisée	Ne +
Hb résorbée	Anal +
	Ap 0 - 0,3
	Op 8 - 15
	Verre 0 - 13



Elt	% pond.	Elt	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	42,57	Ba	794	Rb/Sr	0,06
Al ₂ O ₃	11,68	Rb	60	K/Rb	159
FeO*	11,97	Sr	965	K/Ba	12
MnO	0,10	Li	nd	Ca/Sr	82
MgO	10,81	Co	nd	S.I.	37,90
CaO	11,21	Cr	nd	D.I.	25,33
Na ₂ O	2,95	Cu	nd	FeO*/MgO	1,19
K ₂ O	1,47	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	2,49	V	nd		
P ₂ O ₅	0,85	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	1,66				
H ₂ O ⁻	0,64				
		K ₂ O/Na ₂ O = 0,50		Q	
		An % = 68		Or	8,68
				Pl	Ab 6,85
					An 14,28
				Ne	9,60
				Lc	
				Cs	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 21,73
					Hd 7,00
				Opx	En
					Fs
				Ol	Fo 11,80
					Fa 4,80
				Mag	5,78
				Ilm	4,72
				Ap	2,01



310

ENSEMBLE BASALTIQUE INFRA-CANTALIEN

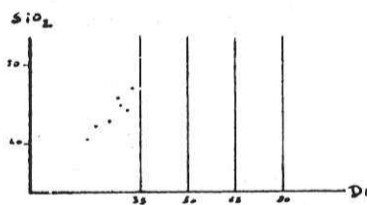
BASALTES MÉLANOCRATES

Littérature : 3 Secteur étudié : 0

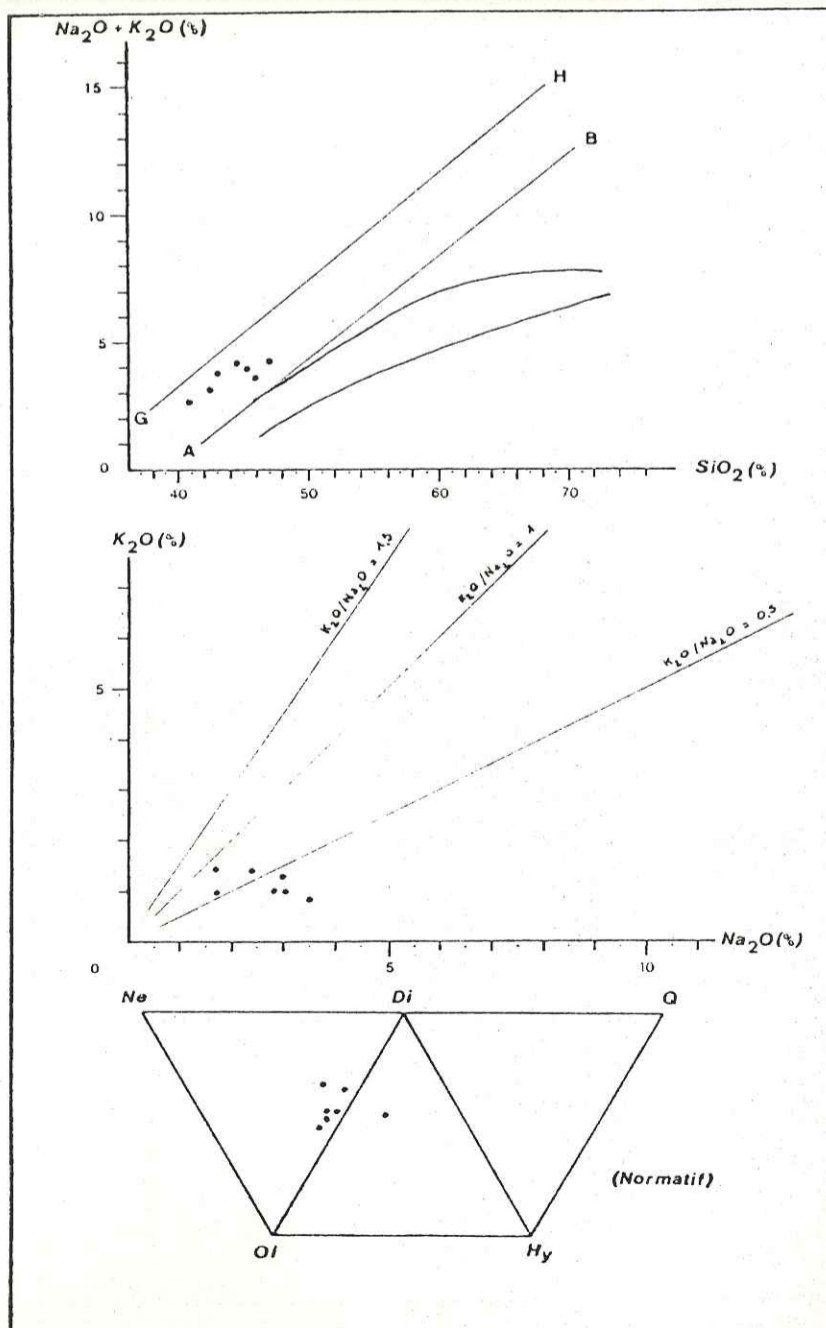
N = 3

Laves mélanocrates - Souvent vitreuses - Termes holocristallins rares - Structure microlitique porphyrique - Renferment peu de nodules de pèridotite - Assez altérées.

Phénocristaux %	Mésostase %
Ol 11 - 12	An55-60 24 - 35
Cpx 0,6 - 6	Cpx 28 - 43
Hb +	Ol 2 - 13
	Bi 00 - 0,2
	Or +
	Ap 0 - 0,1
	Anal 0,3 - 0,6
	Op 10 - 12
	Verre 0 - 6



Elt	% pond.	Elt	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	45,07	Ba	nd	Rb/Sr	-
Al ₂ O ₃	13,82	Rb	nd	K/Rb	-
FeO*	12,10	Sr	nd	K/Ba	-
MnO	0,15	Li	nd	Ca/Sr	-
MgO	8,80	Co	nd	S.I.	
CaO	10,30	Cr	nd	D.I.	
Na ₂ O	2,50	Cu	nd	FeO*/MgO	
K ₂ O	1,22	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	2,32	V	nd		
P ₂ O ₅	0,65	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	1,17				
H ₂ O ⁻	0,87				
		K ₂ O/Na ₂ O = 0,49		Q	
		An % = 53		Or	7,20
				Pl	Ab 20,18
					An 22,88
				Ne	0,52
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 14,14
					Hd 5,17
				Opx	En
					Fs
				Ol	Fo 10,76
					Fa 4,97
				Mag	5,53
				Ilm	4,40
				Ap	1,53



311

ENSEMBLE BASALTIQUE INFRA-CANTALIEN

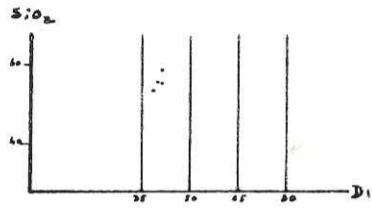
HAWAIIITES

Littérature : 4 Secteur étudié : 0

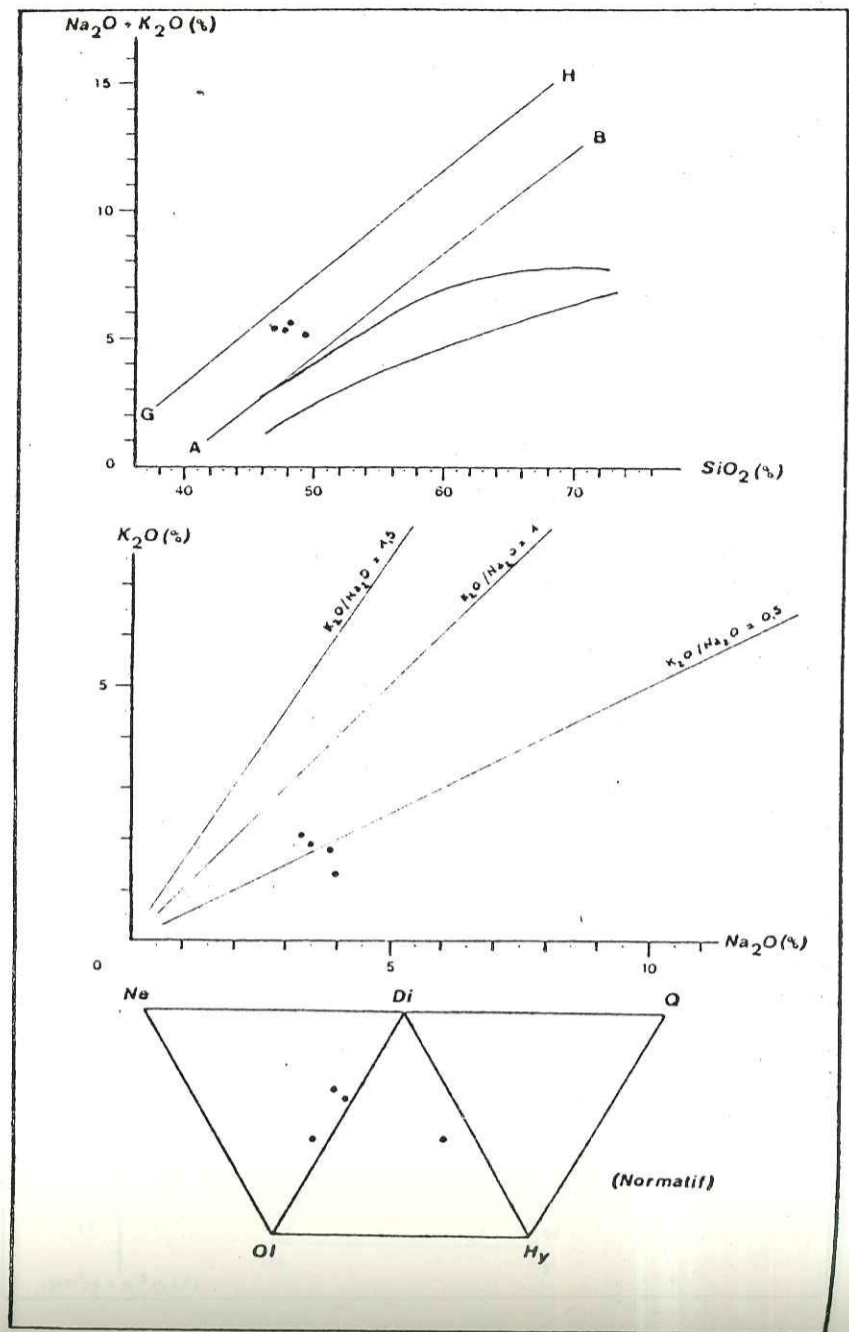
N = 4

Laves mésocrates - Souvent aphyriques - Termes holocristallins rares - Structure microlitique porphyrique.

Phénocristaux %	Mésostase %
An50-60 0,6 - 15	An35-45 45-- 55
Cpx 0 - 2,3	Cpx 25 - 37
Ol 1 - 3	Ol 2,9 - 4,2
Hb +	Ap 1,3 - 1,6
	Bi 0,3 - 2,5
Hb résorbée	AnaI +
	Or +
	Op 9 - 11
	Verre +



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	47,90	Ba	nd	Rb/Sr	0,05
Al ₂ O ₃	14,66	Rb	50	K /Rb	290
FeO*	11,92	Sr	1065	K /Ba	-
MnO	0,15	Li	nd	Ca/Sr	55
MgO	6,29	Co	nd	S.I.	26,16
CaO	8,29	Cr	nd	D.I.	41,13
Na ₂ O	3,65	Cu	nd	FeO*/MgO	1,90
K ₂ O	1,78	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	2,48	V	nd		
P ₂ O ₅	0,83	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	1,10	K ₂ O/Na ₂ O = 0,49			
H ₂ O ⁻	0,63	An % = 38			
				Q	10,51
				Or	30,33
				Pl	18,36
				Ab	0,29
				An	
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 9,65
					Hd 4,41
				OpX	
				En	
				Fs	
				Ol	Fo 7,84
					Fa 4,52
				Mag	5,77
				Ilm	4,71
				Ap	1,96



312

ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN

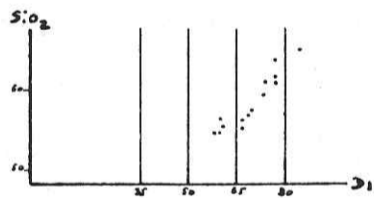
ÉCOULEMENTS PYROCLASTIQUES LATITIQUES

Littérature : 14 Secteur étudié : 1

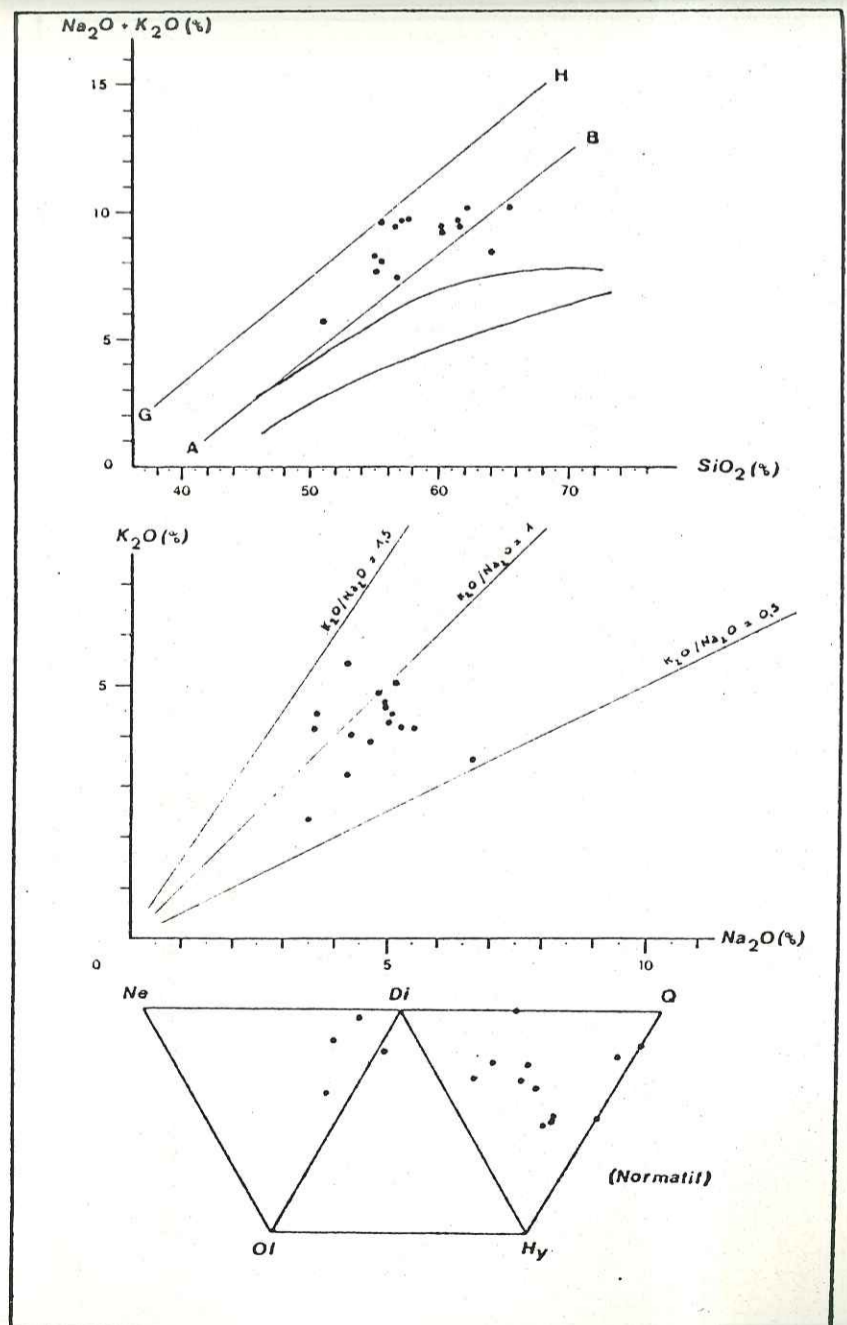
N = 15

Laves leucocrates à éléments et matrice latitique - Éléments à structure microlitique porphyrique - Matrice vitroclastique.

