



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

MURAT

par
P. NEHLIG

MURAT

La carte géologique à 1/50 000
MURAT est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : AURILLAC (N° 184)
à l'Est : SAINT-FLOUR (N° 185)

Mauriac	Riom- ès-Montagnes	Messiac
Pleaux	MURAT	St-Flour
Aurillac	Vic-sur-Cère	Chaudes Aigues

BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MURAT À 1/50 000**

par

P. NEHLIG

avec la collaboration de

**G. FRÉOUR, A. de GOËR de HERVE, D. HUGUET,
H. LEYRIT, J.-L. MARRONCLE, J. ROGER, J.-Y. ROIG,
F. SURMELY, D. THIÉBLEMONT, N. VIDAL**

2001

***Editions du BRGM
Service géologique national***

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

-*pour la carte* : NEHLIG P., LEYRIT H. et ARNAUD N., BAUDOIN V., BINET F., BOUDON G., COULOMB A., DARDON A., DEMANGE J., DURANCE G., FONTAINE-VIVE M., FRÉOUR G., GOËR de HERVE A. (de), GUÉRIN H.-M., JAMET A., LAMBERT A., LEGENDRE C., MAURIZOT-BLANC C., MICHON L., MILÉSI J.-R., PILET S., VATIN-PÉRIGNON N., VANNIER W., WATELÉ P. (2001) - Carte géol. France (1/50 000), feuille *Murat* (788). Orléans : BRGM. Notice explicative par NEHLIG P. et *al.* (2001), 264 p.

- *pour la notice* : NEHLIG P. et FRÉOUR G., GOËR de HERVE A. (de), HUGUET D., LEYRIT H., MARRONCLE J.-L., ROGER J., ROIG J.-Y., SURMELY F., THIEBLEMONT D., VIDAL N. (2001) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Murat* (788). Orléans : BRGM, 264 p. Carte géologique par NEHLIG P., LEYRIT H. et *al.* (2001).

© BRGM, 2001. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1788-0

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	10
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE</i>	10
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL- PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	12
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
<i>RÉDACTION DE LA NOTICE</i>	18
<i>CHOIX CARTOGRAPHIQUES ET NOMENCLATURE</i>	19
HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE	23
<i>LE SUBSTRATUM GRANITO-GNEISSIQUE ENTRE L'OROGENÈSE HERCYNIENNE ET LA DISTENSION OLIGOCÈNE</i>	28
<i>LES BASSINS SÉDIMENTAIRES</i>	29
<i>LES PREMIÈRES ÉRUPTIONS : LES BASALTES INFRACANTALIENS</i>	36
<i>UN GRAND STRATOVOLCAN SE CONSTRUIT ET SE DÉTRUIT</i>	41
<i>LES PHONOLITES ET LES TRACHYANDÉSITES À HAUYNE</i>	57
<i>L'ENNOIEMENT BASALTIQUE : LES BASALTES SUPRACANTALIENS</i>	59
<i>LES GLACIERS QUATERNAIRES ET LES FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	65
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	67
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES</i>	67
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	69
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	74
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	125
<i>INDICATIONS VOLCANOLOGIQUES</i>	137
CHRONOSTRATIGRAPHIE	142

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITES GEOLOGIQUES	144
<i>CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES DES PRODUITS VOLCANIQUES</i>	144
<i>POURQUOI UNE TELLE ABONDANCE DE LAVES INTERMÉDIAIRES ?</i>	154
<i>POURQUOI LE MANTEAU FONDAIT-IL AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR SOUS LE CANTAL ?</i>	164
STRUCTURE DU STRATOVOLCAN	173
<i>LE SOUBASSEMENT DU CANTAL</i>	173
<i>RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES BASSINS OLIGOCÈNES</i>	175
<i>UNE HYPOTHÉTIQUE FOSSE VOLCANO-TECTONIQUE CALDERA ?</i>	178
<i>FAILLES ?</i>	178
<i>DYKES</i>	179
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	180
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	180
<i>SISMICITÉ - MOUVEMENTS DE TERRAINS</i>	180
<i>SOURCES MINÉRALES</i>	181
<i>HYDROLOGIE ET EAUX SOUTERRAINES</i>	181
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	182
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	184
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	185
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	185
<i>ITINÉRAIRES DE DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUE DU CŒUR DU CANTAL</i>	189
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	214
ANNEXES	
<i>ANNEXE 1 - DONNÉES CHRONOLOGIQUES ISOTOPIQUES</i>	252
<i>ANNEXE 2 - SOURCES THERMO-MINÉRALES</i>	261
<i>ANNEXE 3 - GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	262
<i>ANNEXE 4 - INVENTAIRE D'ANALYSES GÉOCHIMIQUES</i>	264

LISTE DES FIGURES

	<i>Pages</i>
Fig. 1 - Carte géologique simplifiée du stratovolcan du Cantal <i>(dépliant hors texte)</i>	
Fig. 2 - Localisation géographique des différentes cartographies réalisées sur les 9 coupures à 1/50 000 couvertes par le Cantal	16
Fig. 3 - Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pour les laves du volcan cantalien	22
Fig. 4 - Histogramme des âges du Cantal	24
Fig. 5 - Stratigraphie simplifiée des zones centrales, intermédiaires et périphériques du stratovolcan du Cantal	25
Fig. 6 - Schéma structural du socle du Cantal <i>(dépliant hors texte)</i>	
Fig. 7 - Coupe schématique montrant les relations spatiales entre les faciès volcanoclastiques et leurs sources	38
Fig. 8 - Modèle conceptuel explicitant la formation du stratovolcan du Cantal avec un appareil volcanique central alimentant un vaste piémont volcanoclastique	40
Fig. 9 - Schéma de synthèse des structures associées aux dépôts hyperproximaux et proximaux d'avalanche de débris et montrant la fragmentation des mégablocs et des blocs lors des stades initiaux d'une déstabilisation de flanc	50
Fig. 10 - Diagramme binaire avec report des hauteurs de chute sur distances parcourues par les avalanches de débris historiques de volcans actifs	56
Fig 11 Carte volcanologique de la tête de la planèze de Saint-Flour	60
Fig 12 Reconstitution du système glaciaire sur et en marge de la planèze de Saint-Flour lors du maximum glaciaire du Würm	64
Fig 13 Log géologique du sondage dans le gabbro de Bonnefous, dans la Jordanne	86
Fig. 14 Coupe des formations volcanoclastiques de la Peyre del Cros (haute vallée de l'Aspre)	100
Fig 15 Diagramme SiO_2 vs. $\text{Qtz}-(\text{Ne}+\text{Lc})$ pour les laves du volcan cantalien	146
Fig 16 Phénocristaux observés par différents auteurs dans les laves du Cantal	148
Fig 17 Spectres de normalisation multi-élémentaires (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) moyens (d'après tabl. 3) pour les laves des séries sous-saturées (A) et sursaturées (B) du Cantal. Comparaison des spectres moyens des différentes laves basiques (C)	151-153
Fig. 18 - Diagramme $\text{Qtz}-(\text{Ne}+\text{Lc})$ vs. La/Nb pour les laves du volcan cantalien	156

Fig. 19 - Diagrammes Rb vs. Nb pour les laves du volcan cantalien et modélisation d'un processus de cristallisation fractionnée	158
Fig. 20 - Diagramme Rb/Nb vs. (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i pour les laves du volcan cantalien	160
Fig. 21 - Évolution des rapports Rb/Nb (A) et Th/Nb (B) en fonction de l'état de sous-saturation/sursaturation en silice (paramètre Qtz+[Ne+Lc]), dans les laves du volcan cantalien	161
Fig. 22 - Diagramme FeO _t /MgO vs. Qtz-(Ne+Lc) pour les laves de la série saturée du volcan cantalien	162
Fig. 23 - Comparaison entre les laves basiques du volcan cantalien et celles de différentes provinces volcaniques du Massif central dans les diagrammes La vs. Nb (A) et La vs. Th (B)	168 et 170
Fig. 24 - Diagramme La vs. Ni pour les laves basiques du volcan cantalien avec représentation schématique des processus de cristallisation fractionnée et fusion partielle	171
Fig. 25 - Distinction entre les laves basiques des différentes périodes éruptives du volcan cantalien dans un diagramme La vs. Th.	174
Fig. 26 - Localisation des principaux arrêts de l'itinéraire	190
Fig. 27 - Blocs de rhyolite dilacérés par l'avalanche de débris (Vallée de la Cère)	194
Fig. 28 - Bréchification d'un bloc de rhyolite par l'avalanche de débris (Vallée de la Cère)	196
Fig. 29 - Stratigraphie simplifiée du complexe bréchique et lavique à l'aplomb du Puy Mary (côté Impradine)	206
Fig. 30 - Panorama de l'ensemble du Puy Mary vu à partir de l'Impradine	208
Fig. 31 - Semelle de l'avalanche de débris à Espinouze (vallée du Mars)	212
Fig. 32 - Semelle cataclasée du mégabloc lavique au roc des Bancs (Vallée de la Maronne)	212
Fig. 33 - Aperçu des dépôts d'avalanche de débris dans la partie centrale de l'édifice volcanique	<i>(dépliant hors texte)</i>

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Nomenclature pétrologique utilisée. Correspondance avec les termes anciens ou obsolètes et les assemblages minéralogiques observés	20
Tabl. 2 - Analyses moyennes (éléments majeurs) et normes CIPW des différents types de lave du volcan cantalien	149
Tabl. 3 - Analyses moyennes (éléments majeurs et traces) des différents types de lave du volcan cantalien	150

RÉSUMÉ

La carte géologique Murat couvre le cœur géographique d'un des plus grands volcans européens, le Cantal (2 500 km²) qui ne laisse affleurer que ponctuellement les formations granito-gneissiques et sédimentaires plus anciennes. Elle est bordée par huit cartes géologiques qui exposent largement le piémont volcanoclastique du volcan, constitué de formations volcaniques remaniées par des processus gravitaires.

Cette carte géologique à 1/50 000 de la feuille Murat et la notice qui l'accompagne sont basées sur la synthèse des nombreux travaux antérieurs et intègrent de nombreuses observations et analyses inédites réalisées à l'occasion d'un projet de recherche pluridisciplinaire et inter-organisme sur l'ensemble du Cantal, en général, et la feuille Murat, en particulier.

Le Cantal est un stratovolcan alcalin intraplaque continental. Il s'est édifié pour l'essentiel entre 13 et 3 Ma. Sa morphologie est relativement symétrique, avec un ensemble de vallées profondes qui rayonnent à partir de son centre. Les dépôts de pente fossiles (avalanches de débris, coulées de débris) sont très développés et forment un important piémont d'accumulation qui entoure l'édifice volcanique central.

L'édifice est principalement de composition trachyandésitique. Mais on y trouve aussi des basaltes et quelques produits très différenciés (trachytes, rhyolites, phonolites). Enfin, l'essentiel de ces produits trachyandésitiques est de nature bréchique. Dans cet ensemble de formations bréchiques, les brèches pyroclastiques sont à distinguer des brèches d'avalanche de débris : les premières sont les dépôts issus de périodes de construction (dépôts de nuées ardentes évoluant latéralement en dépôts de lahar,...), les secondes sont issues de la déstabilisation massive d'un flanc de volcan.

On distingue plusieurs périodes dans l'activité volcanique :

- *les premières éruptions basaltiques* (13 à 8,5 Ma) : un volcanisme basaltique et basanitique précurseur est connu seulement dans les talwegs et les bas de versants des vallées périphériques ainsi qu'aux marges du massif. Il s'agit d'édifices dispersés, très érodés, comportant quelques coulées parfois associées à des projections stromboliennes ou phréatomagmatiques. Ils sont actuellement en grande partie masqués par les produits plus récents du piémont volcanoclastique ;

- *le volcan trachyandésitique* (8,5 à 7,5 Ma) : le stratovolcan trachyandésitique s'est édifié entre 10 et 6,5 Ma ; la phase paroxysmique de ce volcanisme se situe entre 8,5 et 7,5 Ma et correspond à la mise en place de laves, brèches et formations cendro-ponceuses de composition trachyandésitique,

trachytique et rhyolitique. Ces formations n'affleurent qu'au cœur du cône du stratovolcan du Cantal (24 km de diamètre, à comparer aux 70 km de l'ensemble de l'édifice) et arment les massifs de l'Elancèze et le Plomb du Cantal. À la fin de cette période, se mettent en place des dômes phonolitiques (entre 7,5 et 5,5 Ma) selon un axe globalement SSE-NNW ;

- *les avalanches de débris et les remaniements associés* (aux alentours de 7 Ma) : l'édification du stratovolcan s'accompagne de plusieurs glissements gravitaires ou avalanches de débris, vers 7 Ma. Ces formations bréchiques affleurent largement en périphérie de l'édifice ainsi que dans les vallées qui l'entaillent ;

- *l'enneisement basaltique* (7 à 3 Ma) : les vastes plateaux basaltiques triangulaires (planèzes), qui chapeautent la moitié de la superficie du massif, se sont mis en place entre 7 et 3 Ma. Cette activité n'est représentée dans la zone centrale que par de nombreuses intrusions filoniennes. La carapace basaltique, presque absente dans le quart sud-ouest, peut atteindre très localement 250 m d'épaisseur à la faveur de paléomorphologies encaissées fossilisées. Les centres éruptifs, ponctuels ou linéaires, sont très nombreux et disséminés sur toute la surface des planèzes ;

- *Vérosion glaciaire et postglaciaire de l'édifice volcanique* : l'édification du massif volcanique s'est pour l'essentiel terminée autour de 4,5 Ma, les retouches ultérieures étant minimales. Deux millions d'années d'érosion fluvio-torrentielle sous climat tempéré ont précédé les premiers refroidissements plio-quadernaires et l'enchaînement répété des cycles glaciaire-interglaciaire. L'essentiel de la morphologie actuelle, avec ses larges vallées rayonnantes en berceau ou en auge, est l'héritage de la dernière glaciation, déjà très remodelé depuis 10 000 ans par les agents tardi- et postglaciaires. Mais les grands traits du paysage étaient déjà acquis lors des épanchements basaltiques terminaux par le jeu des grandes phases de déstabilisation qui avaient démolé le stratovolcan préexistant.

ABSTRACT

Due to its dimensions, almost 2 500 km², which makes it the largest perialpine european stratovolcano, the Cantal has never been the subject of a comprehensive synthesis. An intensive research project led to a 1/100.000 numerical synthesis of the volcano and to the production of this 1/50 000 scale map of the heart of the volcano. It integrates abundant unpublished data and new geological, geochemical, geophysical and geochronological data.

The global geometry of the Cantal is rather simple with (1) a central residual trachyandesitic stratocone surrounded by (2) a large and voluminous volcanoclastic piedmont sandwiched between two basaltic lava units.

The stratovolcano was emplaced between 13 and 3 Ma on an uplifted hercynian basement associated to Oligocène sedimentary basins.

Basaltic lava erupted first, between 13 and 7 Ma, with a peak activity around 9 Ma. Trachyandesitic lava with minor trachytes and rhyolites were erupted at the end of the basaltic activity, between 10 and 6.5 Ma. This épisode led to the construction of a high stratovolcano (~3500 m) which collapsed several times and produced the gigantic débris avalanche deposits that can be found ail around the Cantal, and up to 35 km from its géographique center. The last stages of the trachyandesitic activity were synchronous with the emplacement of phonolitic dômes between 7.5 and 5.5 Ma. This intrusion event was followed by extensive basaltic lava flows which covered most of the Cantal.

The présent morphology of the Cantal volcano is the result of thèse successive stages of construction and cataclysmic destructions followed by preglacial, glacial and interglacial érosion.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE

Il suffit de regarder une carte topographique ou une image satellite de la France pour être frappé par l'individualité géographique du massif cantalien. C'est, au cœur du Massif central, un immense cône volcanique régulier entrecoupé de vallées rayonnantes (fig. 1). Vues d'une certaine distance et d'un point suffisamment élevé, soit du Mont-Dore ou du Cézallier au Nord, de la Margeride à l'Est, de l'Aubrac au Sud ou de la Xaintrie à l'Ouest, les montagnes du Cantal profilent dans le ciel une ligne déchiquetée de puys qui représentent le sommet démantelé du volcan ; de part et d'autre de cette ligne, les pentes très douces et très uniformes du cône se perdent à l'horizon sur une vaste étendue qui dépasse les limites de l'angle visuel.

Situé presque en totalité dans le département du Cantal, le massif volcanique du Cantal est le plus grand des stratovolcans français et l'un des plus importants d'Europe avec une superficie actuelle de presque 2 500 km. Il présente la forme d'un cône surbaissé (1 855 m d'altitude) dont les dimensions à la base sont de 60 km Nord-Sud, et de 70 km Est-Ouest. Les sommets principaux sont regroupés dans la région centrale, et les pentes décroissent vers la périphérie. Même si l'altitude maximale n'atteint que 1 855 m au Plomb du Cantal, l'étendue des espaces au-dessus de 1 000 m lui confère des caractères alpins marqués. Morphologiquement, il peut être divisé en deux parties :

- *une zone centrale*, montagneuse, au relief accidenté, de 15 km de diamètre centré sur le Puy Griou (1 690 m) et dont les principaux sommets sont : au Sud, le Plomb du Cantal (1 855 m), le Puy du Rocher (1 813 m) et le Puy Brunet (1 806 m) et, au Nord, le Peyre Arse (1 806 m), le Puy Chavaroche (1 788 m) et le Puy Mary (1 783 m). Ces sommets sont reliés entre eux par des lignes de crêtes dominant des cirques glaciaires d'où partent les principales vallées qui drainent le Cantal ;

- *une zone périphérique*, à pente faible, entaillée par les vallées glaciaires radiales qui la découpent en plateaux triangulaires appelés « planèzes », dont le type le plus achevé est celle de Saint-Flour, entre les vallées du

Lagnon - Alagnon et de l'Epi.

De grandes vallées rayonnantes, larges et profondes, échancrent tout le massif (lui donnant une forme étoilée caractéristique des grands stratovolcans) et permettent d'atteindre facilement le cœur de l'édifice. Cependant, elles se terminent généralement à l'amont en véritables « bouts du monde », et les liaisons entre deux vallées sont toujours longues et difficiles : il en est ainsi autour du Puy Mary entouré des amphithéâtres

où naissent les vallées du Mars, de la Petite Rhue, de l'Impradine, de la Santoire et de la Jordanne, et où le col du Pas de Peyrol est fermé dès les premières neiges jusqu'à fin mai.

La morphologie actuelle résulte pour l'essentiel, en dehors des phénomènes volcaniques et des grands glissements gravitaires associés, des érosions glaciaires et fluvio-torrentielles qui ont remodelé le massif, approfondissant les cirques et les vallées, sculptant les sommets, accumulant les dépôts dans les dépressions, accentuant ainsi le contraste entre les zones centrales et périphériques.

Alors que les contours géologiques du Cantal sont relativement faciles à tracer, il n'en est pas de même au Nord-Est où la couverture basaltique est continue avec celle du Cézallier. En fonction de la répartition des événements et des directions d'écoulement des laves, nous avons choisi de définir cette frontière par le prolongement du grand accident margeridien (système des failles de Joursac), approximativement selon une droite Talizat - Joursac - Sainte-Anastasia.

Le Cantal se proclame le « pays vert ». Il l'est indiscutablement, par l'abondance des précipitations, mais surtout parce que l'économie, plus pastorale qu'agricole, privilégie les prairies naturelles ou artificielles. En dessous de 1 000 m, au sein de l'étage sub-alpin collinaire, domine le chêne pédonculé et la lande à bruyères roses, à genêts dorés ou à fougères. Au-delà de 1 000 m, l'étage montagnard est le domaine de la hêtraie, associée au sapin sur les versants exposés au Nord. Vers 1 400 m, la forêt disparaît brutalement et laisse la place aux estives, dont le cortège floristique est composé de graminées diverses associées à la gentiane jaune. Sur les pâtures abandonnées et les pentes difficiles, la pelouse passe à la lande montagnarde à genêts, callunes et myrtilles. Enfin, sur les sommets et les crêtes ne subsiste qu'une végétation chétive et rare (lichen, grassette).

Le climat océanique est humide et frais, avec des précipitations contrastées entre la partie occidentale, au vent, où elles dépassent largement 1 000 mm (2 000 mm au cœur du massif), et la partie orientale, sous le vent, où les précipitations ont tendance à être inférieures à 800 mm.

L'enneigement passe de 15 jours à un mois dans les zones basses, à cinq mois au-dessus de 1 500 m, et rend alors le passage des cols difficile.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

Cadre géologique régional du volcanisme du Massif central

De même que tous les autres centres volcaniques de l'Europe de l'Ouest et du Centre (Massif rhénan et Massif bohémien), le volcanisme du Massif central est localisé dans une zone surélevée, associée à des fossés sédimentaires séparant des horsts granito-gneissiques. Ces grabens, comme ceux de la Limagne, de la Bresse, du Rhin, de la Ruhr, de la Leine et de l'Eger, ont fonctionné, pour l'essentiel, de l'Éocène moyen au Miocène inférieur et, localement, jusqu'au Pliocène, en même temps que l'orogénèse pyrénéo-alpine et l'affaissement néogène des bassins méditerranéen et pannonien.

Les relations entre la formation des rifts (fossés, grabens sédimentaires) et le volcanisme n'est qu'imparfaitement compris mais est probablement lié, au Néogène, à une réorientation de la convergence entre l'Afrique et l'Europe (Ziegler, 1992) qui engendre des flexures lithosphériques et induit une décompression adiabatique et une fusion partielle subséquente du manteau supérieur (Merle et *al*, 1998). Alternativement, le magmatisme pourrait être lié à un ou plusieurs panaches mantelliques (Coisy, 1977 ; Coisy et Nicolas, 1978 ; Lucazeau et *al*, 1984 ; White et McKenzie, 1989 ; Hoernle et *al*, 1995 ; Granet et *al*, 1995).

L'évolution chronologique et spatiale de ce volcanisme continue à être débattue (cf. chapitre « Conditions de formation de entités géologiques »).

Ainsi, F. Lucazeau et *al* (1984) ont distingué deux phases de volcanisme : pré-bassins sédimentaires et post-bassins. Lors de la formation des bassins, l'activité volcanique semble décroître considérablement.

Le stade pré-bassin (entre 65 et 35 Ma) consiste en la mise en place de petits volumes de laves sous-saturées le long de failles du socle (Bourgogne, Menat, Causses, Forez).

Le stade post-bassin (de l'Oligocène supérieur au Quaternaire) peut être divisé en trois parties. Lors de la première période, de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen, il est caractérisé par une activité importante dans les grabens du Forez, des Limagnes et du Velay oriental, et la mise en place d'appareils basaltiques et phonolitiques isolés. La deuxième période, du Miocène supérieur au Pliocène inférieur, correspond à un pic du volcanisme avec la mise en place du Cantal, du Cézallier, du Coiron, du Velay oriental et de l'Aubrac. La troisième période, de la fin du Pliocène au Quaternaire (3 à 0,3 Ma), voit la mise en place du stratovolcan des Monts Dore et du plateau du Devès et la chaîne de l'Escandorgue. Le volcanisme le plus récent est localisé dans le Vivarais et la Chaîne des Puys, avec les dernières éruptions datées à 7 000 ans cal BP (Groupe du Pavin).

Présentation de la carte Murat

La carte Murat, située au cœur du stratovolcan du Cantal, est presque intégralement couverte de formations volcaniques et de formations superficielles glaciaires et périglaciaires. Le socle granito-gneissique, structuré au Paléozoïque, et les formations sédimentaires associées à la distension et à la surrection cénozoïque du Massif central n'affleurent que très localement en périphérie de la feuille Murat, au fond des vallées. En raison de sa position centrale, cette feuille est la clef de la compréhension du volcan cantalien, qui s'étend sur neuf cartes géologiques à 1/50 000. C'est sur cette feuille que se situe la quasi-totalité des formations autochtones du stratovolcan trachyandésitique. Les avalanches de débris et autres produits de démantèlement s'étalent sur les huit feuilles périphériques. À l'inverse, le volcanisme basaltique supracantalien n'y est représenté que par les têtes de planèzes qui, pour l'essentiel, se développent sur les feuilles voisines.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs et évolution des concepts

Mis en évidence dès le XVIII^e siècle par J.E. Guettard (1759), le volcanisme du Cantal a donné lieu à la fin du XIX^e siècle à de nombreux travaux, au premier rang desquels il faut placer les remarquables descriptions géologiques de Scrope (1827), J.B. Rames (1873, 1879) et M. Boule (1896, 1900). Ainsi, dès 1827, P. Scrope démontre que le massif cantalien n'est que le reste d'un grand volcan démantelé, formé par l'accumulation naturelle de conglomérats, de trachytes et de basaltes, plus ou moins éloignés d'un cratère central.

Les brèches du Cantal ont toujours intrigué les géologues qui ont arpenté ses flancs, tant par la diversité des faciès que par l'important volume qu'elles occupent au sein de l'édifice. Ainsi, ces dépôts furent considérés comme de gigantesques moraines glaciaires (Julien, 1869). Plus tard, dans les premières synthèses consacrées au Cantal, B. Rames (1873) et F. Fouqué (1881) distinguent, entre les laves infracantalienne et les laves supracantalienne (« des sommets » et « des plateaux ») deux masses pyroclastiques principales, dites « Brèche inférieure » (ou « Trass ») et « Brèche supérieure » (ou « Conglomérat »), séparées par des horizons plus fins de « cinérites » (équivalents du terme de « volcano-sédimentaire » utilisé sur les cartes géologiques à 1/50 000 de Vic-sur-Cère, Aurillac, Pleaux, Mauriac et Riom-ès-Montagnes). Mais F. Fouqué (1881) constate déjà (1^{re} édition de la carte géologique à 1/80 000 de Saint-Flour) que des « cinérites » peuvent s'intercaler à tous les niveaux de la « Brèche supérieure ». Un peu plus tard,

M. Boule (1896, 1900 et 2^{ème} édition de la carte géologique à 1/80 000 de Saint-Flour) s'oppose à cette distinction et regroupe les deux brèches de ses prédécesseurs en un ensemble unique : la « brèche andésitique ».

Analysant la genèse des divers faciès de ce complexe, M. Boule (1900) fait remarquer qu'on doit y distinguer, s'imbriquant ou alternant verticalement, et passant de l'un à l'autre latéralement :

- des « brèches andésitiques ignées », d'origine éruptive (= dépôts de nuées péléennes ou pliniennes) ;
- des « conglomérats andésitiques », transportés au cours des éruptions ou immédiatement après sous forme de « coulées boueuses » (= lahars), ou remaniés par les eaux torrentielles au cours des périodes d'accalmie (= dépôts volcano-sédimentaires).

Au cours des années 1960 et 1970, R. Brousse et ses collaborateurs de l'université d'Orsay, reprennent les idées de B. Rames et F. Fouqué à l'occasion de la cartographie des feuilles Riom-ès-Montagnes (1972), Mauriac (1989), Pleaux (1977), Aurillac (1980) et Vic-sur-Cère (1975). Dans ces zones périphériques du massif, la stratigraphie de l'ensemble bréchtique se résume en trois termes :

- complexe conglomératique supérieur ;
- série volcano-sédimentaire intercalaire ;
- « Brèche inférieure ».

La « Brèche inférieure » est alors interprétée comme une formation pyroclastique, les opinions étant partagées quant à son origine génétique exacte. Il s'agit tantôt d'une « nuée ardente descendante du type des nuées à blocs » (Thonon, 1967 ; Maury, 1968), tantôt d'un « tuf soudé » (« welded tuff ») ou d'une « ignimbrite » (Lefèvre, 1968 ; Lambert 1969). M. Dantier (1969) parle même de « nuée ardente résultant d'une activité katmaïenne ». Le terme moyen de cette trilogie est un mince horizon repère, de très faible puissance (10 à 30 m) en regard des deux formations qui l'encadrent. Sa signification stratigraphique, initialement établie sur la feuille Riom-ès-Montagnes, a été élargie ensuite aux régions occidentales et méridionales du Cantal et a servi de base à l'élaboration des cartes géologiques à 1/50 000 de Riom-ès-Montagnes, Mauriac, Pleaux, Aurillac et Vic-sur-Cère. Le terme supérieur de cette trilogie est interprété à la suite de M. Boule (1900) comme un niveau de remaniement s'effectuant par des coulées boueuses de type « lahar », ainsi que par les eaux de ruissellement (Maury, 1968 ; Lambert, 1969 ; Biais, 1972 ; Vaziri, 1973 ; Pesme, 1974 ; Mazet, 1975).

Reprenant l'étude des « formations conglomératiques », J.P. Milési (1976), et A. de Goër de Herve et J.P. Milési (1976), observent, en affleurement continu, le passage longitudinal d'un empilement de petites coulées

à un ensemble de tufs et conglomérats stratifiés. Ils interprètent alors les conglomérats comme le résultat de ruptures irréversibles d'émulsions laviques selon un processus « ignimbrétique ». Ces conclusions seront reprises par la suite dans les travaux de thèse de P. Watelet (1977) et M. Fontaine-Vive (1981).