Phénocristaux %
An25-35 20,4
Hb 6,5
Cpx 3,9
Bi 1,7
Sph 0,2
Ap 0,5
Op 2,7



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	58,79 ± 3,45	Ba	731 ± 185	Rb/Sr	0,21
Al ₂ O ₃	17,55 ± 1,62	Rb	159 ± 85	K /Rb	224
FeO*	4,96 ± 1,34	Sr	747 ± 149	K /Ba	49
MnO	0,12 ± 0,05	Li	nd	Ca/Sr	44
MgO	1,56 ± 0,69	Co	nd	S.I.	9,76
CaO	4,59 ± 1,21	Cr	nd	D.I.	70,02
Na ₂ O	4,83 ± 0,77	Cu	nd	FeO*/MgO	3,24
K ₂ O	4,29 ± 0,55	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	1,03 ± 0,45	V	nd		
P ₂ O ₅	0,27 ± 0,23	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	0,66 ± 0,85	K ₂ O/Na ₂ O =			
H ₂ O ⁻	0,81 ± 0,78	An % =			
				Q	3,80
				Or	25,35
				Pl	40,87
				Ab	13,53
				An	
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 4,48
					Hd 1,52
				OpX	
				En	
				Fs	
				Ol	Fo 1,80
					Fa 0,70
				Mag	3,66
				Ilm	1,95
				Ap	0,63



313

ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN

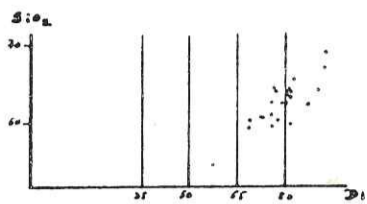
LATITES ET TRACHYTES

N = 21

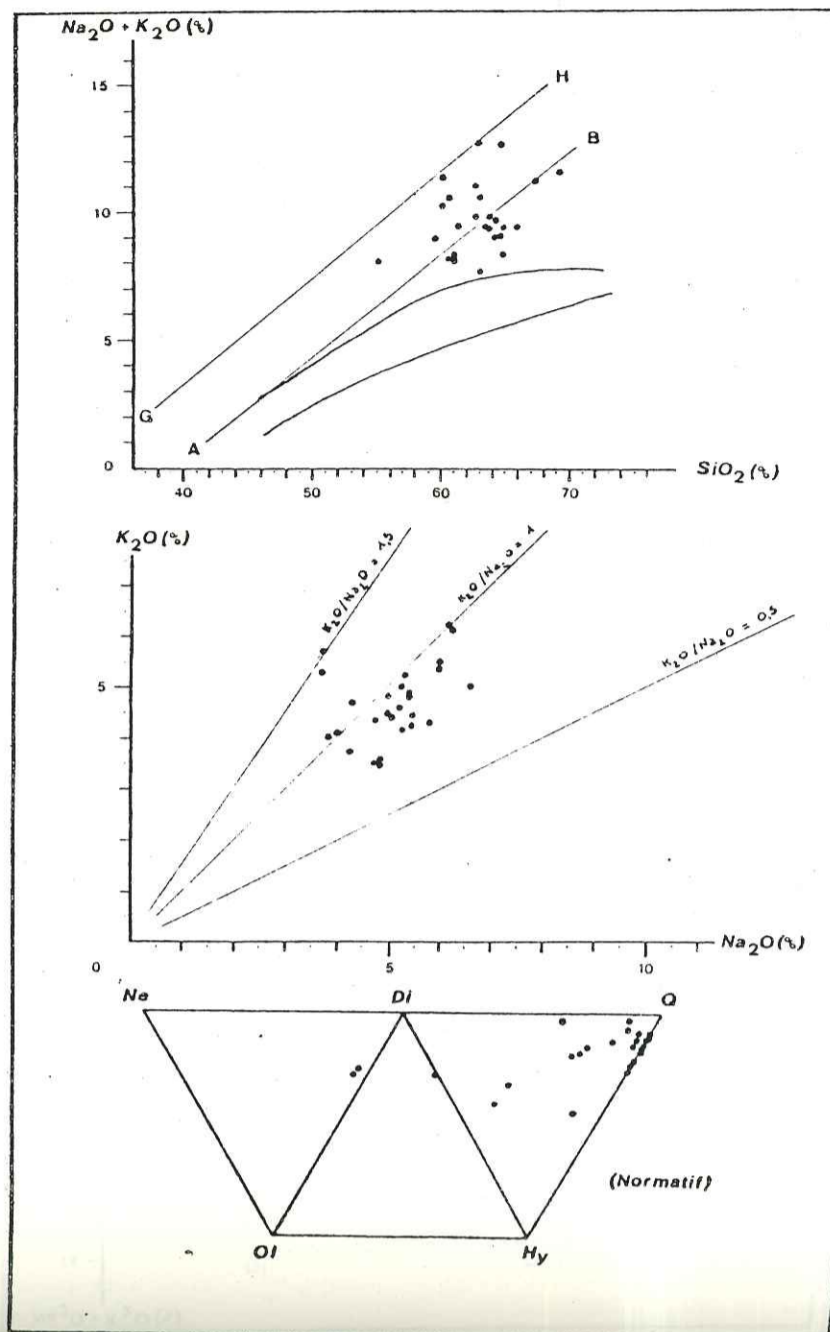
Littérature : 19 Secteur étudié : 2

Laves leucocrates à hololeucocrates - Structure microlitique porphyrique, parfois de type trachytique - Holocristallines - Contiennent rarement un peu de verre.

Phénocristaux %		Mésostase %	
Fk	8 - 31	Fk	20 - 40
Or	0 - 6	Or	16 - 22
An30-35	0,2 - 0,5	An20-30	0 - 11
Hb	0 - 1	Bi	0 - 1
Bi	0 - 2	Cpx	0 - 1,5
Cpx	0 - 2	Op	0 - 5
Sph	0 - 0,5	Verre	0 - 40
Zr	0 - 0,1		
Ap	0 - 0,5		
Op	0,4 - 1,7		



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	63,13 ± 2,87	Ba	723 ± 166	Rb/Sr	0,39
Al ₂ O ₃	17,24 ± 0,99	Rb	247 ± 131	K/Rb	155
FeO*	3,68 ± 1,42	Sr	627 ± 217	K/Ba	53
MnO	0,07 ± 0,03	Li	22 ± 2	Ca/Sr	27
MgO	0,89 ± 0,62	Co	15 ± 10	S.I.	6,10
CaO	2,35 ± 1,39	Cr	8 ± 3	D.I.	80,64
Na ₂ O	5,17 ± 0,72	Cu	7 ± 3	FeO*/MgO	4,14
K ₂ O	4,61 ± 0,72	Ni	15 ± 5	Ni/Co	1,00
TiO ₂	0,75 ± 0,23	V	38 ± 11		
P ₂ O ₅	0,23 ± 0,17	Zn	80 ± 20		
H ₂ O ⁺	0,85 ± 0,54				
H ₂ O ⁻	0,50 ± 0,60				
		K ₂ O/Na ₂ O = 0,89			
		An % = 19			
				Q	9,66
				Or	27,24
				Pl	Ab 43,74
					An 10,15
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	0,02
				Wo	
				Cpx	Di
					Hd
				Opx	En 2,21
					Fs 0,08
				Ol	Fo
					Fa
				Mag	3,26
				Ilm	1,42
				Ap	0,54



314

ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN

RHYOLITES ALCALINES

N = 3

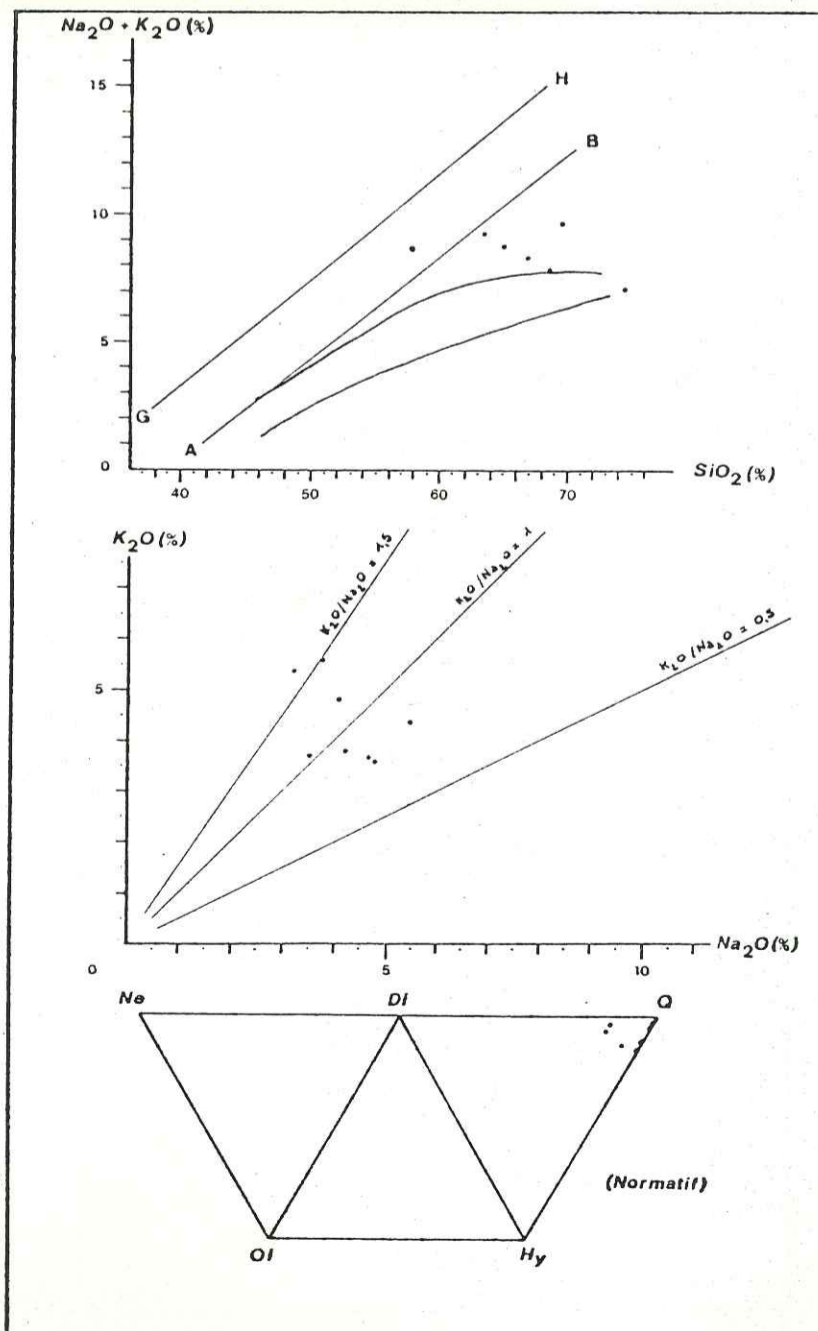
Littérature : 3 Secteur étudié : 0

Laves hololeucocrates, soit très vitreuses, soit sub-holocristallines à structure de type trachytique.

Phénocristaux %		Mésostase %	
Fk	2,8 - 3,3	Fk	17 - 28
Or	1	Or	7 - 14
An20-25	0 - 0,6	Tri	13,5
Hb	0 - 0,4	Bi	0 - 1,1
Sph	+	Op	1,5 - 1,8
Zr	00 - 0,1	Verre	38 - 56
Ap	0 - 0,1		
Op	0 - 0,5		



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	69,74	Ba	nd	Rb/Sr	Q
Al ₂ O ₃	14,92	Rb	nd	K/Rb	Or
FeO*	2,78	Sr	nd	K/Ba	Pl
MnO	0,05	Li	nd	Ca/Sr	Ab 34,01
MgO	0,77	Co	nd	S.I.	An 6,19
CaO	1,42	Cr	nd	D.I.	Ne
Na ₂ O	4,02	Cu	nd	FeO*/MgO	Lc
K ₂ O	4,42	Ni	nd	Ni/Co	Ac
TiO ₂	0,50	V	nd		Ns
P ₂ O ₅	0,13	Zn	nd		Cor
H ₂ O ⁺	0,48				Wo
H ₂ O ⁻	0,33				Cpx
					Di
					Hd
					Opx
					En 1,91
					Fs 0,62
					Ol
					Fo
					Fa
					Mag
					Ilm
					Ap
		K ₂ O/Na ₂ O = 1,10			2,18
		An % = 15			0,94
					0,30



315

ENSEMBLE LATITIQUE PALEO-CANTALIEN

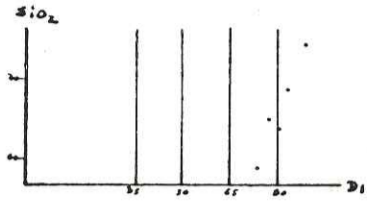
RHYOLITES HYPERALCALINES

N = 5

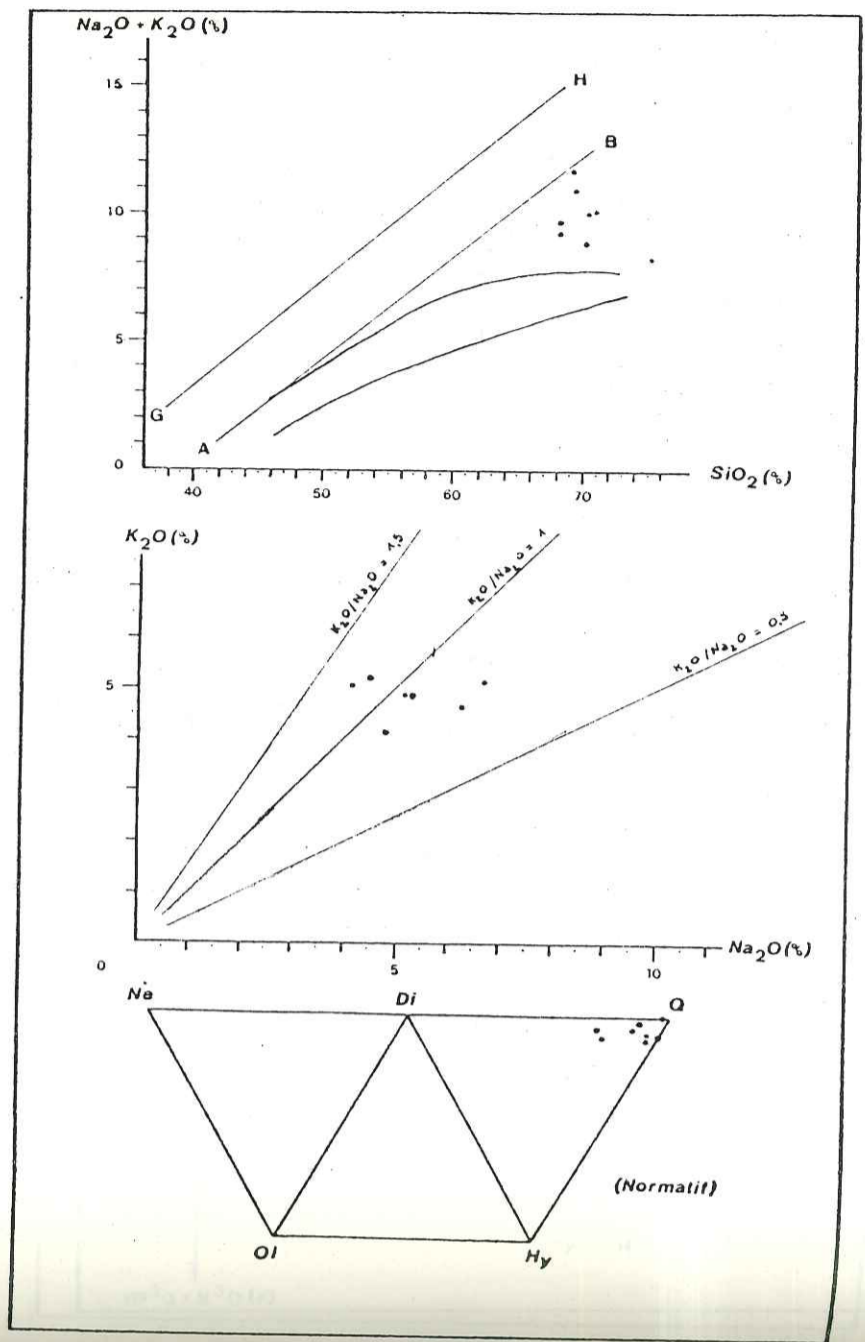
Littérature : 5 Secteur étudié : 0

Laves hololeucocrates, soit très vitreuses, soit subholocristallines à structure de type trachytique.