Par la suite, la cartographie des terrains volcaniques des feuilles Saint-Flour et Chaudes-Aigues à 1/50 000, par A. de Goër de Herve et *al* (1990 et 1991), font apparaître d'importantes divergences avec la stratigraphie régionale établie par R. Brousse, et une première tentative de cartographie de la feuille Murat, dans les années 1970, est condamnée à l'échec par l'absence de modèles conceptuels des phénomènes d'avalanches de débris.

Ainsi, on constate que, bien que dès les premiers travaux, l'essentiel de la stratigraphie du Cantal ait été établi, l'interprétation des séries bréchiques a posé problème pendant plus d'un siècle. Il a fallu attendre l'éruption du Mont Saint Helens pour que l'origine génétique des brèches soit clairement comprise et interprétée pour partie en terme de dépôts d'avalanche et de coulée de débris. Depuis le XVI^e siècle, plus d'une vingtaine de ces événements catastrophiques se sont produits, dont ceux du Nevado del Ruiz en 1595 et 1845 (Colombie), du Bandaï-San en 1888 (Japon), de l'Unzen en 1792 (Japon), du Bezymianny en 1956 (Kamchatka, URSS), du Shiveluch en 1964 (Kamchatka, URSS) ou de l'Ontake en 1984 (Japon) ; mais c'est l'observation directe de l'avalanche de débris du Mont Saint Helens et les très nombreuses études auxquelles celles-ci ont donné lieu qui ont été le déclic de la compréhension des formations cantaliennes.

Au terme de ces travaux - dont les références parsèment la notice et sont rassemblées dans la bibliographie - une première vision critique d'ensemble du Cantal a été publiée récemment (Nehlig et *al.*, 2001). La présente notice de la feuille Murat à 1/50 000 se propose de compléter cette synthèse de façon plus détaillée.

Conditions d'établissement de la carte

Les cartographies géologiques à 1/25 000, la synthèse des levés antérieurs, leur vérification et ré-interprétation, le dessin de la minute et la rédaction de la notice ont été réalisés entre 1995 et 2000 par Pierre Nehlig (docteur-ingénieur au Bureau de recherches géologiques et minières [BRGM]), avec la collaboration de Georges Boudon (physicien, Institut de physique du globe), Alain de Goër de Herve (maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand II) et Hervé Leyrit (professeur à l'Institut géologique Albert de Lapparent), ainsi que de :

- Vincent Baudoin (1997), pour la vallée de l'Authre et de la Doire ;

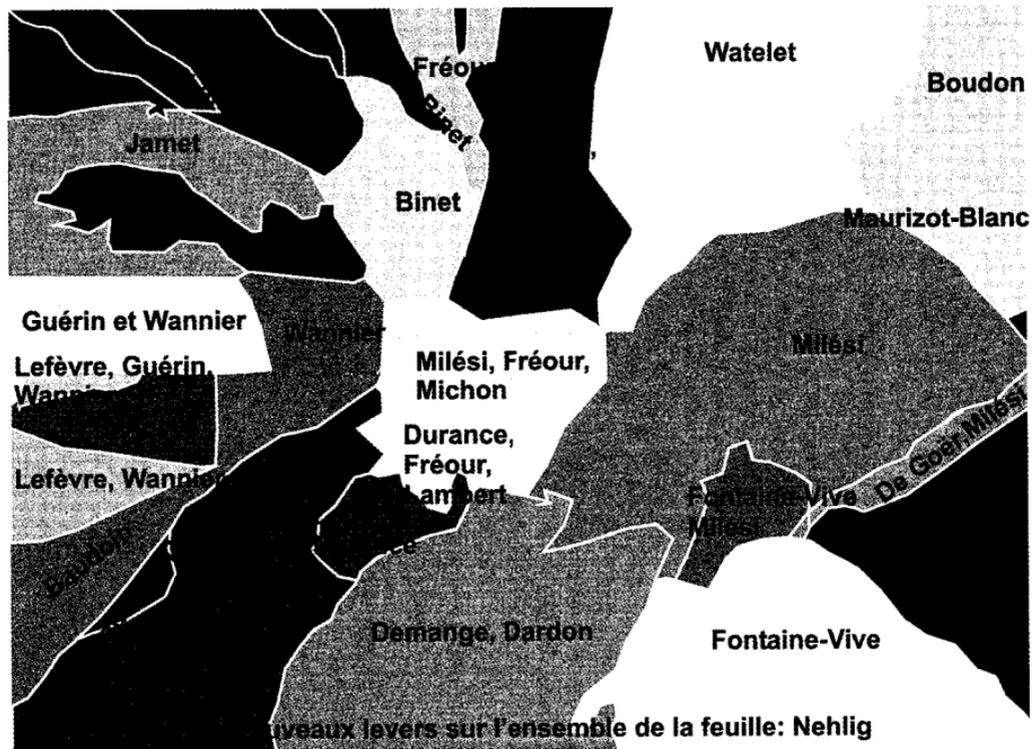


Fig. 2 - Localisation géographique des différentes cartographies réalisées sur la carte au 1/50 000 Murat

- Fabien Binet (1996, 1998), pour la vallée du Mars ;
- Arnaud Dardon (1996), pour le fond de la Cère ;
- Guillaume Durance (1996, 1998), pour le fond de la Jordanne ;
- Gwenael Fréour (1996, 1998), pour le fond de la Jordanne et de la Rhue ;
- Alexandre Jamet (1997, 1999), pour la Maronne et le Rat ;
- Christelle Legendre (1997, 1999), pour l'Élancèze ;
- Laurent Michon (1996), pour le fond de la Jordanne ;
- Anthony Saraceni (1998, 2000), pour le flanc sud de l'Élancèze ;
- Wilfried Vannier (1996, 1998), pour la Doire, la Bertrande et l'Aspre.

Les documents cartographiques et bibliographiques antérieurs, réalisés pour l'essentiel dans les années 1960 et 1970 sous les directions de Robert Brousse (professeur à l'université de Paris Sud - Orsay), Alain de Goër de Herve et Nicole Vatin-Pérignon (directrice de recherche au CNRS), ont été remis à jour et sont indiqués sur la figure 2. Il s'agit des contributions de :

- Georges Boudon (1979), pour les planèzes de Chalinargues, du Violent, de Salers et de Moussage ;
- Anabelle Collomb et Sébastien Pilet (1996), pour les crêtes autour du Puy Mary ;
- Jacques Demange (1974), pour la vallée de la Cère ;
- Michel Fontaine-Vive (1981), pour les hautes planèzes de Pierrefort et Malbo, et la vallée du Brezons ;
- Alain de Goër de Herve (1972), pour la haute planèze de Saint-Flour ;
- Hubert-Marie Guérin (1966), pour la moyenne vallée de l'Authre ;
- Alain Lambert (1969), pour la moyenne vallée du Mars ;
- Pierre Larroque (1975), pour la moyenne vallée de l'Authre ;
- Christian Lefèvre (1968), pour les moyennes vallées de la Maronne, de la Bertrande et de la Doire ;
- Christiane Maurizot-Blanc (1974), pour la vallée de la Chevade et la cuvette de Murat ;
- Jean-Pierre Milesi (1976), pour les hautes vallées de l'Alagnon, du Benêt et du Lagnon ;
- Nicole Vatin-Pérignon (1966), pour le secteur occidental de la feuille Murat ;
- Pierre Watelet (1977), pour les vallées de la Santoire et de la Rhue et le plateau du Limon.

L'interprétation dynamique et volcanologique de l'ensemble a aussi bénéficié du concours de N. Arnaud, H. Bellon, XL. Bourdier, H. Bril, J.M. Brosse, A. Cailleau, L. Carré, Y. Chen, J.M. Cantagrel, R. Crahcmailiuc, G. Farjanel,

J.L. Feybesse, A. Fromont, P. Gillot, D. Huguet, Y. Langer, É. Le Goff, G. Lerouge, H. Leyrit, P. Maguire, P. Maurizot, R. Maury, Ph. Mossand, M. Obert, J.-F. Pastre, Y. Peru, R. Platevoët, G. Prouteau, J.Ph. Rançon, P. Rochette, J. Roger, J.L. Schneider, M. Téguy, D. Thiéblemont, A. Thonat, J.-C. Thouret, B. Valadas et N. Vidal.

Enfin, ce travail n'aurait pu voir le jour aussi tôt sans l'ensemble des travaux conduits antérieurement sous les directions respectives de R. Brousse, A. de Goër de Herve et N. Vatin-Pérignon et qui forment l'essentiel de la bibliographie citée dans cette notice.

La toponymie utilisée dans ce travail est celle des cartes IGN à l'échelle du 1/25 000 (pour la feuille Murat 24350T TOP 25, éditée en 1991).

RÉDACTION DE LA NOTICE

La notice, qui accompagne cette carte, offre aux personnes intéressées une présentation synthétique de l'ensemble du volcanisme du Cantal et fournit aussi aux spécialistes l'essentiel des données analytiques actuellement disponibles et conservées dans des ouvrages plus ou moins faciles d'accès, publiés ou non.

Depuis les débuts des sciences géologiques, le volcanisme du Cantal a continuellement suscité l'intérêt des scientifiques, et la bibliographie afférente est volumineuse. Excepté les travaux anciens importants, notre liste bibliographique répertorie, hors omissions, l'ensemble des publications postérieures à 1900. Pour les documents plus anciens, nous renvoyons le lecteur aux ouvrages fondamentaux de J.-B. Rames (1873, 1879) et de M. Boule (1900). L'expérience nous a montré que la lecture des documents anciens est indispensable car il n'est pas rare que des observations supposées nouvelles y aient déjà été rapportées.

La notice a été rédigée par Pierre Nehlig avec l'aide de Jean-Louis Marroncle pour les gîtes et indices minéraux, de Jack Roger pour les bassins sédimentaires, de Jean-Yves Roig pour le substratum granito-gneissique, de Frédéric Surmely pour la préhistoire et l'archéologie, et de Denis Thiéblemont pour les caractéristiques géochimiques des produits volcaniques. Les autres co-auteurs ont, par leurs travaux de recherche sur les avalanches de débris (Gwenaël Fréour, Hervé Leyrit et Nathalie Vidal), sur les lahars (David Huguet) et les planèzes et formations superficielles (Alain de Goër de Herve), grandement facilité la rédaction.

Nous avons aussi bénéficié de l'expérience et des informations de l'ensemble des personnes citées plus haut dans le chapitre consacré aux

conditions d'établissement de la carte. Nous remercions également Joëlle Burnouf, Christian Coulon, Alain de Goër de Herve, David Huguet, Jean-Pierre Milési et Gaëlle Prouteau, qui ont accepté de lire ce manuscrit et de nous faire part de leurs critiques et suggestions.

CHOIX CARTOGRAPHIQUES ET NOMENCLATURE

La taille imposante de l'édifice volcanique, la complexité des affleurements, la répétition des formations - laves ou brèches - pétrographiquement comparables à des niveaux différents et la présence d'importantes formations superficielles masquant les contacts sont autant de facteurs qui rendent difficile l'établissement d'une échelle stratigraphique détaillée des unités volcaniques.

Les datations isotopiques apportent certes des informations sur la chronologie des événements volcaniques, mais celles-ci sont ponctuelles et difficiles à extrapoler. Par ailleurs, les recouvrements des marges d'erreur des datations ne permettent pas toujours d'établir l'ordre de succession de deux formations d'âges voisins.

Afin de répondre à des préoccupations autres que volcanologiques, il nous a paru préférable de les représenter prioritairement en fonction de leurs caractères lithologiques. Dans le choix des teintes, nous avons cependant veillé à distinguer les grands ensembles stratigraphiques : basaltes infracantaliens, complexe trachyandésitique, dépôts de lahars, dépôts d'avalanches de débris, basaltes supracantaliens.

La nomenclature pétro-géochimique des produits volcaniques est compliquée par les noms locaux et les termes devenus obsolètes. Entre les appellations de terrain, celles déduites d'une étude microscopique approfondie et celles qui résultent d'une analyse chimique, entre les typologies locales, nationales et internationales, entre les appellations anciennes et actuelles, les termes sont nombreux, se ressemblent mais recouvrent fréquemment des réalités fort différentes. Nous avons intégré l'ensemble des appellations anciennes dans une nouvelle grille de classification pétro-géochimique (tabl. 1).

Les laves ont été désignées selon la terminologie recommandée par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Le Maitre et *al*, 1989). Leurs compositions évoluent entre un pôle basaltique et basanitique, et un pôle phonolitique et rhyolitique (fig. 3). Vu le caractère potassique marqué d'une grande partie des termes trachybasaltiques à trachyandésitiques, l'application stricte de cette terminologie conduirait à parler de shoshonites et latites. L'usage de ces noms ne paraît pas adapté en raison de leur forte connotation géodynamique de volcanisme des zones de subduction. À l'opposé,

Noms	Phénocristaux	Matrice
Basalte	ol + cpx + mt ± ilm	ol + cpx + mt + ilm + plag + ap + foid
Basanite	ol + cpx + mt	ol + cpx + mt + foid ± (amph, bio, fsp)
Trachybasalte Hawaiiite, Leucobasalte, Labradorite, Trachybasalte, Basalte demi-deuil	cpx + plag + ap + amph + mt + ilm ± ol	cpx + plag + mt + ilm + ol + ap + fsp + amph
Trachyandésite basaltique Mugéarite, Doréite, Trachyandésite mésocrate	cpx + plag + amph + ap + mt + ilm ± (fsp, bio, opx)	cpx + plag + mt + ilm + ap + fsp
Trachyandésite Benmoréite, Sancyite, Trachyandésite leucocrate, Latite	plag + fsp + cpx + amph + bio + ap + mt + ilm ± opx	cpx + plag + mt + ilm + ap + fsp ± qtz
Trachyte Dômite	fsp + bio + cpx + plag + amph + ap + mt + ilm + sphène + zircon ± opx	fsp + bio + cpx + plag + mt + ilm + ap ± qtz
Rhyolite	fsp + cpx + mt + ilm + plag ± (amph, bio, sphène)	fsp + plag + cpx + ap + amph
Téphrite Ordanchite	cpx + plag + amph + mt + haüyne + ap ± fsp	cpx + plag + mt + ap
Trachyphonolite Phonolite subcalcaire, Phonolite miaskitique	fsp + plag + cpx + amph + haüyne + noséane + sodalite + zircon + sphène + mt	fsp + foid + ap + cpx + amph + bio + plag
Phonolite Phonolite apatitique, Phonolite hypercalcaire	fsp + cpx + sodalite + analcime + neph + plag + amph	fsp + ap + cpx + amph + plag + neph + analcime

Tabl. 1 - Nomenclature pétrologique utilisée. Correspondance avec les termes anciens ou obsolètes et les assemblages minéralogiques observés

Les noms en gras font partie de l'usage international et sont ceux retenus pour la carte et la notice.

fsp = feldspaths alcalins ; amph = amphibole ; ap = apatite ; bio = biotite ; cpx = clinopyroxène ; foid = feldspathoïde ; ilm = ilménite ; mt = magnétite ; néph = néphéline ; ol = olivine ; opx = orthopyroxène ; plag = plagioclase ; qtz = quartz.

les appellations d'hawaiiite, de mugéarite et de benmoréite, parfois utilisées antérieurement sont en partie inexactes. Pour contourner ces problèmes et afin de rendre compte de la coexistence de termes sodi-potassiques et de termes à tendance potassique, avec un continuum minéralogique et chimique entre les deux, les termes plus généraux de « trachybasalte », « trachyandésite basaltique » et « trachyandésite » ont été généralement retenus.

Ainsi, l'application du diagramme TAS (Le Maitre et *al.*, 1989) à l'ensemble des roches anciennement analysées et nommées montre que le champ des trachyandésites nouvellement défini comprend - parmi les termes anciennement définis et que l'on peut trouver dans les études antérieures - pour moitié des latites, pour un quart des mugéarites potassiques (champ de la shoshonite) et pour moins d'un quart des trachytes. De même, la moitié des basanites nouvellement définies était anciennement appelée basaltes, les feldspathoïdes n'ayant probablement pas été détectés optiquement.

Dans la représentation cartographique des dépôts volcanoclastiques, nous avons tenté de conserver, dans la mesure du possible, cette classification.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE

Sous bien des aspects, le Massif du Cantal constitue un volcan original, tant par sa taille que par l'abondance des roches de composition intermédiaire dans un volcanisme alcalin ou encore par la grande proportion de roches dites bréchiques.

Son histoire s'est déroulée au total de 13 à 3 Ma, mais, pour l'essentiel, de 11 à 4 Ma (fig. 4), soit du Miocène supérieur au Pliocène inférieur, en plusieurs grandes étapes qui ont mis en place les grands ensembles stratigraphiques (fig. 5) que nous présentons ci-dessous, en parallèle avec leur histoire géologique.

LE SUBSTRATUM GRANITO-GNEISSIQUE

Le volcanisme du Massif central est un phénomène géologique très récent. Ces volcans, dont le Cantal, reposent sur les terrains métamorphiques et granitiques de la Chaîne hercynienne, formée lors du cycle orogénique varisque il y a plus de 300 millions d'années. À cette époque, l'Afrique et l'Europe du Nord étaient entrées en collision pour former un super-continent, la Pangée. Du Portugal au Massif de Bohême, en passant par le Massif armoricain et le Massif central, s'élevait la Chaîne hercynienne, gigantesque cicatrice entre ces deux blocs continentaux. Des empreintes des phénomènes géologiques qui ont marqué la naissance, le démantèlement et l'érosion de la Chaîne hercynienne du Massif central sont encore observables en périphérie du Cantal ainsi qu'au fond des vallées rayonnantes qui entaillent largement le volcan.

Les grandes périodes dans l'évolution orogénique

Le cycle orogénique cadomien représente l'essentiel des événements pré-varisques comme en témoigne la géologie du domaine nord-armoricain. Cependant, dans le Massif central, aucune preuve de l'orogénèse cadomienne n'a été, jusqu'à ce jour, découverte. Il est ainsi admis que la formation du Massif central résulte d'une seule période orogénique appartenant au cycle varisque. Les grandes étapes de l'évolution orogénique du Massif central ont été décrites en détail par P. Ledru et *al.* (1989, 1994). Quatre grandes périodes sont reconnues et décrites ci-après.

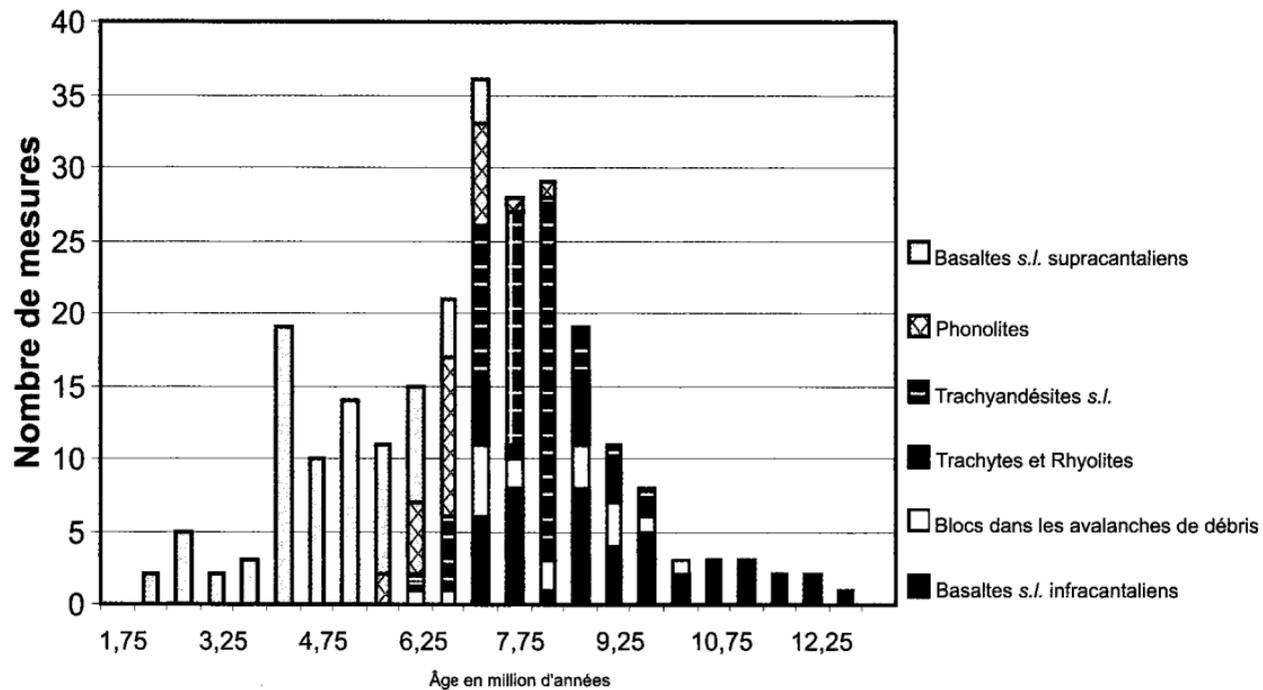


Fig. 4 - Histogramme des âges du Cantal

Nous avons retenu une classification basée sur la minéralogie des roches, c'est pourquoi les téphrites phonolitiques, les phonolites téphritiques, les trachybasaltes potassiques ou encore les mugéarites potassiques ne sont pas distinguées, sauf lorsqu'une analyse chimique est disponible.

Les basanites sont des basaltes alcalins dont le caractère essentiel est la présence d'un feldspathoïde. La distinction entre basalte et basanite étant quasi-impossible sur le terrain et délicate en lame mince, ces deux types de lave ont été, en règle générale, appelés basaltes et désignés par le même symbole. Lorsqu'une analyse chimique a été effectuée, ces deux types ont été distingués.

Enfin, certains caractères pétrographiques ou minéralogiques des laves, comme la présence de phénocristaux et d'enclaves de péridotite, bien visibles sur le terrain, sont indiqués par des exposants complétant le symbole pétrographique.

Les formations volcaniques sont surtout représentées par des dépôts volcanoclastiques, dont le volume domine largement celui des laves. Le terme « dépôt volcanoclastique » recouvre l'ensemble des dépôts « bréchiques » de nature volcanique, indépendamment de leur origine. Les fragments volcaniques sont des pyroclastes, des hydroclastes, des autoclastes, des alloclastes ou des épiclastes.

Les pyroclastes se forment par désintégration d'un magma lorsque les gaz sont relâchés par décompression et éjectés d'un événement volcanique, soit dans l'atmosphère, soit dans l'eau. Il s'agit de pyroclastes juvéniles (produits par l'éclatement de la lave), accessoires (fragments du même volcan) ou accidentels (fragments de socle par exemple). Suivant leur taille, on les classe en cendres (< 2 mm), lapilli (2 à 64 mm) et bombes ou blocs (> 64 mm). Les dépôts équivalents consolidés sont respectivement des tufs, des tufs de lapillis et des brèches pyroclastiques. Les autres termes couramment utilisés sont ponces et scories. Il s'agit généralement de lapilli ou de blocs très vésiculeux, avec une densité inférieure à celle de l'eau pour les ponces et supérieures à celle de l'eau pour les scories. Les hydroclastes se forment par explosion phréatomagmatique lors d'interactions entre l'eau et le magma et par fragmentation des coulées subaquatiques (hydroclastites de progression). Les autoclastes se forment par friction mécanique lors de l'écoulement des laves et de la rupture des encaissements froids ou de l'écroulement des aiguilles et des dômes. Les alloclastes se forment par destruction de roches éruptives préexistantes par des processus volcaniques. Les épiclastes sont des clastes lithiques et minéraux produits par la remobilisation de roches volcaniques originelles par des processus de type « avalanches de débris », « lahariques » et par tous les processus d'érosion. Les termes auto-clastiques, pyroclastiques, hydroclastiques et épiclastiques renvoient aux processus de formation des clastes.

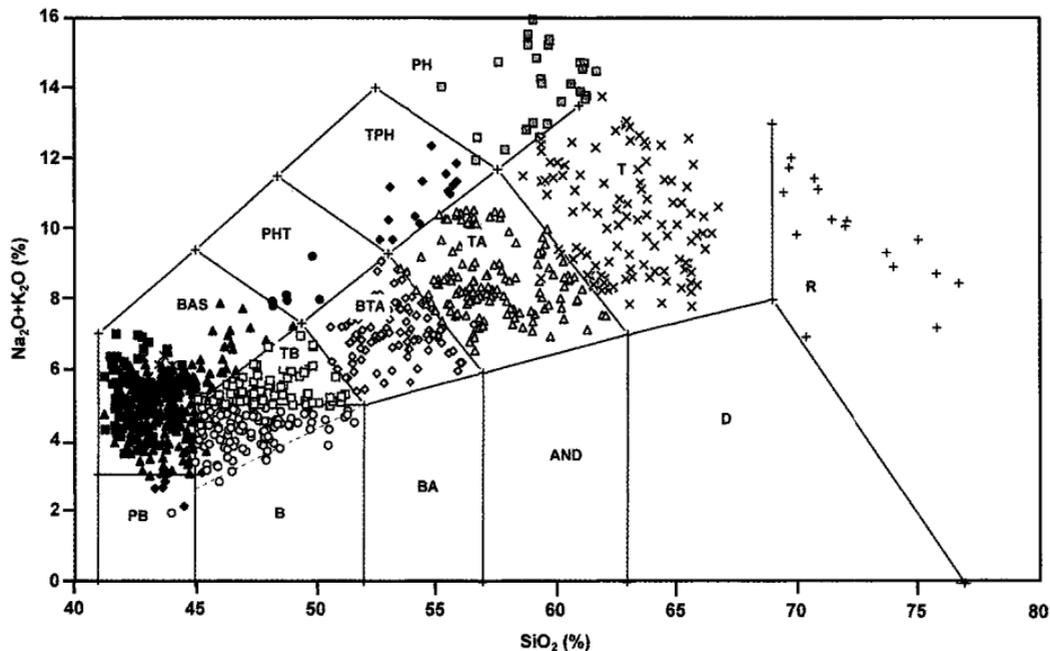
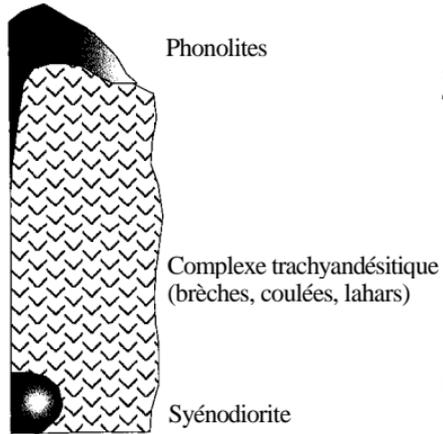


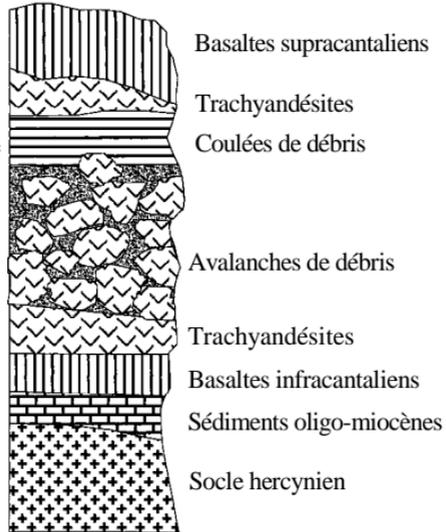
Fig. 3 - Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre et al., 1989) pour les laves du volcan cantalien

P - champ des micro-basaltes ; B - champ des basaltes alcalins ; BA - champ des andésites basaltiques ; AND - champ des andésites ; D - champ des dacites ; R - champ des rhyolites ; BAS - champ des basanites ; TB - champ des trachybasaltes (hawaïites et absarokites) ; BTA - champ des trachyandésites basaltiques (mugéarites et shoshonites) ; TA - champ des trachyandésites (benmoréites et latites) ; T - champ des trachytes ; PHT - champ des téphrites phonolitiques ; TPH - champ des phonolites téphritiques ; PH - champ des phonolites

Zone Centrale



Zones Intermédiaires



Zones Périphériques

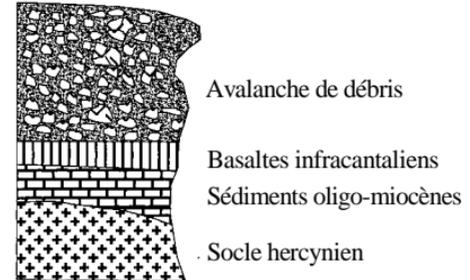


Fig. 5 - Stratigraphie simplifiée des zones centrales, intermédiaires et périphériques du stratovolcan du Cantal

La période éo-varisque (avant 400 Ma) : fermeture des domaines océaniques. Au Cambro-Ordovicien, un épisode de distension généralisé entraîne la dislocation de la bordure nord du craton gondwanien (plaque africaine) et l'apparition de séries tholéitiques (roches basiques), ainsi que la mise en place de plutons granitiques (roches acides). Il est probable que cette distension a provoqué l'apparition de petits domaines à croûte amincie ou océanique.