Phénocristaux %		Mésostase %	
Fk	2,8 - 3,3	Fk	17 - 28
Or	1	Or	7 - 14
An	0 - 0,6	Tri	13,5
Hb	0 - 0,4	Bi	0 - 1,1
Sph	+	Op	1,5 - 1,8
Zr	0 - 0,1	Verre	38 - 56
Ap	0 - 0,1		
Op	0 - 0,5		



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	70,90	Ba	nd	Rb/Sr	Q 19,35
Al ₂ O ₃	13,60	Rb	nd	K/Rb	Or 27,47
FeO*	3,98	Sr	nd	K/Ba	Pl Ab 44,06
MnO	0,09	Li	nd	Ca/Sr	Ne
MgO	0,67	Co	nd		Lc
CaO	5,64	Cr	nd	S.I.	Ac 3,22
Na ₂ O	4,65	Cu	nd	D.I.	Ns
K ₂ O	0,11	Ni	nd	FeO*/MgO	Cor
TiO ₂	0,04	V	nd	Ni/Co	Wo
P ₂ O ₅	0,25	Zn	nd		Cpx Di 0,92
H ₂ O ⁺	0,36	K ₂ O/Na ₂ O = 0,82			Hd 1,67
H ₂ O ⁻		An % = 0			En 0,29
					Opx Fs 0,61
					Ol Fo
					Mag 0,71
					Ilm 0,20
					Ap 0,09



316

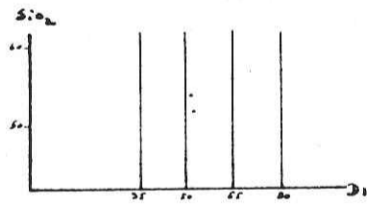
ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

TRACHYANDESITES À ORTHOPYROXÈNE - BRÈCHES

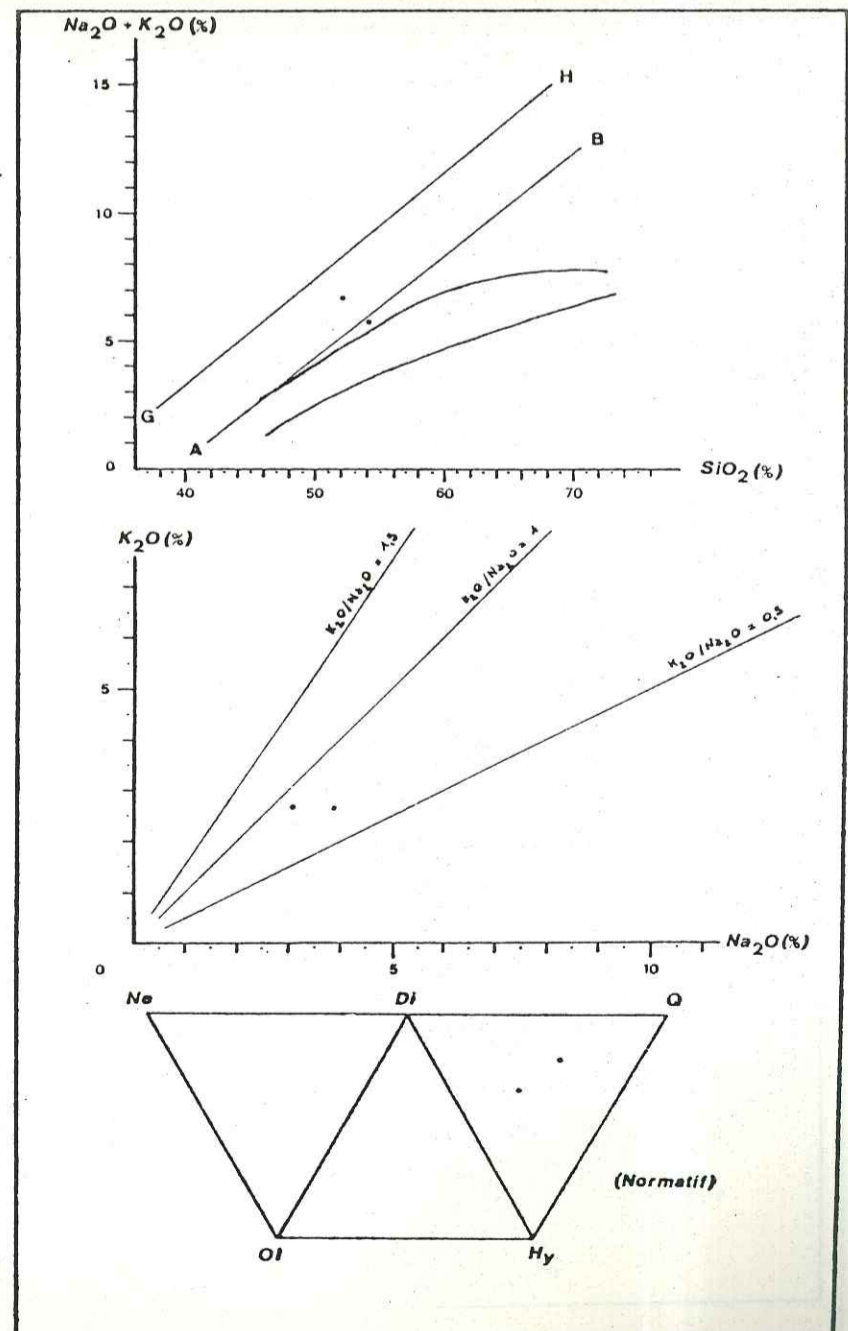
N = 2

Littérature : 2 Secteur étudié : 0

Laves mésocrates - Éléments holocristallins à structure microlitique porphyrique et matrice vitroclastique - Hypersthène toujours indemne de toute résorption.



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	53,00	Ba	553	Rb/Sr	Q 0,12
Al ₂ O ₃	16,82	Rb	69	K/Rb	Or 15,54
FeO*	7,82	Sr	572	K/Ba	Pl Ab 29,61
MnO	0,26	Li	nd	Ca/Sr	Ne 22,41
MgO	1,83	Co	nd		Lc
CaO	6,82	Cr	nd	S.I.	Ac
Na ₂ O	3,50	Cu	nd	D.I.	Ns
K ₂ O	2,63	Ni	nd	FeO*/MgO	Cor
TiO ₂	1,99	V	nd	Ni/Co	Wo
P ₂ O ₅	0,60	Zn	nd		Cpx Di 3,79
H ₂ O ⁺	nd	K ₂ O/Na ₂ O = 0,75			Hd 2,33
H ₂ O ⁻	nd	An % = 43			En 2,79
					Opx Fs 1,97
					Ol Fo
					Mag 5,06
					Ilm 3,77
					Ap 1,42



317

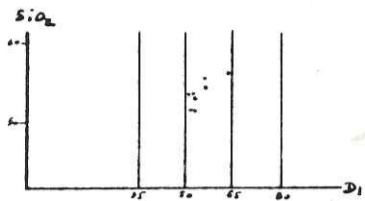
ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

TRACHYANDÉSITES À ORTHOPYROXÈNE - LAVES MASSIVES N = 9

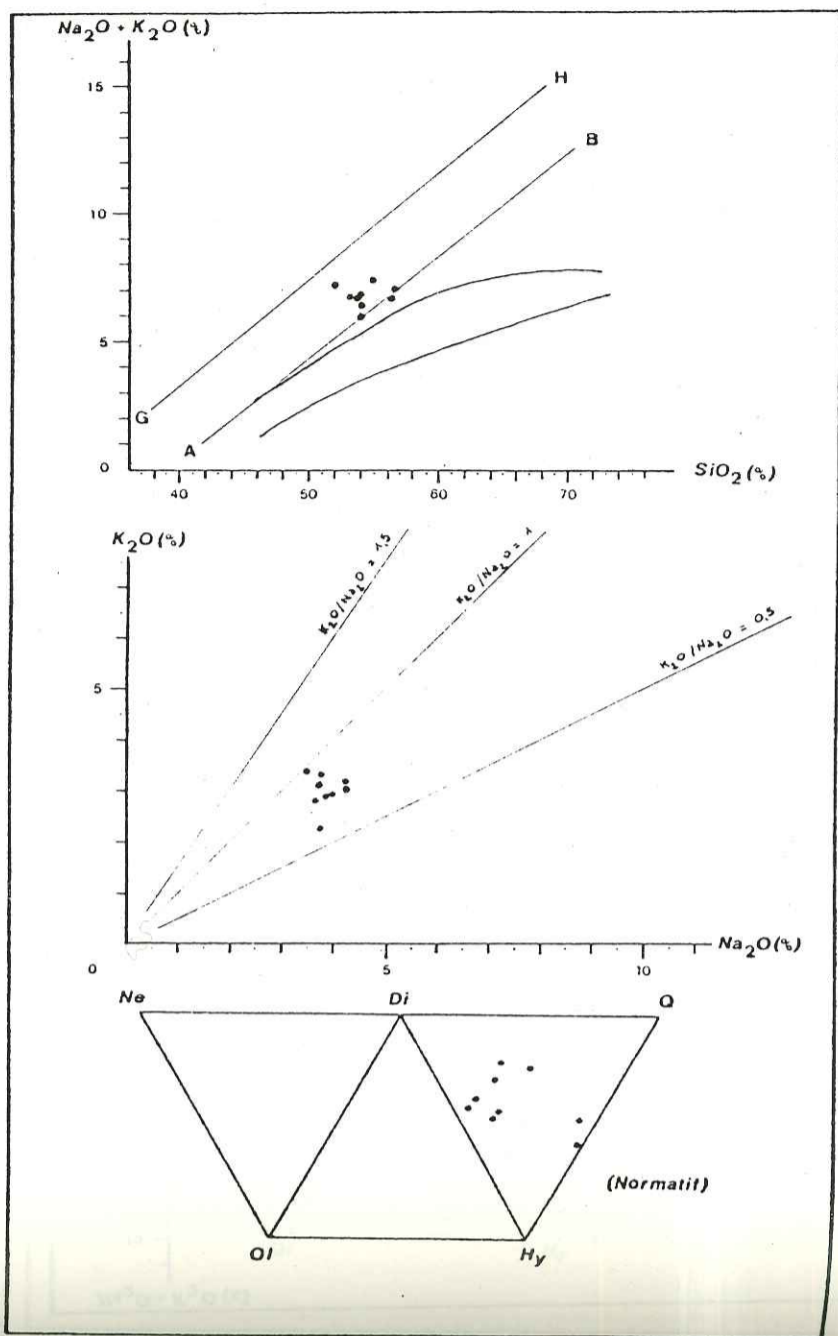
Littérature : 3 Secteur étudié : 6

Laves mésocrates, holocristallines - Structure microlitique porphyrique - Hypersthène toujours résorbé ou en voie de résorption.

Phénocristaux %		Mésostase %	
An34-45	15 - 28	An25-35	34 - 45
Cpx	0 - 4	Or	15 - 29
Hb	6	Cpx	0 - 4,5
Opx	0,3 - 0,7	Op	4,4 - 4,8
Bi	0 - 0,6	Tri	0,3 - 0,4
Ap	0,5 0,9		
Op	1,6 - 2,6		



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	54,22	Ba	619	Rb/Sr	0,18
Al ₂ O ₃	16,93	Rb	101	K / Rb	245
FeO*	8,00	Sr	561	K / Ba	40
MnO	0,16	Li	21	Ca/Sr	80
MgO	3,08	Co	27	S.I.	16,85
CaO	6,29	Cr	13	D.I.	54,57
Na ₂ O	3,87	Cu	15	FeO*/MgO	2,60
K ₂ O	2,98	Ni	25	Ni/Co	0,93
TiO ₂	1,97	V	175		
P ₂ O ₅	0,72	Zn	118		
H ₂ O ⁺	0,84	K ₂ O/Na ₂ O = 0,77			
H ₂ O ⁻	0,44	An % = 38			
				Q	4,23
				Or	17,60
				Pl	Ab 32,74
				An	20,02
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 3,84
				Hd	1,37
				Opx	En 5,88
				Fs	2,40
				Ol	Fo
				Fa	
				Mag	5,03
				Ilm	3,74
				Ap	1,70