Le Silurien est marqué par la subduction vers le Nord de ces domaines océaniques : c'est la période éo-varisque. De la même façon que la plaque pacifique passe aujourd'hui sous la plaque asiatique, la plaque africaine plongeait sous la plaque européenne il y a environ 400 millions d'années. Ce phénomène de subduction a provoqué l'enfouissement de certaines portions de la lithosphère continentale et océanique à de très grandes profondeurs (> 100 km). À ces profondeurs, les roches subissent un métamorphisme de haute pression. Les roches magmatiques basiques sont transformées en éclogites, alors que les roches acides de la croûte continentale sont soumises à un métamorphisme granulitique de haute pression. Les témoins de ce métamorphisme de haute pression ne se retrouvent que sous forme de reliques (éclogites et granulites) dans le groupe leptyno-amphibolique de l'Unité Supérieure des Gneiss (fig. 6).

La période méso-varisque (380-340 Ma) : collision continentale et tectonique de nappe. La période méso-varisque correspond au stade de la collision entre la plaque africaine et la plaque européenne. Il s'agit d'un phénomène similaire à celui qui se passe aujourd'hui en Himalaya, où l'Inde vient percuter l'Asie. Cette collision induit des déformations importantes qui vont jusqu'à provoquer des « ruptures » de la lithosphère aboutissant à la dissociation de trois grands ensembles : l'Unité Supérieure des Gneiss, l'Unité Inférieure des Gneiss et l'Unité Para-autochtone des Micaschistes. L'Unité Supérieure des Gneiss, correspond à une partie de la croûte subductée, qui va passer au-dessus de l'Unité Inférieure des Gneiss. On dit que l'Unité Supérieure des Gneiss chevauche (ou est charriée sur) l'Unité Inférieure des Gneiss. Simultanément, l'Unité Inférieure des Gneiss est charriée sur l'Unité Para-autochtone des Micaschistes. Dans le vocabulaire des géologues, ces unités qui se chevauchent sont appelées des nappes de charriage.

Le charriage de l'Unité Supérieure des Gneiss (portion de croûte subductée) sur l'Unité Inférieure des Gneiss s'accompagne donc d'une remontée depuis des profondeurs de l'ordre de 100 km, jusqu'à des conditions de plus en plus superficielles. Au départ, cette remontée est tellement rapide (plusieurs km/Ma) que la pression chute rapidement alors que la température reste presque constante. Ainsi, les roches d'origine sédimentaire, et en partie d'origine granitique, vont fondre partiellement et former de nouvelles

roches appelées migmatites. Dans les éclogites, un nouveau minéral apparaît : l'amphibole. Lorsque l'amphibole prédomine dans l'assemblage minéralogique, la roche est alors appelée amphibolite. Au cours de cette remontée, les roches sont intensément déformées. C'est pourquoi, il est aujourd'hui difficile de distinguer les roches originelles, et en particulier les granites, qui sont alors appelés leptynites, terme plus large désignant des roches métamorphiques claires et acides. Cette déformation est responsable de l'alternance entre les leptynites et les amphibolites, regroupées dans un même ensemble : le groupe leptyno-amphibolique. La fusion partielle et la déformation de ces roches au cours de leur remontée expliquent pourquoi le groupe leptyno-amphibolique et les migmatites sont rassemblés dans la même unité tectonique : l'Unité Supérieure des Gneiss.

Le charriage de l'Unité Supérieure des Gneiss s'accompagne d'une évolution métamorphique rétrograde (diminution de la pression et de la température) postérieure au stade de haute pression. Parallèlement, les unités sous-jacentes (Unité Inférieure des Gneiss et Unité Para-autochtone des Micaschistes), initialement peu ou pas métamorphiques, sont portées à des profondeurs modérées où se développe un métamorphisme de pression intermédiaire. La période méso-varisque correspond au stade de la collision continentale, durant lequel les nappes de charriage se mettent en place à la faveur de grands chevauchements. Ce phénomène provoque la superposition d'unités très métamorphiques sur des unités moins métamorphiques.

L'extension tardi-orogénique (330-290 Ma). La tectonique de nappe, qui a affecté toute la Chaîne hercynienne, est donc responsable de la superposition de plusieurs unités métamorphiques. Il en résulte une augmentation de l'épaisseur de la croûte dont l'altitude et les reliefs sont la preuve la plus flagrante. Ainsi, il est probable qu'il y a environ 300 millions d'années, le Massif central présentait des reliefs comparables à ceux des Alpes actuelles. Le fait que la croûte soit plus épaisse que la normale (presque le double) a deux conséquences majeures :

- cette épaisseur importante provoque des perturbations thermiques importantes. Ainsi, les parties profondes et moyennes de la croûte fondent partiellement induisant la formation de magmas granitiques. Ceux-ci montent ensuite lentement vers la surface et cristallisent vers 3-5 km de profondeur. Le granite de la Margeride en est un exemple ;
- une croûte anormalement épaisse est instable. Pour retrouver sa « position d'équilibre », l'ensemble de la lithosphère va se désépaissir. Ce phénomène correspond au démantèlement de la chaîne et s'exprime à la fois par l'apparition de failles normales et par l'érosion intensive des reliefs. C'est durant cette extension tardi-orogénique que se mettent en place les minéralisations mésothermales à Cu, Au, As et Sb (pic autour de 310-305 Ma). Aucune grande faille normale n'est présente directement autour du Cantal.

En revanche, l'érosion de la chaîne est responsable de la production de sédiments riches en débris végétaux, à l'origine du charbon et de la houille. Les sédiments viennent se piéger dans des bassins localisés le long de grandes failles. La plus célèbre d'entre elles est la faille du Sillon houiller, ainsi nommée puisque jalonnée de petits bassins charbonneux tout le long de son tracé. Les minéralisations aurifères sont remaniées dans ces bassins charbonneux (Alès, Argentat).

ENTRE L'OROGENÈSE HERCYNIENNE ET LA DISTENSION OLIGOCÈNE

La période s'étendant de la fin de l'orogénèse hercynienne à la réactivation paléogène du Massif central est très mal connue. En effet, les sédiments permotriassiques résultant du démantèlement de la Chaîne hercynienne ne sont connus qu'en périphérie du Massif central. Cependant, les reconstructions paléogéographiques à plus petite échelle montrent que la quasi-totalité du Massif central a été recouverte par une mer épicontinentale durant une grande partie du Lias et du Jurassique. Durant cette période, la sédimentation dans le Cantal aurait oscillé entre un environnement de bassin peu subsident et une plate-forme carbonatée.

L'exondation définitive se serait produite à la fin du Jurassique, et l'ensemble de la couverture aurait été érodé dès la fin du Crétacé.

Au début du Tertiaire, se développe une importante altération des roches sous un climat subtropical engendrant des sols fersiallitiques rouges, à cuirassement ferrugineux, avec concrétionnement pisolitique. Ces sols, caractéristiques d'un climat de type subtropical à saisons contrastées, ne sont trouvés que dans quelques zones protégées de l'érosion par une couverture de produits sédimentaires ou volcaniques. Les derniers sols fersiallitiques trouvés se développent sur les anciens basaltes supracantaliens, soit antérieurement au Messinien (coupe du col d'Aulac ou encore coupe de la route de Murât à Saint-Flour (Chesworth et *al.*, 1983).

Vers la fin de l'Éocène et au cours de l'Oligocène, le Massif central, comme une grande partie de l'Europe occidentale péri-alpine, est soumis à un régime tectonique distensif engendrant la formation de plusieurs fossés sédimentaires : fossés de la Bresse, de Roanne - Montbrisson et de Limagne, au Nord du Massif central, et du Puy, de Saint-Flour et d'Aurillac, pour les principaux au Sud du Massif central. Les fossés sont bien développés au Nord, et de moindre importance au Sud du Massif central.

Ces mouvements se sont poursuivis pendant et après l'édification du volcan du Cantal. Ainsi, postérieurement à 2,7 Ma (Goër de Herve (de) et

Étienne, 1991), se produit une ultime surrection du horst de la Margeride, dénivellant les coulées basaltiques à la commissure Cantal - Cézallier, avec un rejet cumulé de 115 m dans la région de Joursac. Ces mouvements confèrent au substratum du volcan du Cantal une pente générale orientée vers le Sud-Ouest.

LES BASSINS SÉDIMENTAIRES

Le stratovolcan du Cantal est géographiquement étroitement associé à une série de fossés et bassins sédimentaires, formés bien avant les premières émissions volcaniques. Ces fossés sont partie intégrantes d'un important système de rifts intracontinentaux, incluant les grabens de la Limagne, de la Bresse, du Rhin, de la Ruhr, de la Leine et de l'Eger. Formés dès l'Éocène supérieur, ils ont évolué pendant les stades ultimes de l'orogénèse alpine et l'affaissement néogène associé des bassins méditerranéen et pannonien. Replacés à l'échelle de la plate-forme européenne, ces fossés d'effondrement résultent des déformations tectoniques engendrées par la collision de l'Afrique avec l'Eurasie (Bergerat, 1987). Au cours de l'Oligocène, ces fossés vont accumuler une sédimentation détritique et marno-carbonatée dont on retrouve les affleurements à la périphérie de l'édifice volcanique cantalien. Les unités sédimentaires les plus récentes, d'âge mio-pliocène, viennent sceller une longue période de déformation, marquée par un soulèvement généralisé et une réactivation des fossés oligocènes. Ces derniers dépôts, principalement détritiques, sont très discontinus, à la fois dans l'espace et dans le temps, et s'interstratifient avec les coulées et les téphras volcaniques.

Les bassins oligocènes

Les bassins oligocènes forment une couronne discontinue d'affleurements, localisés à la périphérie de l'édifice volcanique. Leur remplissage montre une évolution latérale de faciès, avec le passage, d'Est en Ouest, d'une sédimentation essentiellement détritique (dans le fossé margeridien qui s'étire depuis Neussargues, en passant par Saint-Flour, jusqu'au Malzieu, à l'Est du massif) à des dépôts plus nettement argilo-calcaires (au Sud-Ouest, dans le bassin d'Aurillac ainsi que dans la région de Mauriac, au Nord-Ouest du Cantal, mais aussi de Murat, au cœur du stratovolcan). Il semble que la sédimentation carbonatée, bien développée dans les Limagnes et le bassin d'Aurillac, n'arrive jamais à s'imposer dans le contexte détritique prépondérant à l'Est du Cantal au pied de l'escarpement de faille margeridien.

Fossé margeridien

La bordure orientale du Cantal vient buter contre cet escarpement, sur un demi-graben oligocène qui s'étend de Neussargues (Cantal) au Malzieu (Lozère), limité par des accidents de direction NW-SE. Ce fossé se subdivise en trois sous-bassins, séparés par des seuils, dont le plus important est celui de Saint-Flour. Les dépôts sont aujourd'hui partiellement masqués par des coulées basaltiques postérieures, mais la succession stratigraphique exposée varie peu d'un bassin à l'autre.

Bassin de Saint-Flour

Le bassin de Saint-Flour est caractérisé par une sédimentation essentiellement détritique. Les faciès calcaires restent très marginaux et principalement représentés par des concrétions pédogénétiques enrichies en quartz. La série débute par des argiles rutilantes à kaolinite, directement héritées de l'altération du socle gneissique, dont l'épaisseur varie de 25 à 50 m. Bien qu'azoïques, ces dépôts ont été attribués à la base de l'Oligocène inférieur (faciès Sannoisien) ; ils pourraient cependant résulter du remaniement de paléosols plus anciens, d'âge éocène. Des argiles graveleuses, bariolées, viennent localement raviner les argiles rutilantes, mais reposent le plus souvent directement sur le socle. Les argiles bariolées, toujours riches en débris lithiques et minéraux du socle gneissique, montrent aussi un enrichissement en montmorillonite, qui traduit un réchauffement climatique au cours de l'Oligocène. Puissantes au maximum de 80 m, ces argiles montrent localement, vers leur sommet, l'intercalation de lentilles sableuses quartzofeldspathiques et micacées, de quelques bancs gréseux à ciment carbonaté et de concrétions calcaréo-dolomitiques. Ces niveaux ont pu être datés du « Stampien » (équivalent au Rupélien dans les nouvelles chartes stratigraphiques internationales), grâce à la faune mammalienne qu'ils renferment (Lavocateta/., 1949).

Bassin de Neussargues

Plus au Nord, dans le bassin de Neussargues, seules sont connues les argiles bariolées qui, à l'inverse, apparaissent dilatées, cumulant des épaisseurs pouvant excéder 150 m.

Bassin de Malzieu

Des grès rouges à matrice kaolinique viennent, au Sud du bassin du Malzieu, directement coiffer le socle, témoignant du remaniement, sans doute précoce, d'anciens paléosols. L'essentiel de la sédimentation terrigène du bassin est cependant constitué par des argiles sableuses bariolées plus récentes, car contemporaines des dépôts « stampiens » du bassin de Saint-Flour. Ces derniers peuvent atteindre ici des puissances voisines de 100 m. Ces niveaux renferment, comme dans le bassin de Saint-Flour, des éléments arrachés au socle et un mélange de kaolinite et de montmorillonite.

Sur la bordure occidentale du bassin (Saint-Léger-du-Malzieu), les dépôts s'amincissent fortement (quelques mètres seulement), passant à des argiles vertes, à lentilles calcaires, qui sont rapportées au « Sannoisien ». Les argiles sont surmontées par des meulrières qui passent à des entablements de silex. Les relations stratigraphiques entre la série argilo-siliceuse et les argiles bariolées sont mal connues et encore débattues, mais il apparaît que la première unité vient combler des chenaux ravinant les unités antérieures.