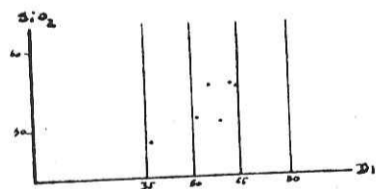


ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

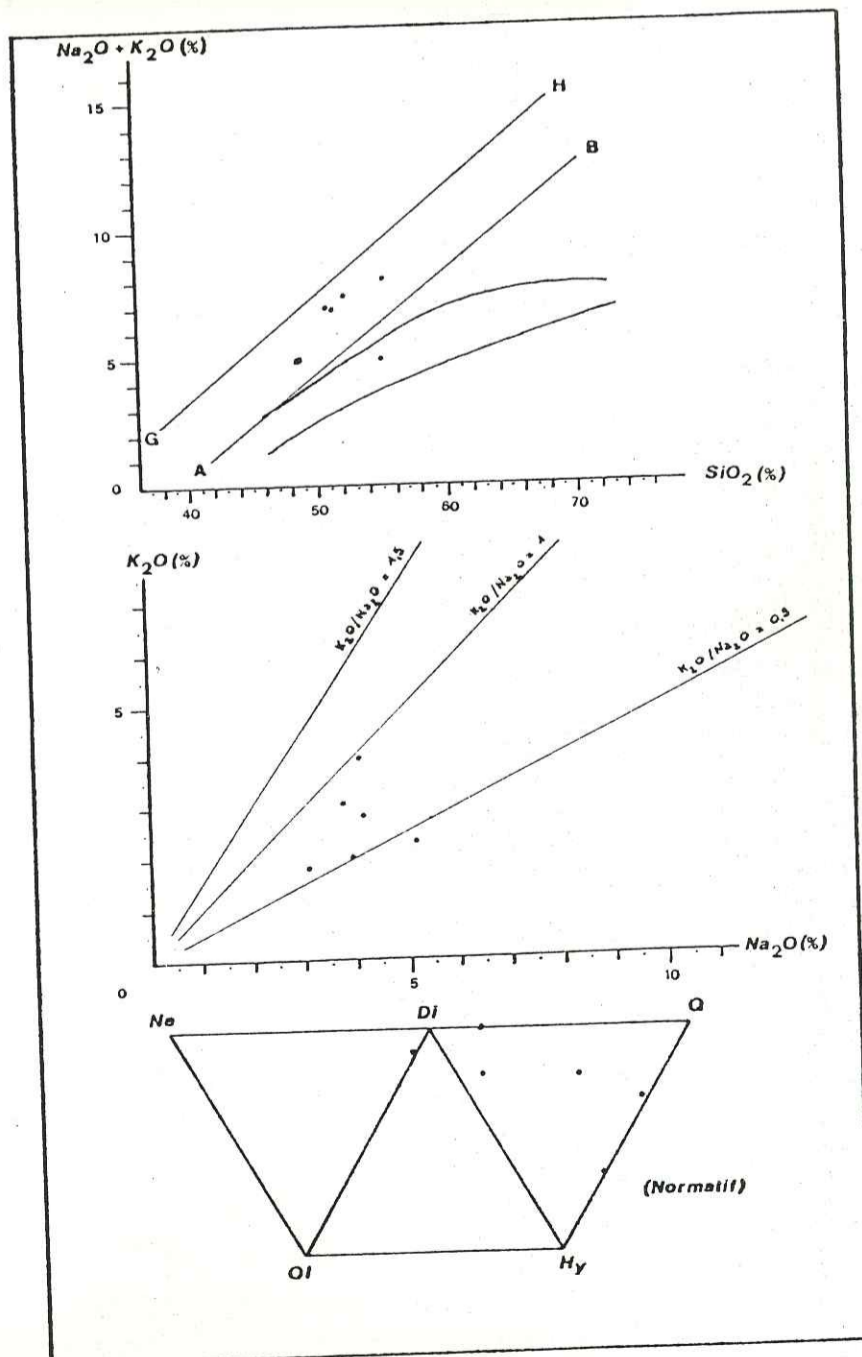
TRACHYANDÉSITES SANS ORTHOPYROXÈNE - BRÈCHES N = 6

Littérature : 6 Secteur étudié : 0

Laves mésocrates - Éléments holocristallins à structure microlitique porphyrique et matrice vitroclastique.



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	52,29	Ba	590	Rb/Sr	0,11
Al ₂ O ₃	17,37	Rb	74	K / Rb	300
FeO*	7,87	Sr	682	K / Ba	38
MnO	0,16	Li	nd	Ca/Sr	71
MgO	2,61	Co	nd	S.I.	15,01
CaO	6,73	Cr	nd	D.I.	52,26
Na ₂ O	3,88	Cu	nd	FeO*/MgO	3,01
K ₂ O	2,67	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	2,14	V	nd		
P ₂ O ₅	0,73	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	1,53	K ₂ O/Na ₂ O = 0,69			
H ₂ O ⁻	0,92	An % = 40			
				Q	3,66
				Or	15,77
				Pl	Ab 32,85
				An	22,09
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 4,04
				Hd	1,18
				Opx	En 4,62
				Fs	1,55
				Ol	Fo
				Fa	
				Mag	5,27
				Ilm	4,06
				Ap	1,72



ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

TRACHYANDESITES SANS ORTHOPYROXÈNE - LAVES MASSIVES N = 18

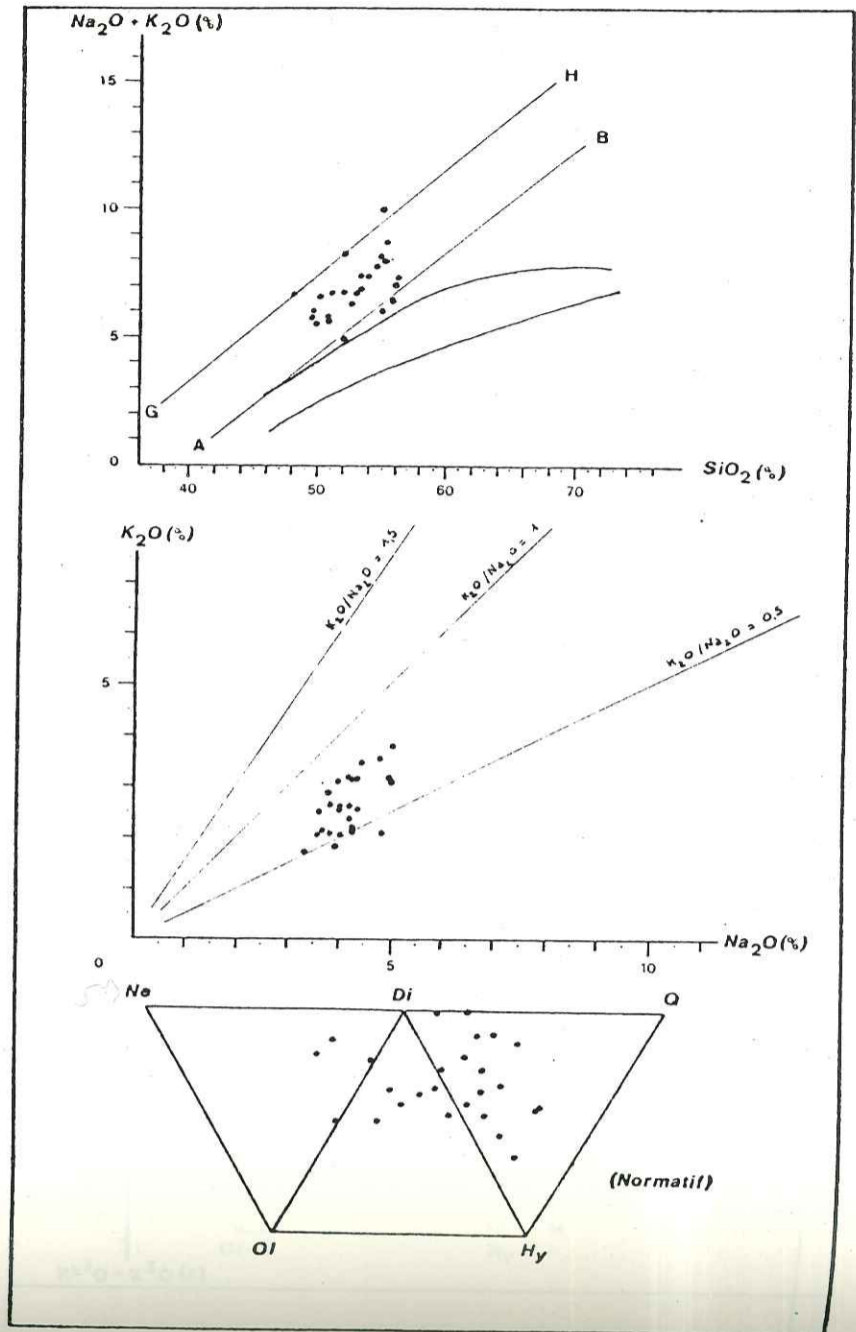
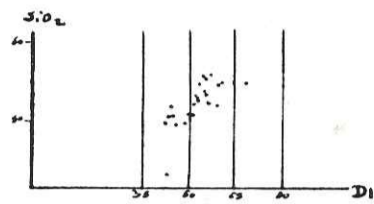
Littérature : 12 Secteur étudié : 6

Laves mésocrates - Structure microlitique porphyrique - Holocristallines.

	Cpx-01	Cpx-Hb	Hb
Phénocristaux %			
An (1)	8 - 26	7 - 21	7 - 8
Cpx	1 - 10	3 - 10	
Ol	2 - 4	0 - 0,6	
Hb	0 - 3,3	0,5 - 6,5	4
Ap	0,5	0,4 - 1	0,4
Op	1,4 - 3,4	1,2 - 3,7	1 - 2
Bi		0 - 2	
Mésostase %			
An (2)	26 - 41	33 - 47	51 - 55
Or	6 - 9	11 - 22	21 - 24
Cpx	13 - 24	4 - 15	3,3
Ol	2 - 5		
Bi	0 - 1	0 - 1	
Ap	0 - 0,2	0 - 0,2	
Anal	0 - 1,3		
Tri		0 - 3,4	2,3 - 2,8
Op	2 - 10	2 - 8	4 - 7

(1) An 35-55
(2) An 25-45

Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	53,08 ± 2,27	Ba	626 ± 115	Rb/Sr	0,15
Al ₂ O ₃	17,17 ± 1,12	Rb	92 ± 92	K/Rb	242
FeO*	7,65 ± 1,70	Sr	604 ± 186	K/Ba	36
MnO	0,13 ± 0,06	Li	23	Ca/Sr	85
MgO	3,11 ± 0,99	Co	22	S.I.	17,35
CaO	7,17 ± 1,15	Cr	11	D.I.	52,32
Na ₂ O	4,15 ± 0,42	Cu	20	FeO*/MgO	2,46
K ₂ O	2,68 ± 0,52	Ni	17	Ni/Co	0,77
TiO ₂	1,82 ± 0,59	V	148		
P ₂ O ₅	0,56 ± 0,24	Zn	99		
H ₂ O ⁺	0,98 ± 0,65				
H ₂ O ⁻	0,51 ± 0,39				
		K ₂ O/Na ₂ O = 0,65			
		An % = 37			
				Q	1,38
				Or	15,83
				Pl	Ab 35,11
				An	20,30
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 6,95
				Hd	2,38
				En	4,52
				Opx	Fs 1,78
				Ol	Fo
					Fa
				Mag	4,81
				Ilm	3,45
				Ap	1,32



320

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

LATITES À ORTHOPYROXÈNE - BRÈCHES ET LAVES MASSIVES N = 4 (2 + 2)

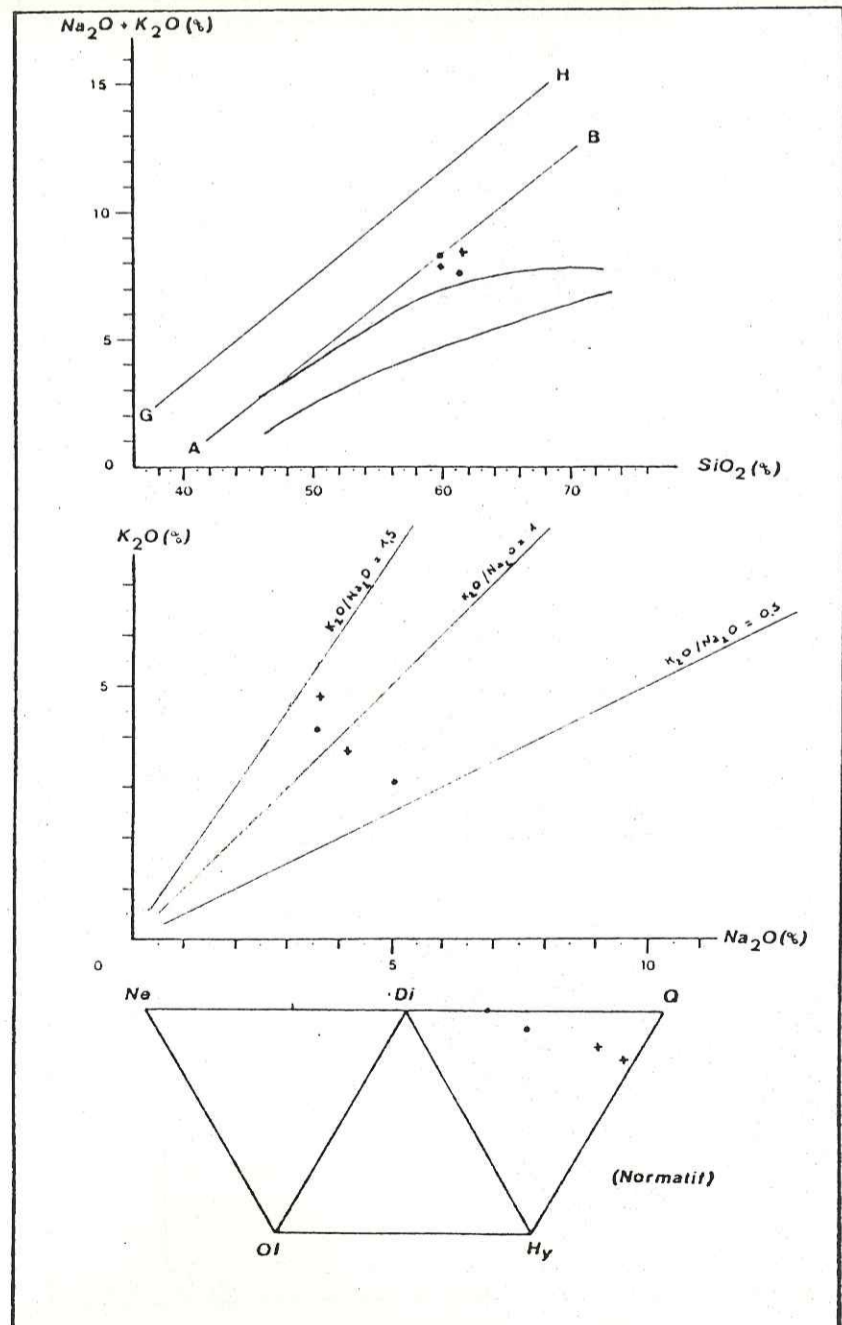
Littérature : 3 Secteur étudié : 1

Laves subleucocrates à leucocrates - Structure microlitique porphyrique - Jamais holocristallines - Hypersthène toujours indemne de toute résorption.

Phénocristaux %	Mésostase %
An45-55 14 - 30	Felds. 57 - 67
Hb 0 - 2	Cpx + Hb 3 - 7
Cpx 0 - 2	Tri +
Opx 0,5 - 5	Ap 0 - 2
Op 0 - 1,10p	3 - 5
	Verre 5 - 40



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	60,66	Ba	680	Rb/Sr	0,22
Al ₂ O ₃	15,45	Rb	151	K/Rb	215
FeO*	5,88	Sr	685	K/Ba	48
MnO	0,08	Li	nd	Ca/Sr	52
MgO	1,28	Co	nd	S.I.	8,30
CaO	4,99	Cr	nd	D.I.	68,81
Na ₂ O	4,10	Cu	nd	FeO*/MgO	4,60
K ₂ O	3,91	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	0,97	V	nd		
P ₂ O ₅	0,38	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	1,49				
H ₂ O ⁻	0,34				
		K ₂ O/Na ₂ O = 0,95			
		An % = 26			
				Q	11,02
				Or	23,10
				Pl	Ab 34,69
				An	12,20
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 4,42
				Hd	3,90
				En	1,13
				Opx	Fs 1,14
				Ol	Fo
					Fa
				Mag	3,58
				Ilm	1,84
				Ap	0,89



321

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

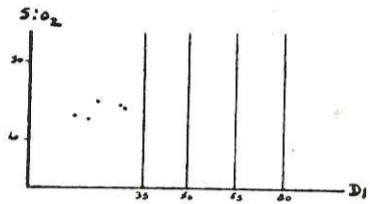
BASALTES PORPHYRIQUES

N = 5

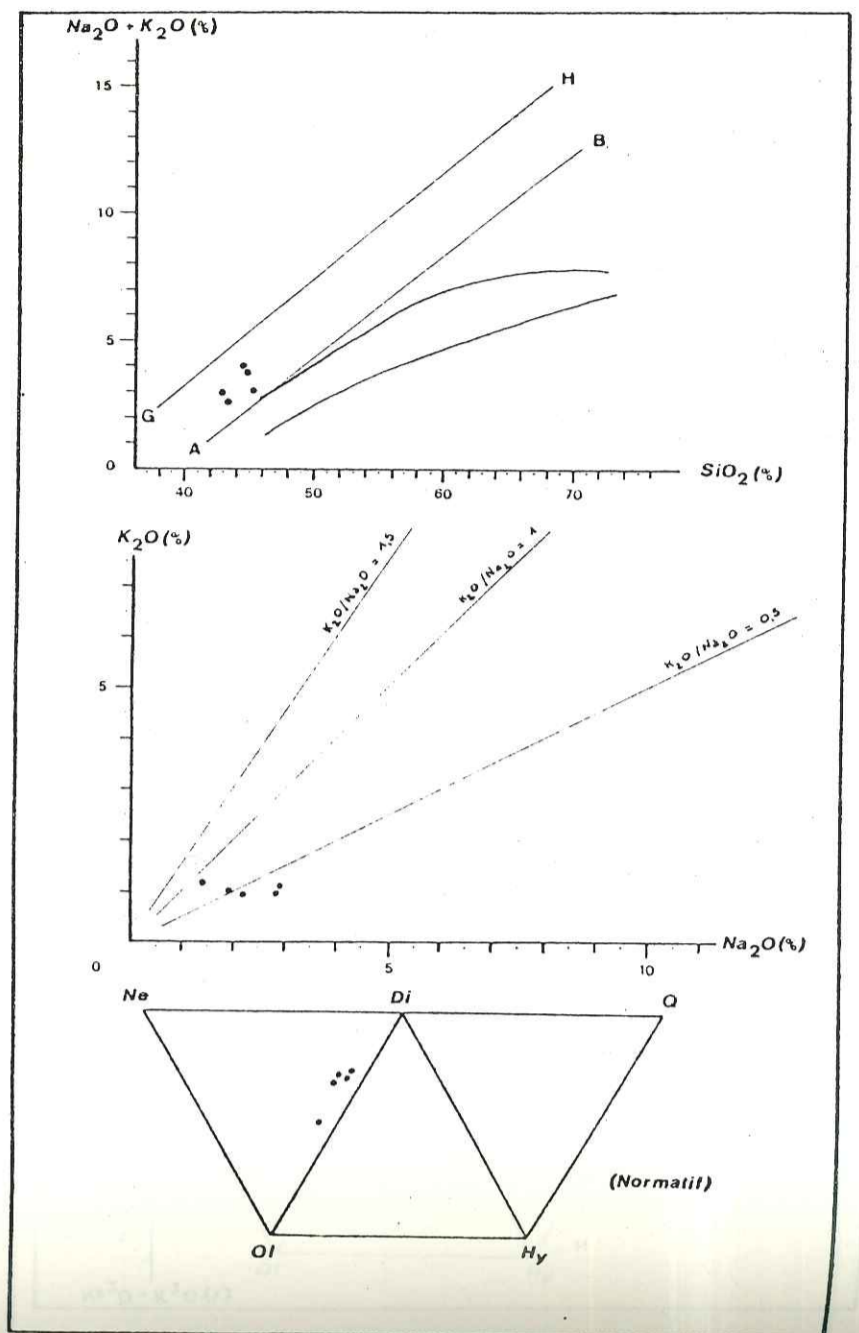
Littérature : 5 Secteur étudié : 0

Laves mésocrates, holocristallines - Très forte proportion de phénocristaux - Structure microlitique porphyrique - Deux types de laves sont distingués sur les proportions relatives des phénocristaux d'augite et d'olivine :
 Cpx/Ol > 2 → "augitites"
 < 2 → "ankaramites"

Phénocristaux %	Mésostase %
Ol 6 - 13	Ol 3 - 5
Cpx 20 - 26	Cpx 11 - 16
An55-60 0 - 2	An20-35 30 - 37
Op 0,9 - 2,4	Ap 1 - 2
0,9	Bi 0,3 - 1,3
	Op 5 - 7
	Anal
	Verre) 2 - 4



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	44,00	Ba	392	Rb/Sr	0,06
Al ₂ O ₃	14,61	Rb	32	K/Rb	265
FeO*	11,63	Sr	499	K/Ba	22
MnO	0,17	Li	nd	Ca/Sr	175
MgO	9,26	Co	nd	S.I.	37,61
CaO	12,20	Cr	nd	D.I.	22,23
Na ₂ O	2,27	Cu	nd	FeO*/MgO	1,26
K ₂ O	1,02	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	2,90	V	nd	Q	6,02
P ₂ O ₅	0,41	Zn	nd	Or	12,68
H ₂ O ⁺	0,75	K ₂ O/Na ₂ O = 0,45		Ab	26,66
H ₂ O ⁻	0,35	An % = 68		An	3,53
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 20,27
				Hd	4,58
				En	
				Fs	
				Ol	Fo 9,57
				Mag	2,73
				Ilm	6,37
				Ap	5,50
					0,97



324

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

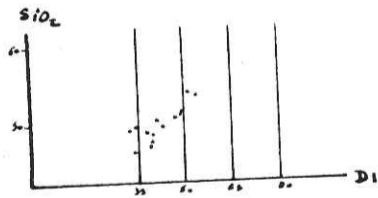
LEUCOBASALTES

N = 13

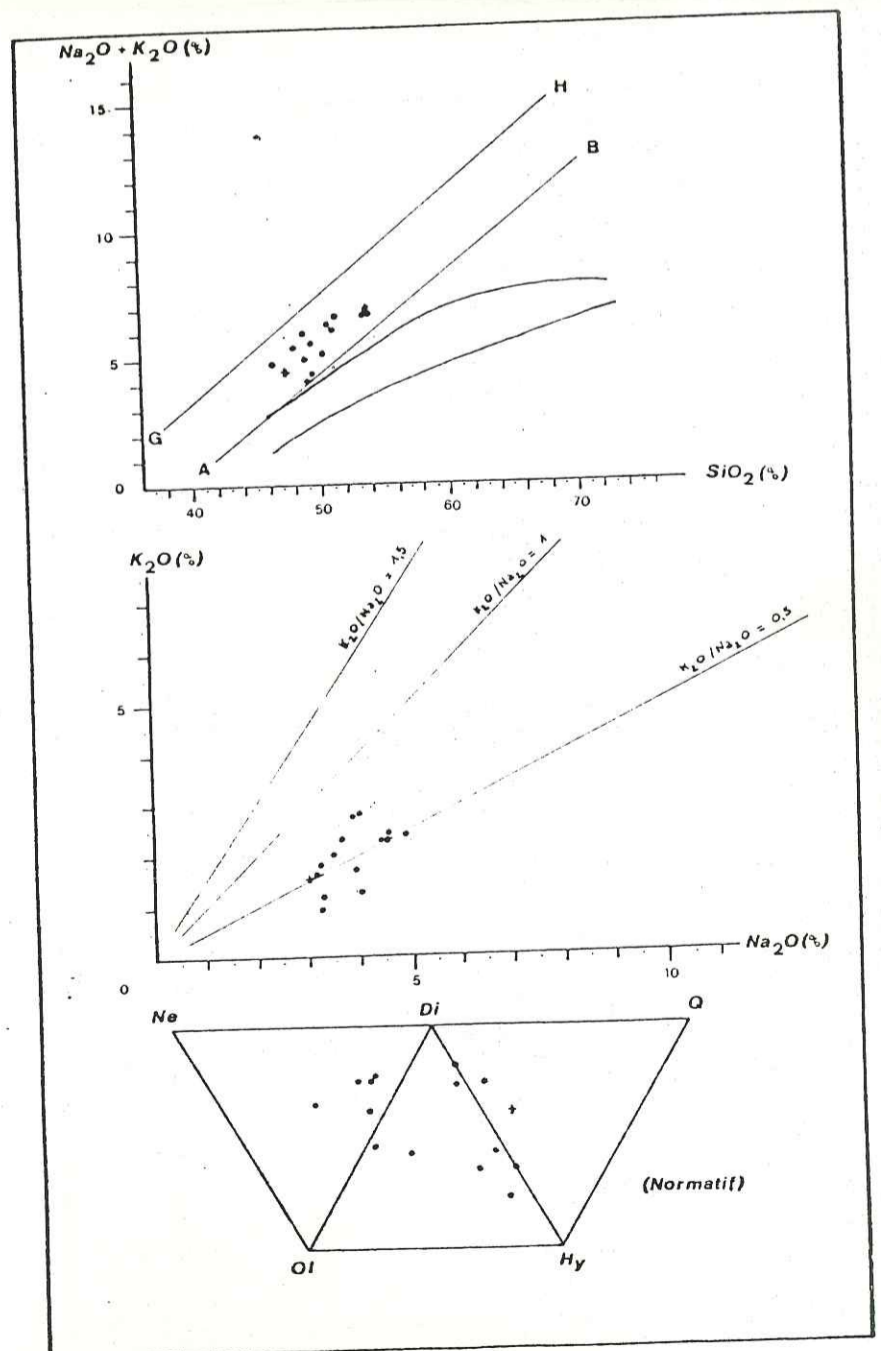
Littérature : 9 Secteur étudié : 4

Laves mésocrates à faciès basaltique, trachyandesitique ou "téphritique" - Structure microlitique porphyrique - Jamais entièrement cristallisées - Termes aphyriques courants.

Phénocristaux %	Mésostase %
Ol 0 - 4	Ol 0 - 4
Cpx 1 - 17	Cpx 8 - 22
An45-50 2 - 25	An38 21 - 49
Hb 0,1 - 5	Bi 0 - 1
Op 0,4 - 4,7	Anal 0 - 3
	Or 0 - 15
	Ap 1 - 2
	Verre 0 - 2



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	50,14 ± 2,30	Ba	513	Rb/Sr	0,08
Al ₂ O ₃	16,82 ± 1,83	Rb	54	K/Rb	309
FeO*	9,27 ± 1,55	Sr	705	K/Ba	33
MnO	0,14 ± 0,07	Li	17	Ca/Sr	83
MgO	4,88 ± 1,64	Co	39	S.I.	23,90
CaO	8,18 ± 1,01	Cr	108	D.I.	44,95
Na ₂ O	3,91 ± 0,54	Cu	41	FeO*/MgO	1,90
K ₂ O	2,01 ± 0,48	Ni	67	Ni/Co	1,72
TiO ₂	1,98 ± 0,86	V	239	Q	11,87
P ₂ O ₅	0,51 ± 0,30	Zn	117	Or	33,08
H ₂ O ⁺	0,76 ± 0,63	K ₂ O/Na ₂ O = 0,51		Ab	22,40
H ₂ O ⁻	0,66 ± 0,57	An % = 40		An	
				Ne	
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 8,63
				Hd	3,34
				En	0,88
				Op	Fs 0,39
				Ol	Fo 5,09
				Mag	2,48
				Ilm	5,04
				Ap	3,76
					1,20



325

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

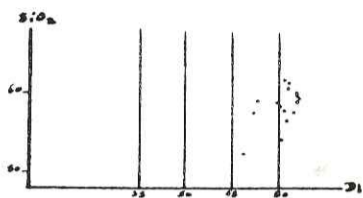
MIASKITES

N = 16

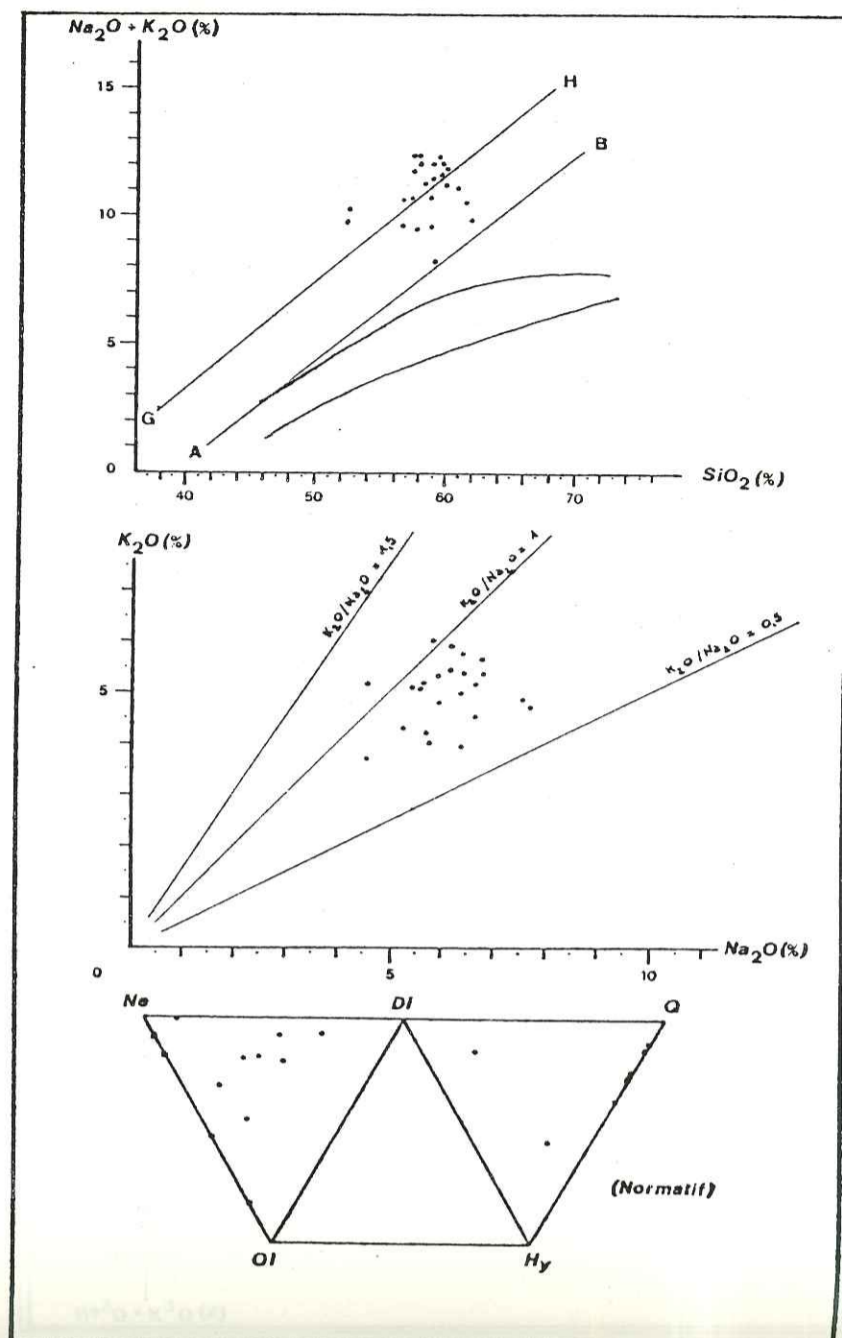
Littérature : 15 Secteur étudié : 1

Laves hololeucocrates, holocristallines - Structure microlitique porphyrique.