Bassins d'Aurillac et du Goul

Les bassins d'Aurillac et du Goul constituent le plus vaste domaine oligocène de la région, puisqu'il s'étend sur une quarantaine de kilomètres, de Saint-Paul-des-Landes à Mur-de-Barrez. Il accumule une série lithologiquement variée et puissante, composée de sédiments terrigènes ensuite relayés par des dépôts carbonatés (Brousse et *al.*, 1980). Les poudingues et graviers argileux de base constituent une semelle terrigène grossière d'épaisseur variable (40 à 50 m à l'Ouest, mais beaucoup moins vers l'Est), qui vient combler une paléotopographie héritée. Au cours du temps, les dépôts s'affinent et passent à des argiles sableuses, bariolées, azoïques, à caractère lenticulaire, relayées par des argiles vertes, souvent massives. Ces dernières constituent un terme de transition vers les marnes et calcaires dolomitiques à silex, qui se développent à leur suite. La série, de plus en plus carbonatée vers le haut, se développe sur près de 40 m dans le bassin d'Aurillac et montre des puissances comprises entre 30 et 70 m dans le bassin du Goul. Très fossilifère, cette série a livré une riche faune d'invertébrés (gastéropodes, ostracodes) et de vertébrés, ainsi que des restes végétaux, qui permettent de lui attribuer un âge « stampien supérieur » (Rey, 1967). La présence complémentaire de Potamides et de foraminifères a longtemps suggéré des influences marines épisodiques et sans doute marginales. Mais, des travaux récents de géochimie isotopique (Briot et *al.*, 2001) ont montré que si cette faune traduit une certaine salinité des eaux, cette salinité doit être attribuée à un contexte endoréique sous climat aride, et non à une ingression momentanée d'eaux marines. Si de telles ingressions sont prouvées en Limagne, nous ne sommes plus tenus à chercher une hypothétique connexion entre les Limagnes méridionales et les bassins cantaliens. Les niveaux calcaires indurés, les plus sommitaux, à limnées et planorbes, et d'affinité lacustre, témoignent de la fin de cet endoréisme, vraisemblablement en relation avec un passage à des conditions climatiques plus humides.

Bassin de Salins - extensions au Sud de Riom-ès-Montagnes

De nombreux dépôts oligocènes jalonnent l'ancien Sillon houiller. Il est prouvé que la zone d'accidents s'est réactivée à cette époque, et qu'elle a donc joué un rôle dans le contrôle de ces dépôts. Les affleurements s'alignent autour de l'accident, depuis la vallée de la Doire jusqu'au Nord de Mauriac. Des extensions plus limitées sont connues au Sud de Riom-ès-Montagnes.

La succession, relevée dans le secteur occidental du Cantal, peut atteindre 250 m de puissance dans le bassin de Salins, alors qu'elle s'amincit vers Riom-ès-Montagnes. Presque exclusivement argilo-sableuse dans cette dernière région, la série se complète lithologiquement vers l'Ouest, s'enrichissant, à son sommet, de termes marno-carbonatés, bien représentés dans le bassin de Salins et au Sud de celui-ci, en direction du bassin d'Aurillac. Les niveaux carbonatés se signalent le plus souvent par la présence de gastéropodes d'eau douce, d'ostracodes et de characées, attribués au « Stampien supérieur ». Des influences marines ont été invoquées pour expliquer la présence d'évaporites (gypse et sel à Salins) et de calcaires, ainsi que de meulière à foraminifères (rotalidés) (notice de la carte Mauriac à 1/80 000 ; Rey, 1971), mais ces sédiments, contrairement à ceux d'Aurillac et de la Limagne, n'ont pas encore été étudiés sous l'angle de la géochimie isotopique

Région de Murat

En se déplaçant vers l'Est, dans la région de Murat, la série montre un prolongement des faciès carbonatés, qui s'apparentent à ceux relevés dans la région d'Aurillac et sur la bordure occidentale du Cantal. L'existence d'un seuil gneissique, séparant le bassin de Murat des bassins plus orientaux à sédimentation terrigène du fossé margeridien, suggérée par A. de Goër de Herve (1988), pourrait expliquer la nature aussi différente des remplissages oligocènes. Les dépôts, qui s'y accumulent, sont variés et se composent d'argiles vertes, de marno-calcaires blancs, de calcaires crayeux à gastéropodes et de calcaires indurés à silex blonds (Goër de Herve [de] 1988). Culminant à des altitudes variées, comprises entre 700 m et 1 100 m, ils ont livré une faune de gastéropodes datée du « Stampien supérieur ». Les faciès marno-calcaires se retrouvent aussi : en enclaves, remaniés dans les brèches volcaniques exposées dans les environs de Murat (carrière de Laveissière) ; plus au Nord, aux alentours de Dienne, où ils affleurent largement ; ou encore dans le fond de la Jordanne, sous la forme d'un affleurement décamétrique. Par contre, les calcaires blancs et argiles vertes, « disloqués et bousculés », observés par A. de Goër de Herve (1988) sous le Puy d'Estable, à l'aval de Murat (faille Saint-Flour), sont déplacés dans une avalanche de débris.

Séquences de dépôts

La série exposée dans le bassin d'Aurillac, et qui paraît régionalement la plus diversifiée, montre une succession de dépôts qui forment un cycle sédimentaire complet calé sur le « Stampien » (étage inférieur de l'Oligocène, maintenant réservé à une utilisation régionale et remplacé, dans les chartes internationales, par le Rupélien ; Jenkins et Luterbacher, 1992) dont la durée s'étale sur environ 6 Ma. Ce cycle comprend une succession de dépôts qui fait s'enchaîner des altérites remaniées, puis des dépôts fluvio-lacustres argilo-gréseux, relayés à leur sommet par des faciès

marno-calcaires. L'enrichissement progressif en montmorillonite, qui vient s'ajouter au stock argileux initial à kaolinite des altérites, traduit la dégradation climatique (refroidissement et baisse des précipitations) qui s'esquisse au passage Éocène - Oligocène, période où le climat tropical fait place à un climat plus tempéré ou pour le moins méditerranéen (Schuler, 1990). La tendance transgressive des dépôts culmine avec les faciès marno-carbonatés saumâtres, à faune « d'affinité marine marginale » (*Potamides*, foraminifères, coccolites), qui marquent le maximum d'inondation du cycle. Les derniers dépôts carbonatés, d'affinité continentale, lacustre ou palustre, indiquent, en même temps qu'une humidification du climat, l'inversion de tendance et l'esquisse de la chute relative du niveau de base qui va conduire à l'émersion de la région, durant l'Oligocène supérieur.

Les données régionales sur les Limagnes (Gorin, 1974) permettent de reconnaître un cycle sédimentaire similaire, calé sur le « Stampien ». Dans cette région, les influences marines et/ou lagunaires sont encore plus marquées, soulignées par le développement des évaporites (sel gemme, gypse et anhydrite, dans le cœur subsident du bassin) ensuite relayées par des marnes à foraminifères et coccolites, au maximum de l'inondation. D. Briot et al. (2001) ont toutefois montré, d'après la géochimie isotopique du Sr et du Nd, qu'on ne pouvait attribuer à des eaux marines ni le dépôt des évaporites, ni la présence de *Potamides lamarcki*. Toutefois, de brèves incursions marines répétées se marquent à la fois par une baisse du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et l'apparition d'un plancton laguno-marin à foraminifères et coccolites. Les reconstitutions paléogéographiques doivent donc combiner un endoréisme et une aridité climatique avec une topographie plane et le fond des fossés à des altitudes négatives permettant ces incursions marines. Dans le bassin plus oriental de la Bresse, la sédimentation de cet âge affiche un caractère lagunaire encore plus accusé, qui se traduit par l'accumulation de plus de 1 000 m de dépôts principalement évaporitiques (Debrand Passard et al., 1984 ; Schuler, 1990). Cependant, leur origine marine, en l'absence de faune ou flore caractéristique, n'est pas prouvée. Le caractère franchement marin de l'épisode transgressif rupélien (au sens ancien de Stampien supérieur) est, par contre, particulièrement bien attesté dans le fossé rhénan, où les évaporites stampiennes passent le relais à des marnes à foraminifères et à des schistes à poissons (Schuler, 1990), corrélés à l'échelle du bassin.

Les influences marines, relevées dans la série de Limagne, et dont on retrouve des équivalents, à peu près synchrones dans d'autres bassins oligocènes, posent le problème de leur origine : communication avec la mer installée sur le bassin du Sud-Est, liaison vers le Nord-Est avec le fossé rhénan et la mer péri-alpine ou bien encore bassin endoréique ? À cette question complexe ne peuvent être données que des réponses partielles et locales. R. Rey (1971) avait esquissé une réponse partielle, basée sur l'observation de

la diversification croissante des faunes d'affinité marine, depuis le bassin d'Aurillac jusqu'à Blesle, qui, d'après lui, suggère des incursions marines originaires du Sud-Est de la Limagne et du Lembron. On retiendra que ce point reste cependant incomplètement élucidé, l'ampleur de la structuration post-stampienne ayant complètement érodé les jalons de dépôts sédimentaires qui pouvaient relier les différents bassins. Toutefois, les travaux de D. Briot et *ai* (2001) nient toute communication du bassin d'Aurillac avec une mer ouverte.

L'absence de formations d'âge chattien et miocène inférieur et moyen (Goër de Herve (de) et Etienne, 1991), dans les bassins sédimentaires du Cantal, paraît imputable à une réactivation tectonique précoce qui déforme et fait émerger la région à cette époque.

La série mio-pliocène

À partir du Miocène (moyen à supérieur) et jusqu'au Pliocène, les phénomènes volcaniques vont jouer un rôle prépondérant dans le Cantal. Les formations sédimentaires, qui y sont associées, sont souvent réduites à des épandages détritiques discontinus que l'on retrouve conservés, interstratifiés entre les coulées et les téphras. Seuls, les plus anciens de ces dépôts, qui prédatent, au moins en apparence, les épisodes volcaniques cantaliens, constituent des accumulations d'extension notable.

Fossé margeridien

À l'Est du Cantal, les dépôts sédimentaires mio-pliocènes sont connus sous le terme ancien de « sables à chailles », en raison de la présence de silex jurassiques associés aux argiles et sables arkosiques. A. de Goër de Hervé (1972) y distingue cinq horizons. Le plus ancien (Sables d'Andelat), puissant d'au moins 100 m, prédate les premières coulées basaltiques de la région de Saint-Flour. Il renferme aussi de très rares galets de basalte altéré, probablement transportés depuis une source extérieure au Cantal (Goër de Herve [de] et Tempier, 1988). L'aire de répartition de ces dépôts azoïques, d'âge probablement tortonien, apparaît inféodée au fossé oligocène margeridien (Goër de Herve [de] et Burg, 1990), réactivé au Miocène supérieur. Les études de A. de Goër de Herve et Etienne (1991) ont montré que ces dépôts enregistrent, dès la base, des décharges de minéraux lourds d'origine volcanique (amphiboles et sphènes) marqueurs des premières éruptions à laves différenciées du Cantal (début de l'édification du stratovolcan). Leur âge ne saurait donc être supérieur à 10 Ma. Les autres horizons, d'extension plus limitée, interfèrent visiblement avec le volcanisme cantalien, ce qui a permis leur datation. Ils se composent d'alluvions fluvio-lacustres monotones, épisodiquement accumulées au cours de l'intervalle Tortonien à Pliocène.

Bordure nord-occidentale du Cantal

Les accumulations terrigènes infracantaliennes affleurent largement à la terminaison nord-ouest du Cantal, à la périphérie des coulées basaltiques qui les ont protégées de l'érosion. Elles sont particulièrement bien développées sur la feuille Mauriac (Brousse et *al*, 1989), où elles débordent largement l'aire d'extension des dépôts oligocènes, et plus accessoirement dans la région de Riom-ès-Montagnes (Brousse et *al*, 1972). Elles sont absentes dans la région d'Aurillac, où les coulées volcaniques les plus anciennes (Miocène supérieur) viennent directement reposer sur les sédiments oligocènes. Ces dépôts azoïques, dont l'âge miocène ne peut être que supputé, se composent de sables blancs et de sables argileux verts, parfois arkosiques, à concrétions calcaires, mais sans intercalations marno-calcaires. À l'aplomb des grabens, qui ont limité leur érosion, leur puissance peut atteindre la centaine de mètres.

Cadre géodynamique de la fin du Paléogène et jusqu'au Néogène

L'histoire cénozoïque de la région du Cantal n'est connue qu'à partir de la fin de l'Éocène. Elle s'articule autour de deux phénomènes majeurs : l'ouverture des fossés oligocènes, qui s'inscrit dans le cadre du « *lifting* » affectant la plate-forme européenne, et l'édification du stratovolcan, qui débute au Miocène supérieur. Dans ce cadre, deux périodes se révèlent plus particulièrement propices à l'accumulation de puissants dépôts sédimentaires : en premier lieu, l'Oligocène inférieur, et plus localement, le Miocène supérieur.

L'histoire des événements cénozoïques tardifs a été longuement esquissée par A. de Goër de Herve et Burg (1991) dans la notice de la feuille géologique Chaudes-Aigues, dont on extraira ici les épisodes antérieurs à l'édification du volcan.

A la fin de l'Eocène, la région hérite d'un relief peu contrasté qui met à nu le socle granito-gneissique, profondément altéré, sous l'action d'un climat tropical hydrolysant. Ces altérites fersiallitiques seront ensuite largement reprises dans les premiers dépôts oligocènes qui vont s'accumuler à la faveur de l'ébauche du fossé margeridien et des bassins de l'Ouest du Cantal. L'essentiel des dépôts (argiles bariolées, marno-calcaires) se met en place lors de la phase distensive majeure, au « Stampien » supérieur. C'est aussi à cette période, que se font sentir des influences marines, enregistrées à l'échelle des plus grands bassins effondrés du rift ouest-européen, mais qui ne concernent pas les petits bassins ou fossés péri-cantaliens dont le caractère momentanément lagunaire (saumâtre ou sursalé) doit être imputé à des écoulements endoréiques sous climats arides. Quoi qu'il en soit, la communication marine s'interrompt vite, une humidification climatique favorisant l'installation d'une sédimentation lacustre encore enregistrée dans les dépôts. La lacune de dépôt, longue de plus de 15 Ma, qui couvre ensuite tout l'intervalle Oligocène

supérieur - Miocène moyen (?), porte la marque de la structuration qui affecte la région à cette époque. Elle conduit au morcellement de la région en une multitude de petits bassins disjoints, qui, à la faveur de la réactivation tectonique du Miocène supérieur, permet l'accumulation des derniers dépôts terrigènes antérieurs aux manifestations volcaniques.

LES PREMIÈRES ÉRUPTIONS : LES BASALTES INFRACANTALIENS

Les premiers dépôts volcaniques du Cantal sont constitués de coulées et de scories essentiellement basaltiques. Celles-ci se sont mises en place directement sur le socle cristallin et les formations sédimentaires, et forment par endroits de véritables planèzes infracantaliennes.

Depuis les travaux de M. Boule (1896), ces basaltes *s.l* sont regroupés généralement sous les termes de basaltes miocènes, ou basaltes anciens ou encore basaltes infracantaliens (A. de Goër de Herve, 1972). C'est cette dernière appellation, par opposition aux basaltes supracantaliens, que nous avons retenue. Ce terme « infracantalien » recouvre en fait deux réalités distinctes :

- seuls les basaltes « anciens », les plus centraux, peuvent être qualifiés de « précantaliens » ; leur âge se situe principalement entre 11 et 9,5 Ma ;
- dans les régions périphériques (Aurillac, Saint-Flour, Salins, abords de la Truyère), les émissions basaltiques se poursuivent au cours de l'édification du stratovolcan, entre 9 et 7 Ma ; elles ne seront recouvertes que par les produits de ses dernières phases (notamment les grandes avalanches de débris). Ces basaltes « péricantaliens » sont, pour partie, contemporains de ceux de l'Aubrac, édifiés plus au Sud autour de 7,5 Ma.