Phénocristaux %		Mésostase %	
An25-35	2 - 3	Fk	21 - 23
Fk	8 - 11	Or	38 - 43
Or	0,4 - 2	Sod	5 - 11
Bi	0,2 - 0,5	Ne	0 - 2
Ac	0,5 - 2	Anal	3 - 4
Ap	0,1 - 0,3	Ac	5 - 7
Sph	0,1 - 0,2	Op	0,5
Op	0,6		
Häüy	0,5 - 1		



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	58,94 ± 1,82	Ba	780	Rb/Sr	0,74
Al ₂ O ₃	19,99 ± 1,15	Rb	206	K/Rb	
FeO*	3,32 ± 1,43	Sr	278	K/Ba	
MnO	0,12 ± 0,06	Li	nd	Ca/Sr	
MgO	0,69 ± 0,34	Co	nd	S.I.	4,43
CaO	2,44 ± 0,72	Cr	nd	D.I.	81,34
Na ₂ O	6,38 ± 0,96	Cu	nd	FeO*/MgO	4,82
K ₂ O	4,97 ± 0,59	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	0,55 ± 0,40	V	nd		
P ₂ O ₅	0,36 ± 0,40	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	1,12 ± 0,58	K ₂ O/Na ₂ O = 0,78 An % = 16		Q	
H ₂ O ⁻	0,58 ± 0,37			Or	29,36
				P1	Ab 49,63 An 9,75
				Ne	2,35
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	0,53
				Wo	
				Cpx	Di Hd
				Opx	En Fs
				O1	Fo 1,20 Fa 0,26
				Mag	2,97
				Ilm	1,04
				Ap	0,85



328

ENSEMBLE TRACHYANDESITIQUE NEO-CANTALIEN

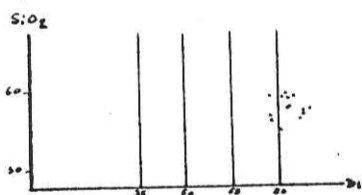
AGPAÏTES

N = 10

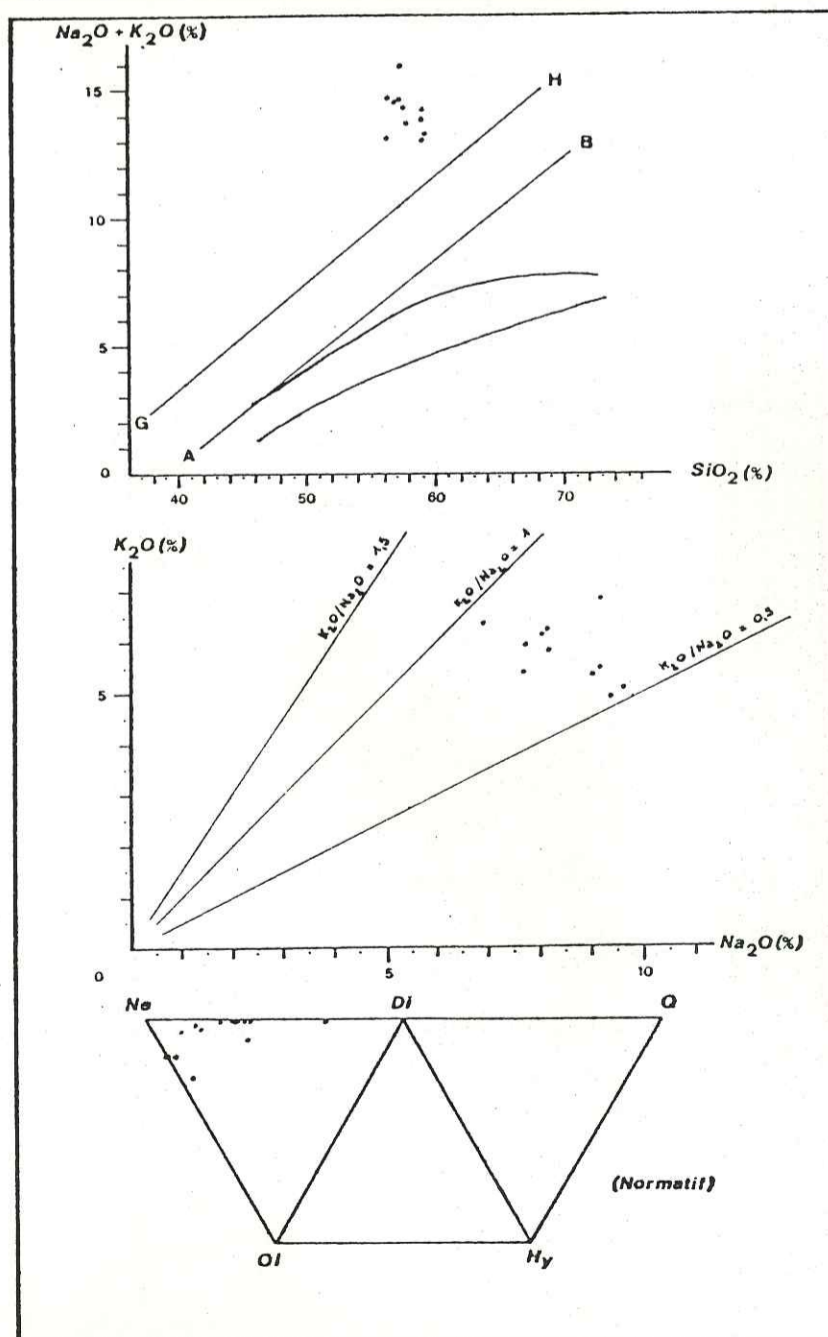
Littérature : 10 Secteur étudié : 0

Laves hololeucocrates, holocristallines. - Anorthose plus sodique que dans les miaskites (J. Demange, 1974) - Structure microlitique porphyrique.

Phénocristaux %		Mésostase %	
Fk	2 - 8	Fk	16 - 30
Or	2 - 6	Or	45 - 53
An20-25	0,1 - 1	Sod	1 - 13
Hb	0 - 0,1	Ne	0 - 1
Bi	0 - 0,2	Anal	0,3 - 3
Ac	0,2 - 8	Ac	0,5 - 4
Ap	0,2 - 0,3	Op	0,3 - 1
Sph	0,2 - 0,3		
Häüy	0,5 - 1,5		
Op	0 - 0,3		



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	58,50 ± 1,01	Ba		Rb/Sr	Q
Al ₂ O ₃	16,38 ± 1,54	Rb		K/Rb	Or 34,09
FeO*	3,60 ± 0,53	Sr		K/Ba	P1 Ab 33,47 An
MnO	0,07 ± 0,02	Li		Ca/Sr	Ne 15,68
MgO	0,29 ± 0,27	Co		S.I.	Lc 4,57
CaO	2,19 ± 1,30	Cr		D.I.	Ns
Na ₂ O	7,99 ± 1,18	Cu		FeO*/MgO	Cor
K ₂ O	5,77 ± 0,44	Ni		Ni/Co	Wo 0,24
TiO ₂	0,14 ± 0,11	V			Cpx Di 1,55 Hd 7,03
P ₂ O ₅	0,06 ± 0,04	Zn			Opx En Fs
H ₂ O ⁺	0,78 ± 0,65	K ₂ O/Na ₂ O = 0,72 An % = 0			O1 Fo Fa
H ₂ O ⁻	0,45 ± 0,28			Mag	0,08
				Ilm	0,26
				Ap	0,14



329

ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN

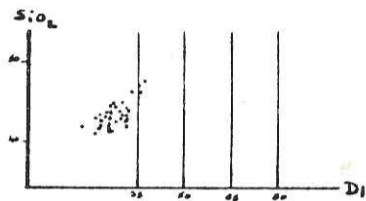
BASANITES À NÉPHÉLINE ET ANALCIME

N = 33

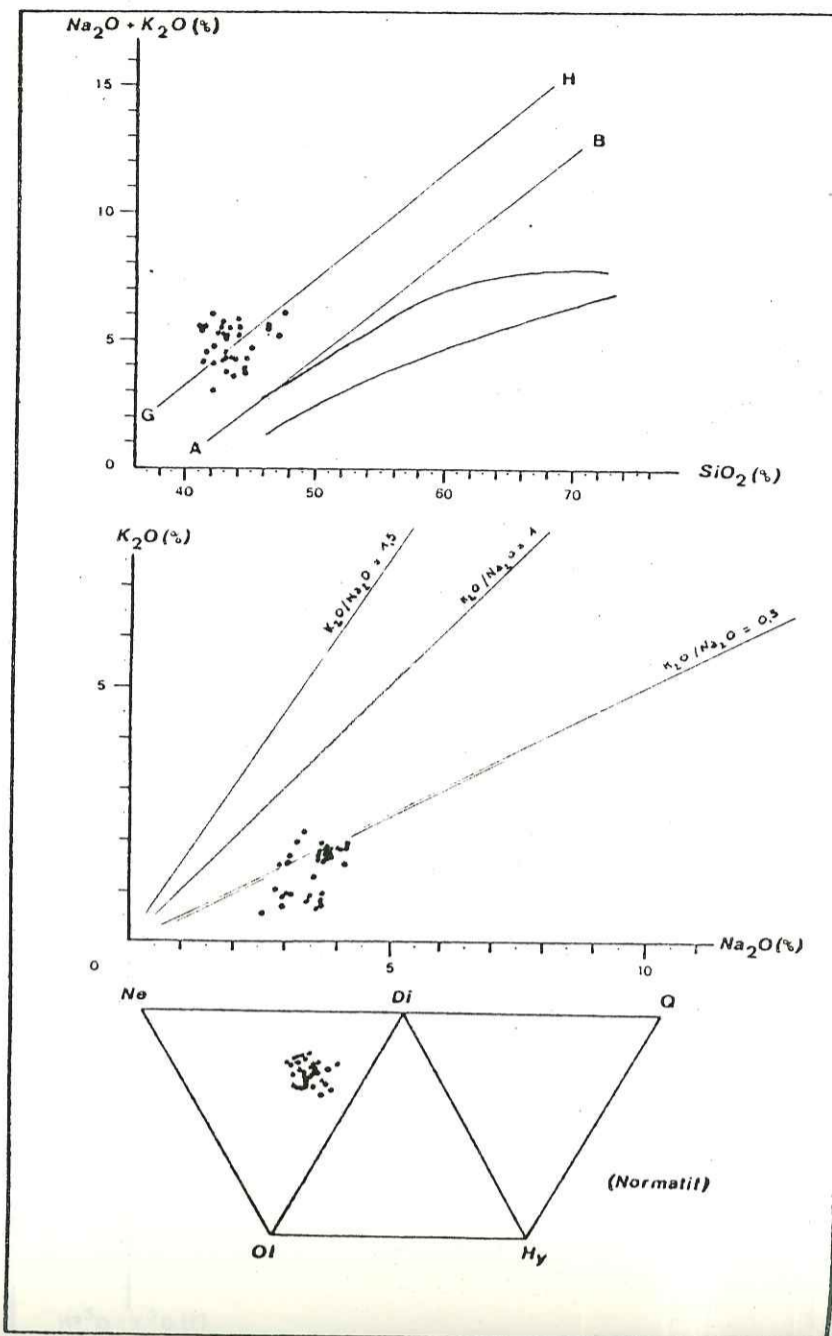
Littérature : 10 Secteur étudié : 23

Laves mélanocrates à tendance ankaramitique marquée - Renferment de nombreux nodules de péridotite - Souvent vitreuses - Iernes holocristallins rares - Altération sonnenbrenner souvent intense.

Phénocristaux %	Mésostase %
Ol 7 - 20	Ol 0 - 5
Cpx 0 - 17	Cpx 21 - 49
Hb +	An55-60 0 - 40
An60-65 0 - 2	Ne 0 - 5
	Bi 0 - 0,5
Hb résorbée	Ana1 0 - 1
	Verre 0 - 70
	Op 5 - 10



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	43,28 ± 1,64	Ba	606 ± 133	Rb/Sr	0,09
Al ₂ O ₃	13,74 ± 0,93	Rb	72 ± 32	K /Rb	163
FeO*	11,28 ± 0,73	Sr	816 ± 123	K /Ba	19
MnO	0,20 ± 0,02	Li	13 ± 3	Ca/Sr	93
MgO	10,63 ± 1,47	Co	60 ± 7	S.I.	38,99
CaO	10,64 ± 0,86	Cr	306 ± 105	D.I.	28,86
Na ₂ O	3,50 ± 0,41	Cu	55 ± 11	FeO*/MgO	1,06
K ₂ O	1,41 ± 0,47	Ni	206 ± 68	Ni/Co	3,43
TiO ₂	2,91 ± 0,30	V	275 ± 38		
P ₂ O ₅	0,73 ± 0,29	Zn	116 ± 10		
H ₂ O ⁺	0,45 ± 0,51	K ₂ O/Na ₂ O = 0,40		Q	
H ₂ O ⁻	0,47 ± 0,35	An % = 64		Or	8,33
				Pl	Ab 9,81
					An 17,61
				Ne	10,72
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 20,51
					Hd 3,61
				Opx	En
					Fs
				Ol	Fo 11,88
					Fa 2,64
				Mag	6,39
				Ilm	5,32
				Ap	1,72



ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN

BASALTES MÉLANOCRATES

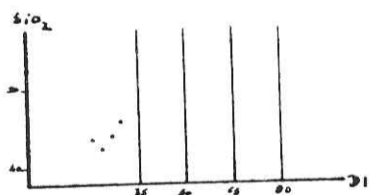
N = 4

Littérature : 0 Secteur étudié : 4

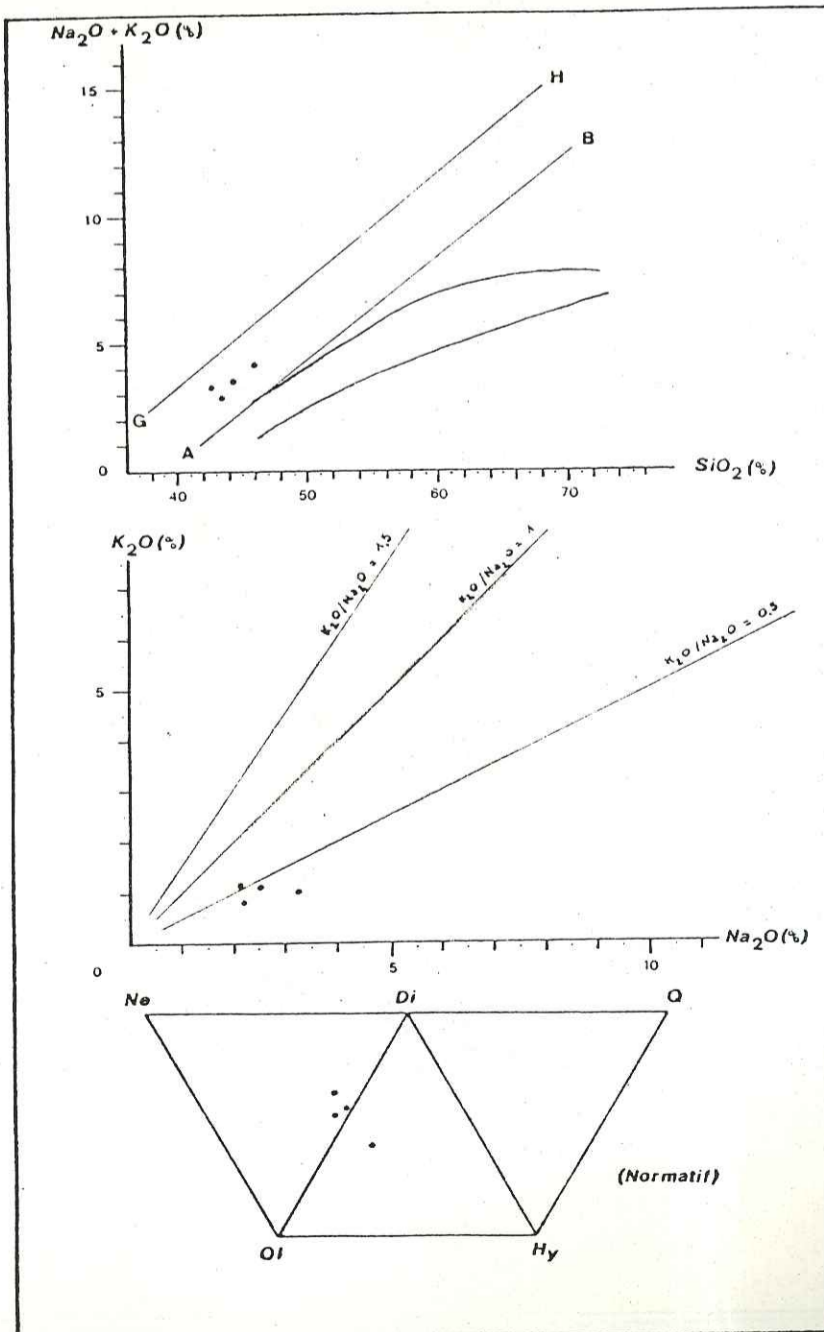
Laves mélanocrates - Structure microlitique porphyrique - Termes holocristallins rares - Souvent vitreux.

Aucun comptage n'a été effectué sur ces laves dont la paragenèse est :

Ol ± Cpx
Ol + Cpx ± An ± Bi ± verre



Elts	% pond.	Elts	ppm		NORME C.I.P.W.
SiO ₂	43,94	Ba	573	Rb/Sr	0,04
Al ₂ O ₃	14,09	Rb	38	K /Rb	218
FeO*	10,31	Sr	845	K /Ba	14
MnO	0,17	Li	12	Ca/Sr	86
MgO	10,41	Co	62	S.I.	42,28
CaO	10,13	Cr	375	D.I.	26,19
Na ₂ O	2,50	Cu	55	FeO*/MgO	0,99
K ₂ O	1,00	Ni	257	Ni/Co	4,15
TiO ₂	2,50	V	246		
P ₂ O ₅	0,67	Zn	108		
H ₂ O ⁺	1,66	K ₂ O/Na ₂ O = 0,40		Q	
H ₂ O ⁻	1,29	An % = 56		Or	5,90
				Pl	Ab 19,28
					An 24,27
				Ne	1,01
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	Di 14,59
					Hd 2,55
				Opx	En
					Fs
				Ol	Fo 13,42
					Fa 2,97
				Mag	5,79
				Ilm	4,74
				Ap	1,58



ENSEMBLE BASALTIQUE SUPRA-CANTALIEN

LEUCITO-NÉPHÉLINITES

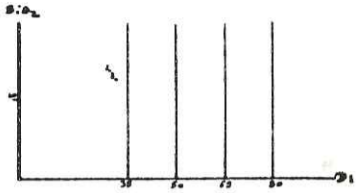
N = 6

Littérature : 6 Secteur étudié : 0

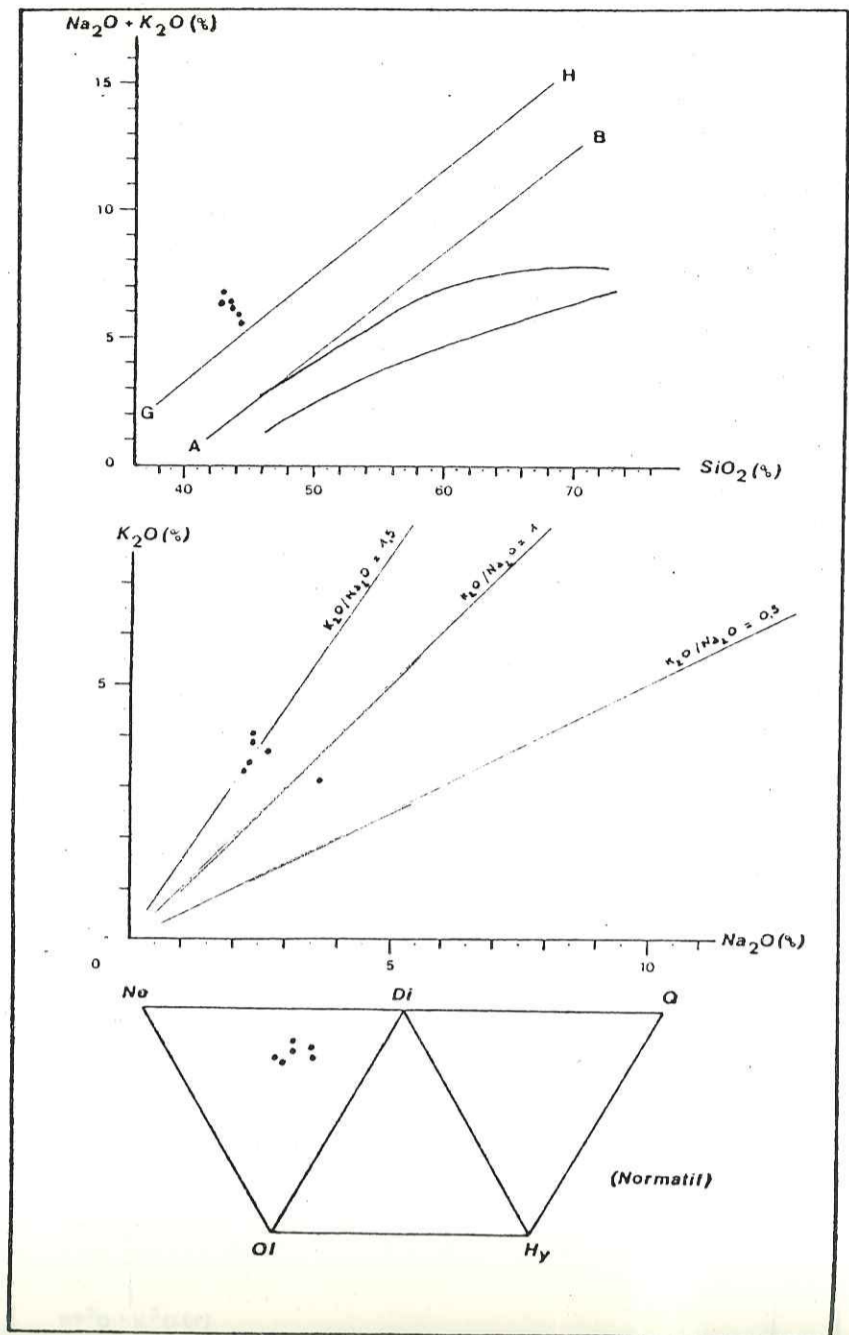
Laves mélanocrates, holocristallines - Structure microlitique, parfois un peu porphyrique - Renferment des nodules de péridotite.

Aucun comptage n'a été effectué sur ces laves dont la paragenèse est :

Ol ± Cpx
Cpx + Lc + Ne ± Anal ± Sod + Bi + Ap



Elts	% pond.	σ	Elts	ppm	σ	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	43,49 ± 0,54		Ba	636 ± 160		Rb/Sr	0,12
Al ₂ O ₃	9,82 ± 0,48		Rb	92 ± 18		K/Rb	328
FeO*	10,53 ± 0,24		Sr	771 ± 46		K/Ba	47
MnO	0,17 ± 0,01		Li	nd		Ca/Sr	100
MgO	14,33 ± 0,84		Co	nd		S.I.	45,54
CaO	10,84 ± 0,69		Cr	nd		D.I.	29,62
Na ₂ O	2,49 ± 0,33		Cu	nd		FeO*/MgO	0,74
K ₂ O	3,43 ± 0,26		Ni	nd		Ni/Co	-
TiO ₂	3,36 ± 0,27		V	nd			
P ₂ O ₅	0,52 ± 0,09		Zn	nd			
H ₂ O ⁺	0,06 ± 0,10		K ₂ O/Na ₂ O = 1,46				
H ₂ O ⁻	0,09 ± 0,06		An % = 100				
						Q	6,48
						Or	11,41
						Pl	11,73
						Ne	4,89
						Lc	13,99
						Ac	0,89
						Ns	7,04
						Cor	6,38
						Wo	1,23
						Cpx	33,91
						Hd	1,71
						Opx	
						En	
						Fs	
						Ol	
						Fo	
						Fa	
						Mag	
						Ilm	
						Ap	



ROCHES GREUDES DE LA HAUTE VALLEE DE LA JORDANNE

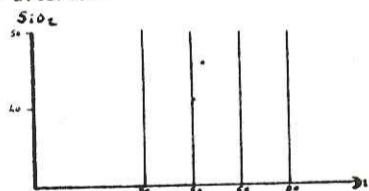
"MONZONITES"

N = 2

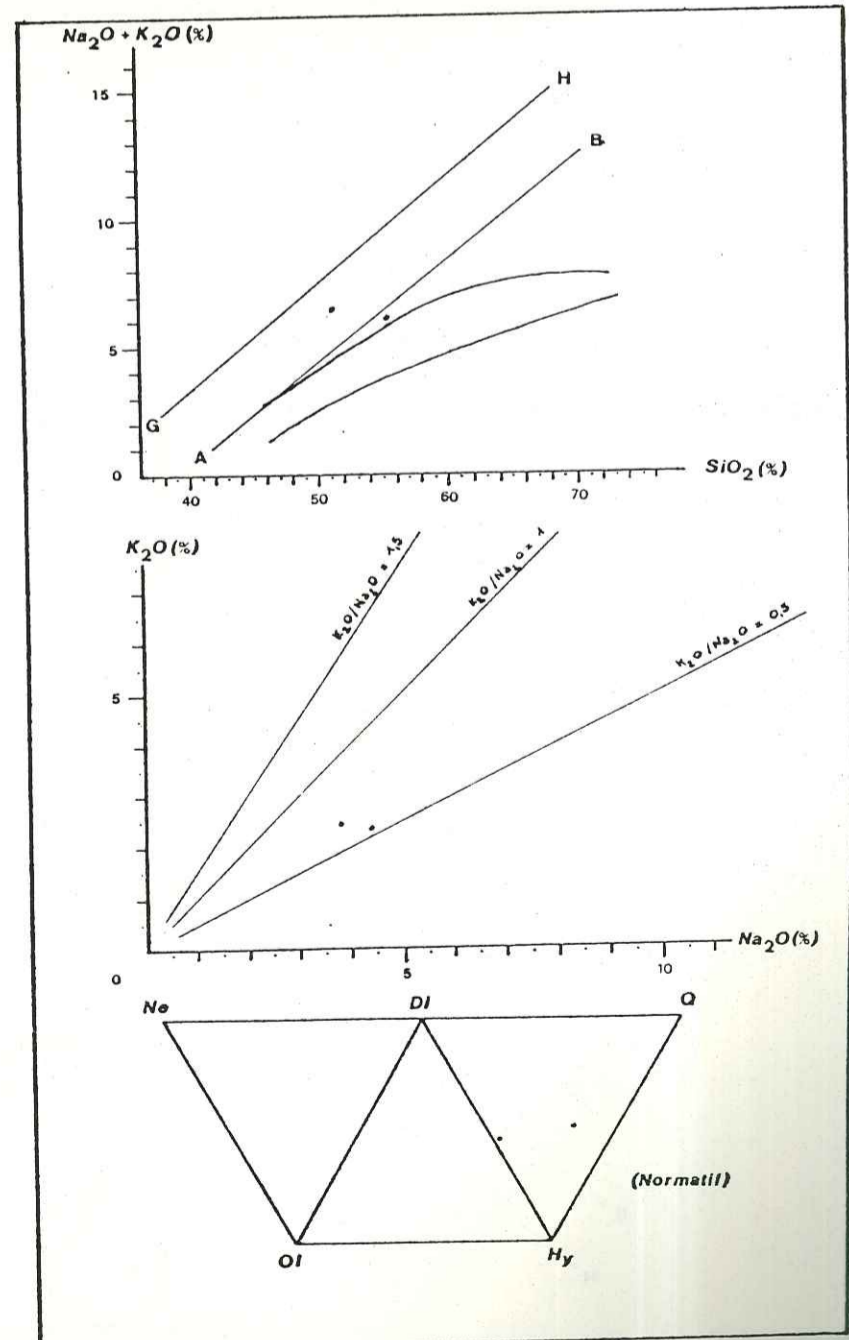
Littérature : 2 Secteur étudié : 0

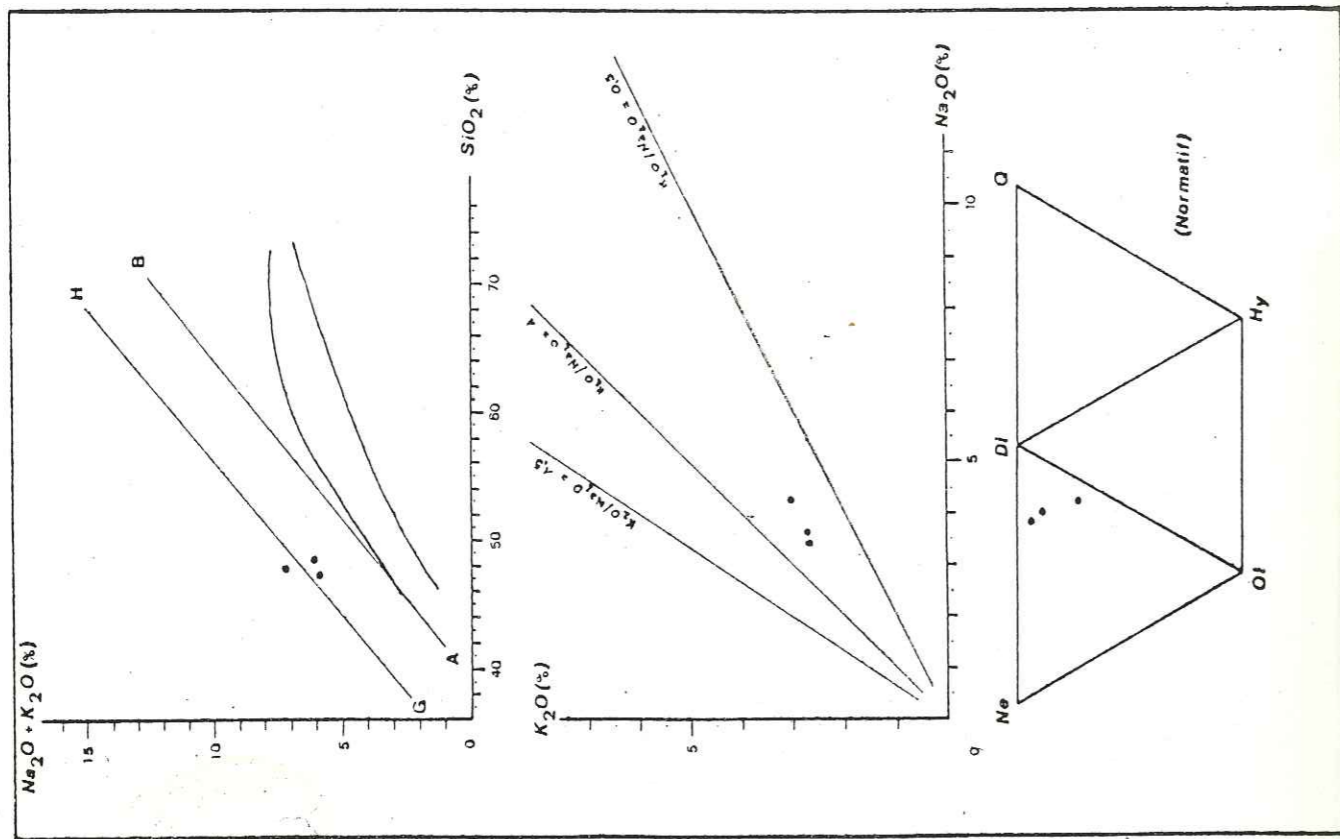
Roches grenues, mésocrates à leucocrates - Assez altérées.