Ces basaltes plus abondants à l'Est et au Nord du Cantal, ne sont connus, sur la feuille Murat, qu'au fond des vallées (talwegs et bas de versants), dans leurs parties distales. Il s'agit d'édifices dispersés et de coulées parfois encore associées à des projections.

Ce sont des basaltes altérés, riches en olivine serpentinisée, parfois en xénolites du socle et du manteau sous-jacents. Ils affleurent sur de grandes épaisseurs (100 m) dans les vallées du Nord du Cantal.

L'altitude maximale atteinte par ces édifices volcaniques ne dépasse actuellement pas 1 200 m.

Au Nord du Cantal, ils bordent longuement, en escarpement, la rive droite du Mars. La vallée du Marilhou les échancre entre Moussage et la Chassagne de Trizac. Celle de la Sumène, les découvre à hauteur de Marcombes, comme le Cheylat en amont du pont de Tautal. La vallée de la

Véronne, vers Riom-ès-Montagnes, en est bordée de part et d'autre sur environ 15 km de long, jusqu'à la cascade du pont d'Aptier. La vallée de la Rhue de Cheylade les révèle, très largement, autour de ce village ainsi que celle de la Santoire, de Saint-Saturnin à Dienne.

Cependant, le recouvrement par les basaltes infracantaliens est loin d'être général, soit parce qu'ils n'ont jamais existé, soit parce qu'ils ont été en grande partie érodés. Ainsi, dans la haute vallée du Mars, les épanchements basaltiques anciens sont rares.

Au Sud-Ouest du Cantal, l'exemple le plus classique des basaltes infracantaliens est fourni par la coupe du Puy Corny, près d'Aurillac. Une paléovallée creusée dans les calcaires oligocènes est comblée par une coulée, dont le toit plat, très altéré, passe à un paléosol rouge fersiallitique (Chesworth *et al.*, 1983) à racines végétales témoignant d'une longue évolution pédogénétique. Cette coulée a été datée aux alentours de $7,4 \pm 0,3$ Ma par H. Bellon *et al.* (1972), ce qui en fait une des plus jeunes de cet ensemble dit « infracantalien », recouverte seulement par l'ultime avalanche de débris.

Dans la vallée du Mars, à la Franconèche, une série d'affleurements de coulées basaltiques, ainsi que des scories stromboliennes avec des bombes en fuseaux, témoignent de l'existence d'un édifice volcanique d'un kilomètre de diamètre et de plus de 110 m de haut. Les basaltes sont peu porphyriques, à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine. La présence de nombreux blocs basaltiques à l'Ouest de la Franconèche, au sein de l'avalanche de débris, indique que le volcan a été décapité par cette dernière, et pourrait expliquer les blocs de basalte à l'interface socle - avalanche de débris d'Albos, de Broussouze et de Peubrélie.

À l'Est du Cantal, les basaltes infracantaliens affleurent particulièrement bien sur les deux versants de l'Alagnon, entre Laveissière et Murat (Milesi, 1976), dans le fond du Bournandel, depuis Muraille Haute (Maurizot-Blanc, 1974), et au débouché du Lagnon, à l'aval du moulin du Champeix (Goër de Herve [de], 1972). La stratigraphie à l'intérieur de cet ensemble n'a pu être précisée compte tenu du caractère ponctuel des émissions. J.-R Milesi (1976) y décrit au moins sept cônes de scories sur les quatre kilomètres qui séparent Laveissière d'Anterroches. Sur le versant gauche de l'Alagnon, ces appareils jalonnent une carapace formée de l'emboîtement de plusieurs coulées de laves qui se dirigent vers la vallée. L'une des coulées, en bordure de la RN 122, près de Fraisse-Bas, est exceptionnellement riche en grandes enclaves de granulite pouvant atteindre plusieurs décimètres de diamètre. Le toit de la carapace lavique, dans la vallée de l'Alagnon, n'excède pas 960 m d'altitude sur le versant gauche et le versant droit, à l'aval de Chambeuil. Font exception : (1) une coulée pentée de 30° vers le Sud-Ouest, à 1 015 m d'altitude, 400 m au Nord-Est

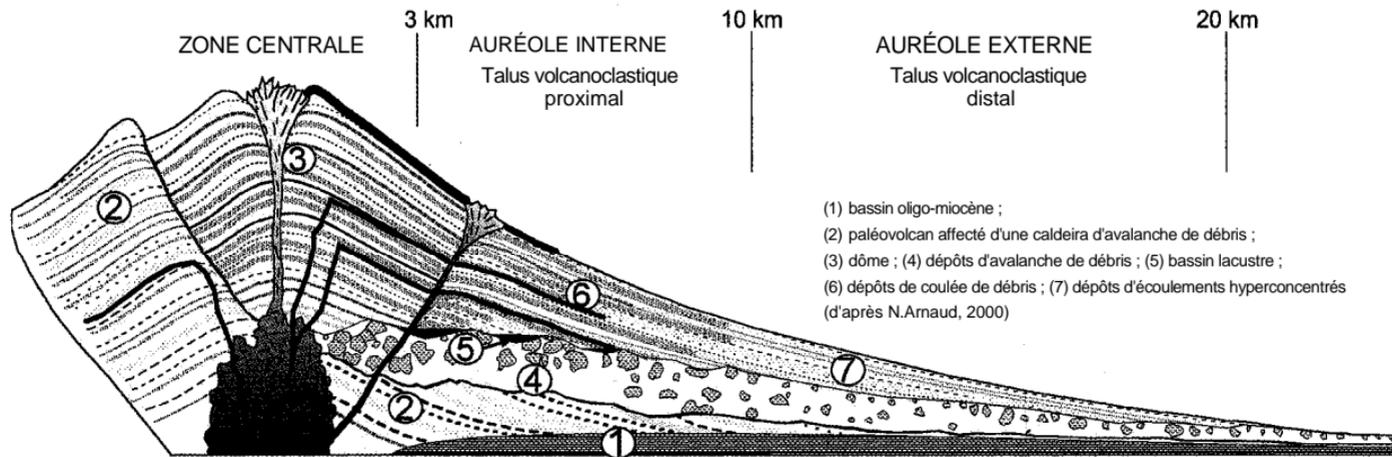


Fig. 7 - Coupe schématique montrant les relations spatiales entre les faciès volcanoclastiques et leurs sources

de Laveissière ; (2) un cône de scories au Sud de la Chassagne qui atteint 1020 m d'altitude et émet une coulée vers le Sud-Ouest ; (3) au Sud-Ouest de Fraisse-Bas, un ensemble, culminant à Bellevue à 1 000 m d'altitude, formé d'une coulée coiffant des tufs argilisés et des scories altérées (volcan de Comrelles décrit par M. Boule, 1896). Ces points hauts sont l'empreinte de la paléomorphologie bosselée de la fin des émissions basaltiques, ainsi que d'une néotectonique certainement très active.

Plus à l'aval dans la cuvette de Murat, les basaltes infracantaliens affleurent de façon sporadique dans le fond des quatre vallées qui confluent à Murat. Plusieurs ensembles ont été distingués par C. Maurizot-Blanc (1974) qui en a fait une cartographie détaillée. Dans le bas de la vallée de la Chevade, C. Maurizot-Blanc a mis en évidence un édifice de type « maar » surmonté par une coulée basaltique. Au niveau de Murât même, les basaltes infracantaliens ont formé un verrou glaciaire dans la vallée de l'Alagnon, où ils ont été fortement rabotés et moutonnés par les glaciers. Il s'agit là essentiellement de projections de type strombolien surmontées par des coulées basaltiques. Les scories rouges agglomérées de la scierie du Martinet, au débouché du gradin de raccordement des vallées du Benêt et de l'Alagnon, sont connues de longue date des minéralogistes en raison de leur richesse en zéolites (phillipsite et chabasie).

Le type d'activité est très varié : strombolien à Muraille-Haute, Pont Notre-Dame, Bredons ; à fontaine de lave (hôpital de Murat), voire franchement explosif (maar de Massebeau). Ainsi, des appareils relativement importants ont dû se créer puis être complètement abrasés, puisque l'altitude du toit de ces formations, au contact des brèches trachyandésitiques sus-jacentes, ne varie que d'une cinquantaine de mètres pour l'ensemble de la cuvette de Murat. Ceci suggère qu'il y ait eu une érosion importante avant ou pendant le dépôt des formations suivantes.

Sur la feuille Murat, au cœur du Cantal, les basaltes infracantaliens affleurent en plusieurs endroits (cf. annexe géochronologique) :

- dans la Véronne ;
- dans la Petite-Rhue, au Claux ;
- dans la Petite-Rhue d'Eybes, au Giralès ;
- dans la Santoire, à Dienne et plus à l'aval ;
- dans le Mars, à la Franconèche ($7,3 \pm 0,1$ Ma), où ils prédatent l'avalanche de débris ;
- dans l'Authre, à Thuron ($10,1 \pm 0,5$ Ma) ;
- dans l'Alagnon, de Laveissière à Murat ($11,0 \pm 0,3$ Ma) ;
- dans la Cère, à Faillitoux ($9,5 \pm 0,5$ Ma).

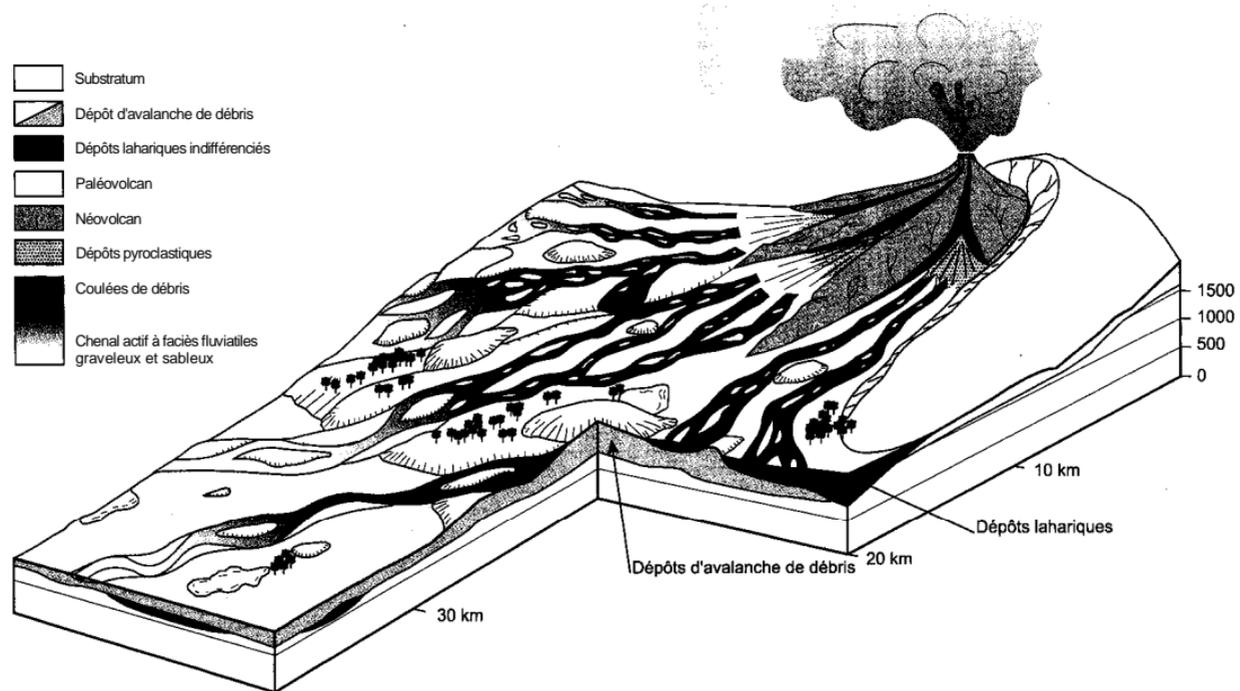


Fig. 8 - Modèle conceptuel explicitant la formation du stratovolcan du Cantal avec un appareil volcanique central alimentant un vaste piémont volcanoclastique. La déstabilisation gravitaire de cet édifice alimente un important dépôt d'avalanche de débris. La succession de tels épisodes de reconstructions et de destructions est à l'origine du stratovolcan du Cantal. Les importantes formations basaltiques infra- et supracantalienne n'ont pas été représentées (modifié d'après un schéma de A. Jamet, 1999)

UN GRAND STRATOVOLCAN SE CONSTRUIT ET SE DÉTRUIT

La cartographie des dépôts volcaniques du Cantal montre que, lors des phases éruptives, les matériaux laviques et volcanoclastiques primaires se sont accumulés à proximité des points de sortie. Les matériaux meubles ont été repris par les agents lahariques et ont construit un talus volcanoclastique secondaire autour de l'édifice.

Ce remaniement n'était pas assez efficace, et les flancs de l'édifice volcanique ont subi plusieurs glissements gravitaires de grande ampleur contribuant à étaler les matériaux et à fournir de nouveaux matériaux meubles à la reprise fluviale et laharique. Par conséquent, alors que la partie centrale du Cantal ne montre qu'un empilement de laves et de brèches autoclastiques, les parties périphériques voient une augmentation des faciès lahariques et d'avalanches de débris au sein de cette pile. Ces derniers deviennent prépondérants dans les parties distales de l'édifice volcanique (fig. 7 et 8).

Une part importante du Cantal est donc constituée de brèches. Celles-ci sont essentiellement trachyandésitiques et affleurent dans le centre du massif sur une épaisseur qui peut atteindre près de 800 m et qui diminue graduellement vers la périphérie. Dans la partie centrale du stratovolcan, ces brèches sont traversées par un réseau de dykes trachyandésitiques et basaltiques de plus en plus nombreux quand on se rapproche du centre de l'édifice. Ces brèches recouvrent des modes de genèse très différents : nuées ardentes, coulées autobréchifiées, lahars, avalanches de débris. Schématiquement, dans la partie centrale de l'édifice correspondant au cône résiduel (24 km de diamètre), il s'agit essentiellement de coulées, de brèches de nuées ardentes et de coulées autobréchifiées remaniés latéralement par des dépôts de lahars, alors que dans les parties plus distales (jusqu'à 40 km du cœur de l'édifice), il s'agit de dépôts d'avalanches de débris.