An38-40	34 - 37
Or	35
Q	1 - 6
Cpx	11 - 12
Bi	6 - 9
Ap	0,6 - 0,09
Zr	0,02
Sph	0,01
Op	4



Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.W.	
SiO ₂	53,43	Ba	nd	Rb/Sr	0,17
Al ₂ O ₃	17,63	Rb	50	K/Rb	397
FeO*	6,90	Sr	286	K/Ba	-
MnO	0,13	Li	nd	Ca/Sr	165
MgO	3,12	Co	nd	S.I.	18,55
CaO	6,59	Cr	nd	D.I.	52,70
Na ₂ O	4,08	Cu	nd	FeO*/MgO	2,21
K ₂ O	2,39	Ni	nd	Ni/Co	-
TiO ₂	1,78	V	nd		
P ₂ O ₅	0,69	Zn	nd		
H ₂ O ⁺	2,18	K ₂ O/Na ₂ O = 0,59			
H ₂ O ⁻	0,42	An % = 40			
				Q	4,06
				Or	14,12
				Pl	34,52
				Ne	22,73
				Lc	
				Ac	
				Ns	
				Cor	
				Wo	
				Cpx	3,59
				Hd	0,74
				Opx	6,10
				En	1,44
				Fs	
				Ol	
				Fo	
				Fa	
				Mag	4,75
				Ilm	3,38
				Ap	1,63



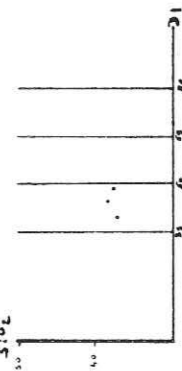


ROCHES GREUDES DE LA HAUTE VALLEE DE LA JORDANNE

"GABBROS" N = 3

Littérature : 3 Secteur étudié : 0

Roches greudes, variant d'un pôle mélanocrate à un pôle leucocrate - Recoupent les formations propylitiques.



An50-55	42 - 43
Or	10,5
Ne	2 - 3
Sod	0,7 - 1,7
Ana1	0,3 - 0,7
Cpx	13 - 17
Hb	4 - 11
Bt	6 - 10
Ap	1,5
Sph	1,7 - 2
Zr	0,1 - 0,3
Op	0,4 - 5

Elts	% pond.	Elts	ppm	NORME C.I.P.M.
SiO ₂	47,72	Ba	nd	Q 16,25
Al ₂ O ₃	17,15	Rb	103	Or 23,92
FeO*	8,67	Sr	988	Pl 21,84
MnO	0,16	Li	nd	Ne 4,22
MgO	4,13	Co	nd	Lc
CaO	9,23	Cr	nd	Ac
Na ₂ O	3,75	Cu	nd	Ns
K ₂ O	2,75	Ni	nd	Cor
TiO ₂	2,78	V	nd	Wo
P ₂ O ₅	0,73	Zn	nd	Di 13,38
H ₂ O ⁺	2,13	K ₂ O/Na ₂ O = 0,73		Hd 1,20
H ₂ O ⁻	0,50	An % = 48		En
				Opx
				Fs
				Ol
				Fo 2,69
				Ilm 6,20
				Ap 5,27
				1,72

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 4 septembre 1971

Le Président de la thèse

R. Michel
R. MICHEL
Professeur



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 30.9.71

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

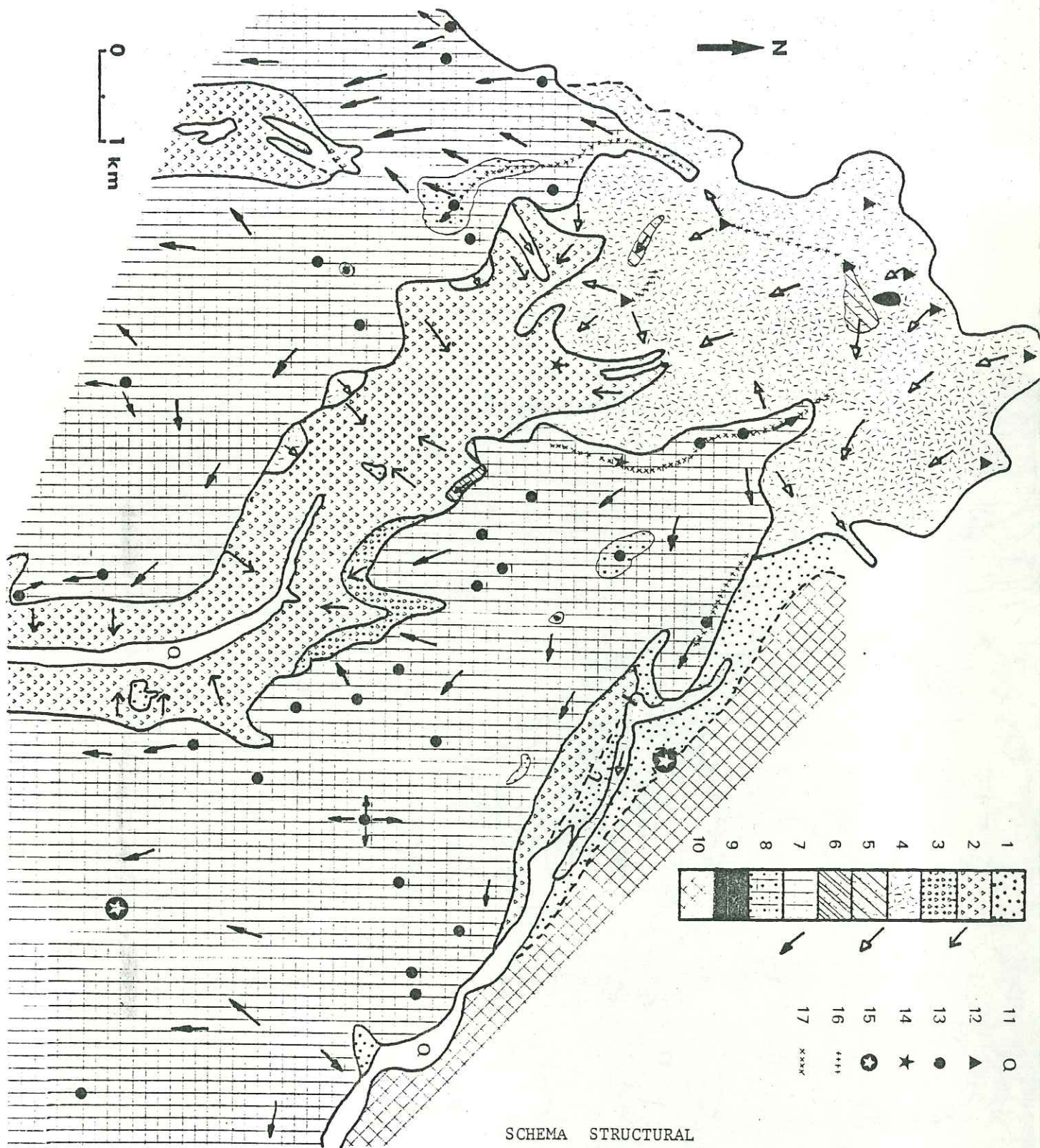


Le Président,
J.J. Payan
J.J. PAYAN



Imp Sciences, 24, Avenue des Landais - 63170 - Aubière. Dépôt légal

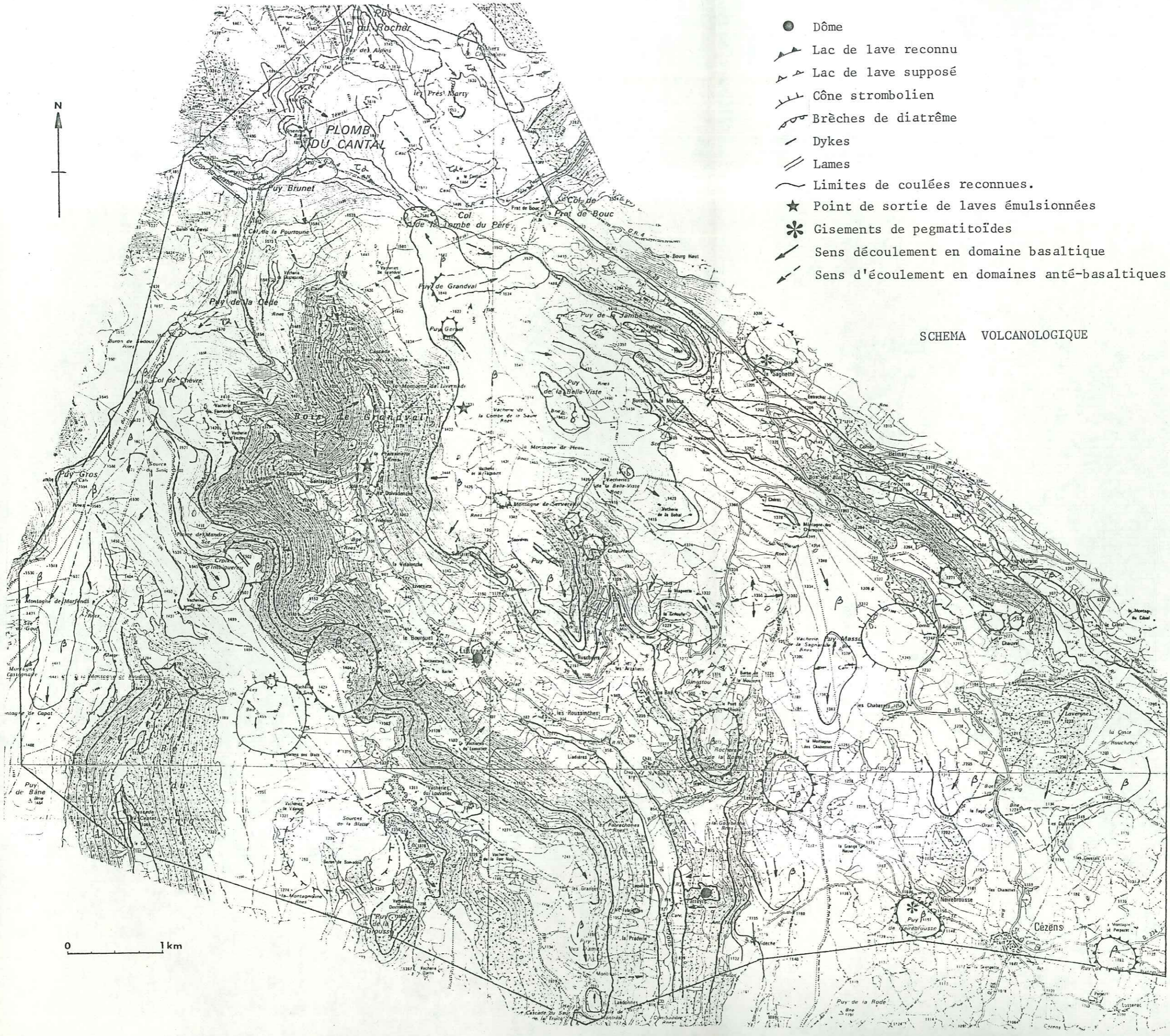
1^{er} Trimestre 1984



SCHEMA STRUCTURAL

- 1 - Brèches latitiques paléo-cantaliennes. 2 - Brèches trachyandésitiques.
 3 - Ecoulement pyroclastique des Arzaliers. 4 - Trachyandésites des sommets.
 5 - Leucobasaltes. 6 - Ordanchites - 7 - Basanites supra-cantaliennes.
 8 - Dolérites supra-cantaliennes. 9 - Basanites à leucite. 10 - Basaltes de la
 Planèze de St Flour. 11 - Fluvioglaciaire. 12 - Point d'émission trachyandésitique.
 13 - Point d'émission basaltique. 14 - Mélange de lave. 15 - Pegmatitoïdes.
 16 - Fissures trachyandésitiques. 17 - Fissures basaltiques reconnues.

Les flèches indiquent les sens d'écoulement.



- Dôme
- ▲ Lac de lave reconnu
- ▲ Lac de lave supposé
- ⋈ Cône strombolien
- ⋈ Brèches de diatrême
- Dykes
- ⋈ Lames
- ~ Limites de coulées reconnues.
- ★ Point de sortie de laves émulsionnées
- ✱ Gisements de pegmatitoïdes
- ↘ Sens découlement en domaine basaltique
- ↘ Sens d'écoulement en domaines anté-basaltiques

SCHEMA VOLCANOLOGIQUE



0 1 km

RESUME

Le secteur étudié se situe sur le quart SE de la carte géologique Murat 1/50 000, et sur l'extrême frange NE de celle de Vic-sur-Cère. Il inclut la bordure de la zone centrale et une très large part de la zone périphérique du strato-volcan cantalien. Le ruisseau du Brezons s'encaisse dans une profonde vallée d'origine structurale probable, encadrée par deux plateaux basaltiques : la planèze de Cézens à l'Est, celle de Malbo à l'Ouest.

Trois parties, à la fois indépendantes et complémentaires, constituent ce travail. La première consigne les résultats de l'étude de terrain. L'échelle stratigraphique cantalienne a été étendue au secteur étudié, tout en montrant d'importantes lacunes dans les ensembles paléo et néo-cantalien, ainsi que la présence d'un terme local probablement équivalent de l'épisode des "trachyandésites des sommets" (conglomérat des Arzaliers). De nombreux types dynamiques ont été abordés (écoulements pyroclastiques, coulées laviques, extrusions, maars...). Les formations quaternaires pour la plupart héritées des épisodes glaciaires et périglaciaires sont actuellement remodelées, beaucoup plus rarement alimentées.

La seconde partie comprend trois chapitres :

- pétrographie classique de chaque type de lave rencontré ;
- étude de deux mélanges de laves (basaltes/trachyandésites ou latites) : l'un avorté (Sanissage) montrant le fractionnement de l'amphibole pargasitique ; l'autre réalisé (Combe de Saure) conduisant à la naissance d'une lave hybride nommée "leucobasalte".
- pétrographie des pegmatitoïdes du puy de Neirebrousse et étude de l'analogie de cristallisation entre ces roches et le "matériel ségrégé" des lingots métalliques. Un ensemble de phénomènes, à la fois successifs et contemporains, conduit à la formation de pegmatitoïdes dans un lac de lave. La cristallisation de ces roches ne dépend pas de la teneur en gaz du bain magmatique, mais est régie par les variations de la température interne, tandis que la mise en place des pegmatitoïdes dans le tiers supérieur du lac de lave, est liée aux différences de pressions. Ce processus peut être en partie étendu à d'autres types de gisements (coulées et filons).

La troisième partie permet de caractériser chaque type pétrographique au sein de chaque ensemble stratigraphique. Il apparaît nettement que les roches dites "intermédiaires" (trachyandésites) ne répondent ni à la définition des K-mugéarites, ni à celle des K-benmoréites. Les leucobasaltes et les ordanchites qui ne sont ni des labradorites, ni des téphrites, pourraient avoir dans tous les cas, une origine hybride par mélanges de magmas (respectivement basaltes/trachyandésites s.l., et phonolite/trachyandésites s.l.).

Un essai de "reconstitution historique" a été tenté en conclusion, bien que la contemporanéité des phénomènes similaires ne soit pas nettement établie pour l'ensemble du massif volcanique cantalien.

MOTS-CLES -

Massif Central français, Cantal - Stratovolcan - Téphrostratigraphie - Retombée pyroclastique - Ecoulement pyroclastique - Phréatomagmatisme. Dôme, neck, fissure éruptive - Volcanisme alcalin, Pétrographie, Géochimie - Basanite à néphéline, basalte doléritique, trachyandésite, Latite - Mélange de magma - Pegmatitoïde, Cristaux squelettiques - Lingot.