Dans les paragraphes suivants nous détaillons ces deux grandes formations lithologiques :

- un empilement de coulées et de brèches relayé longitudinalement par un complexe laharique ; cette formation, dont la base est fortement propylitisée, renferme de nombreuses coulées pyroclastiques, des intrusions trachyandésitiques, trachytiques et rhyolitiques ;
- les dépôts d'avalanche de débris, issus des déstabilisations successives des édifices centraux.

L'empilement de coulées et de brèches trachyandésitiques

Faisant suite à la mise en place du volcanisme basaltique dispersé de l'ensemble infracantalien, se construit un important stratocône, essentiellement

trachyandésitique, dont les remobilisations par des processus lahariques et de type avalanche de débris ont construit l'essentiel du piémont du volcan.

Localisées dans la partie centrale du massif, les formations qui constituent ce stratocône se retrouvent dans la plupart des hauts sommets : Peyre Ourse (1 612 m) et Puy du Rocher (1 813 m), au Nord-Est du Plomb du Cantal ; Puys Brunet (1 806 m) et de la Cède (1 768 m), au Sud-Est. Dans le massif du Bataillouse (1 683 m), elles constituent la crête nord-est, jalonnée par le Signal de Vassivière (1 678 m) et le Puy de Seycheuse (1 650 m). Au-dessus de la Bastide, elles forment le soubassement du Puy d'Orset (1 525 m). Elles constituent également les crêtes enserrant la haute vallée de la Jordanne dominée : au Sud, par l'Élancèze (1 571 m) et le Courpou Sauvage (1 521 m) ; au Nord, par les rochers de Cabrespine et par les coulées du Puy Chavaroché (1 739 m), dans le secteur du Puy Mary, les trachyandésites du Peyre Arse (1 806 m), du Puy de la Tourte (1 704 m) et du Suc de la Blatte (1 562 m). Elles forment également de nombreux petits sommets secondaires et sont aussi représentées par d'abondants filons dans les ensembles antérieurs. Stratigraphiquement, ces formations forment l'ossature du stratovolcan et ont alimenté les avalanches de débris. Elles se situent au-dessus des basaltes infracantaliens, dans les parties proximales du volcan, et sous les avalanches de débris, dans les parties médianes du Cantal. Des effusions trachyandésitiques tardives recouvrent partiellement les avalanches de débris et témoignent du synchronisme de ces effusions et des avalanches de débris.

Cette activité génère des coulées généralement courtes qui restent dans un rayon de moins de 15 km. Les plus lointaines vont jusqu'à Dienne, au Nord-Est ($8,42 \pm 0,16$ Ma), Bélinay, au Sud-Est ($8,21 \pm 0,24$ Ma) ou le Claux, au Nord ($8,16 \pm 0,12$ Ma).

Les formations les plus anciennes ensèrent la haute vallée de la Cère et forment les entablements du Plomb du Cantal et de l'Élancèze dont les bases ont été datées aux alentours de 8,5 à 9,5 Ma (rhyolite du Pas de Compaing, $9,2 \pm 0,4$; trachyandésite de Font d'Alagnon, $9,00 \pm 0,25$ Ma ; trachyandésite de l'Élancèze, $8,96 \pm 0,35$ Ma). L'activité trachyandésitique semble se déplacer ensuite vers le Nord-Ouest, en direction du Puy Chavaroché.

La mise en place de ces importants empilements de coulées et de nuées ardentes trachyandésitiques est accompagnée d'intrusions monzodioritiques, autour de 8,3 Ma, qui affleurent dans le fond de la Jordanne et sont contemporains d'une importante propylitisation des roches du cœur de l'édifice.

La nature essentiellement bréchrrique de ces formations, la faible distance parcourue par les coulées et la concentration des points de sorties trachyandésitiques dans un faible rayon sont à l'origine de la construction

d'édifices pentus dont les déstabilisations successives vont alimenter le piémont volcanoclastique.

L'empilement du Plomb du Cantal

Le versant nord du Plomb du Cantal et le versant sud du Bec de l'Aigle, au-dessus de la Font d'Alagnon, sont constitués par un empilement de coulées alternant avec des formations bréchiques composant 60 à 80 % de l'empilement. Sous le Bec de l'Aigle, cette séquence se répète une dizaine de fois sur 600 m de dénivelé. Sur le versant nord du Plomb du Cantal, il est possible d'en compter une dizaine sur 800 m de dénivelé, leur nombre variant en fonction des paléomorphologies empruntées par les coulées. Dans le paysage, les coulées forment des escarpements de 20 à 40 m d'épaisseur, de couleur claire, aux prismes souvent visibles. Dans certains cas, les brèches intercalées forment des escarpements de couleur brun sombre et d'aspect ruiniforme, mais elles sont, en général, recouvertes par la végétation.

La base des coulées, d'une épaisseur de 4 à 5 m, est rarement visible et est constituée de blocs trachyandésitiques recuits (de teinte rougeâtre), polychromes et de taille hétérogène. Ces blocs sont rarement anguleux et on ne trouve quasiment pas de matrice interstitielle.

Les niveaux de brèches présentent quelquefois des intercalations floues et discontinues de niveaux plus fins. Aucune figure d'écoulement ou de granoclassement n'est visible dans ces niveaux. Dans le corps de la brèche, les blocs sont très anguleux et de taille relativement homogène : rarement supérieur à 1 m, leur diamètre est en majorité compris entre 10 et 30 cm. Les blocs sont, dans la plupart des cas, soudés par un ciment de même composition et indissociable des éléments.

Les pentes, quelquefois très fortes de ces coulées et brèches (20 à 35°), donnaient au volcan une forme caractéristique de stratovolcan.

Ces brèches, trouvées en place au cœur du Cantal, sont très abondantes sous forme de blocs et de mégablocs dans les dépôts d'avalanches de débris (plus de la moitié des blocs et mégablocs des dépôts d'avalanches de débris de l'Ouest du Cantal).

D'un point de vue volcanologique, ces brèches proviennent d'éruptions de type « nuées ardentes » (d'après les critères de nature, de taille et de la forme des blocs, et de leurs relations avec les matrices).

L'Élancèze

L'Élancèze (Legendre, 1999), au contraire de l'entablement du Plomb du Cantal, est constitué essentiellement de formations laviques, principalement

sous forme de coulées de trachyandésites, de trachyandésites basaltiques et de trachybasaltes relativement épaisses (20 à 30 m, en moyenne). Le sens d'écoulement des coulées est SSW. Les coulées sommitales de l'Élancèze ont une teinte gris clair et renferment de rares phénocristaux de plagioclases de type oligoclase et labrador, de l'augite, de la hornblende brune, de la biotite et des oxydes ferro-titanés inclus dans une mésostase de même composition.

L'évolution distale des brèches trachyandésitiques primaires : le complexe du Puy Bataillouse

Les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et des Petites Rhues montrent l'évolution longitudinale de ces brèches en dépôts de lahars. En amont, l'intercalation régulière de coulées trachyandésitiques épaisses (< 20 m) dans la formation bréchique permet de caractériser la proximité des zones d'alimentation. Environ 6 km en aval, il n'existe presque plus de coulées interstratifiées, et seules quelques coulées trachyandésitiques viennent reposer au toit de l'ensemble laharique. Par ailleurs, une stratification des dépôts apparaît progressivement vers l'aval. Les bancs sont marqués par des granoclassements normaux et inverses et par des paléochenaux ravinants, remplis de matériel plus grossier et plus anguleux. La composante matricielle augmente d'amont (30 %) en aval (70-80 %), et la taille des blocs diminue : à l'amont ceux-ci dépassent rarement le mètre, et, à l'aval, ils excèdent rarement 50 cm pour une moyenne autour de 10 cm. Enfin, à l'aval, apparaissent des intercalations de lentilles sablo-graveleuses de type fluviatile. G. Fréour (1998) a mis en évidence plusieurs complexes bréchiques de ce type :

- complexe bréchique du Puy Bataillouse, au Nord, dont les dépôts vont de la vallée du Mars à l'Alagnon ;
- complexe bréchique du Chavaroche, à l'Ouest ;
- complexe bréchique du Suc de la Blatte, au Nord du Puy Mary.

Le complexe bréchique du Puy Chavaroche

Les ruisseaux, descendant vers le cœur du cirque de Mandailles, permettent de bonnes observations de l'assise du Puy Chavaroche (1 739 m) construit dans la caldera d'avalanche du Puy Mary (Fréour, 1998 ; Vannier, 1998). Celle-ci est composée par une succession de niveaux bréchiques (nuées ardentes et coulées de débris) alternant avec des coulées de laves trachyandésitiques. Ces dernières sont épaisses (20 m) et arment les crêtes. Ces coulées sont séparées par d'épais horizons bréchiques (une dizaine) dans lesquels les éléments trachyandésitiques scoriacés non soudés sont majoritaires. Le rayonnement des émissions localise le centre d'émission du Puy Chavaroche aux alentours du point culminant actuel.

Cet ensemble vient d'abord en comblement d'une grosse dépression dont les bords sont situés entre le Piquet (au Sud et à l'Est) et la Roche Noire (au

Nord). Ensuite, les formations s'étendent sur une large surface comprenant le Cassaïre, la crête séparant le Puy Mary et le Puy de Peyre Arse, et la base du Puy de la Tourte.

Le complexe bréchique du Suc de la Blatte

De même que le complexe bréchique du Puy Bataillouse et du Chavaroché, le complexe bréchique du Suc de la Blatte montre un ensemble de formations évoluant d'amont en aval.

La base du Suc de la Blatte est composée d'une alternance de coulées trachyandésitiques mélanocrates, à pendage nord de 20°, contenant de petites biotites bien cristallisées et alternant avec des niveaux bréchiques.

Jusqu'à une distance de 2 km, les coulées représentent près de 50 % de la formation. Après cette distance, seules quelques coulées viennent rompre une succession de nuées ardentes dans lesquelles il est possible de rencontrer de fins niveaux poinceux.

À partir de 3,5 km, des produits remaniés de type « coulées de débris » apparaissent, mélangeant blocs trachyandésitiques, ponces et matrice de nuée ardente.

Les complexes lahariques

Des dépôts de lahars sont observables dans un rayon de 20 km autour du centre géographique du Cantal, le Puy Griou (Huguet et *al.*, 2001). Leur répartition géographique est dissymétrique. Près des deux tiers des dépôts se trouvent au Nord du volcan où ils affleurent jusqu'à Apchon (vallée de la Petite-Rhue, 20 km) et Saint-Vincent (vallée du Mars, 20 km). Vers l'Ouest et l'Est, les dépôts de lahars s'étendent jusqu'à une distance de 18 km (vallée de la Maronne, Salers). La superficie actuellement recouverte par des dépôts de lahars est d'environ 280 km². Les plus grandes épaisseurs de dépôts de lahars se trouvent également sur la partie nord du volcan où ils peuvent atteindre 140 à 180 m. Cette épaisseur décroît avec la distance.

Les dépôts de lahars se présentent en grosses lentilles plutôt qu'en bancs stratifiés, la stratification étant très irrégulière, avec des ravinelements fréquents, des variations rapides d'épaisseur ainsi que des intercalations pyroclastiques. La granulométrie est très hétérométrique, et l'ensemble est souvent très induré.

N. Arnaud et *al.* (2000) ont mis en évidence l'existence, dans le nord-ouest du Cantal, d'une évolution longitudinale rapide des dépôts de lahars qui passent de dépôts de coulées de débris à des coulées hyperconcentrées. À l'approche de la zone centrale, les coulées de débris sont interstratifiées avec les produits effusifs et pyroclastiques, ce qui témoigne de leur mise en place syn-éruptive.

Intrusions trachyandésitiques, trachytiques et rhyolitiques et formations cendro-ponceuses

Le cœur du stratovolcan n'est pas uniformément de composition trachyandésitique. Il renferme aussi tout un cortège d'intrusions acides et de formations cendro-ponceuses, anciennement regroupées et connues sous différents vocables : « trachytes miocènes » (Boule, 1896), « formations acides inférieures » (Goër de Herve [de], 1972 ; Watelet, 1977), « ensemble clair inférieur ou infrabréchique » (Milési, 1976), « Paléocantal latitique » (Goër de Herve [de], 1980).

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. M. Fontaine-Vive (1981) les a décrites dans la vallée du Brezons et de l'Épie. La cartographie de l'édifice volcanique, ainsi que de nouvelles datations, ont montré qu'elles n'ont pas valeur de formation stratigraphique, étant présentes à tous les niveaux de la stratigraphie du stratovolcan trachyandésitique. Elles sont cependant plus abondantes à la base et au cœur de l'édifice, où elles sont associées à une importante altération hydrothermale (propylitisation) caractérisée par le développement d'une paragenèse à chlorite + calcite + séricite + pyrite.

Il s'agit, pour l'essentiel, de grands dômes endogènes, de nature le plus souvent trachyandésitique ou trachytique, parfois rhyolitique.

Des datations isotopiques, obtenues sur les dômes de trachyte et de rhyolite de la vallée de la Cère, ont fourni des âges compris entre 9,7 et 8,4 Ma (Trachyte des Pialottes, $9,7 \pm 0,5$ Ma ; Rhyolite du Pas de Compaing, $9,2 \pm 0,4$ Ma ; Trachyte de Font de Cère, $8,7 \pm 0,3$ Ma ; Trachyte de Vaur, $8,4 \pm 0,3$ Ma), c'est-à-dire des âges généralement précoces dans l'évolution du stratovolcan.

Les intrusions acides et les formations cendro-ponceuses, associées aux coulées et brèches trachyandésitiques, ont été particulièrement bien documentées dans la vallée de l'Alagnon où trois zones (externe, médiane et interne) ont été distinguées (Milési, 1976).

Dans la zone externe, de Laveissière à Murat, ces dépôts affleurent, de façon discontinue, dans la région de Chambeuil. Ils y comblent une dépression située entre deux appareils basaltiques (Bellevue, au Nord-Ouest, et Chambeuil, au Sud-Est) et sont recouverts par les brèches trachyandésitiques. Il s'agit pour l'essentiel de tufs lités, de type « retombées cendreuses », associés à des dépôts de coulées pyroclastiques (ravin de Chambeuil).

Dans la zone moyenne, comprise entre Laveissière et le buron des Belles-Aigues, les basaltes infracantaliens n'affleurent pas, mais l'épaisseur des

dépôts clairs peut être estimée à plus de 200 m. Il s'agit pour l'essentiel de coulées pyroclastiques, de retombées de cendres et de ponces, et d'extrusions (dômes et coulées de trachyandésites acides), accompagnées de dépôts de nuées ardentes.

Dans la zone centrale, entre le ravin de Pierre Taillade et Super Lioran, les dépôts « clairs » sont souvent argilisés, riches en pyrite, et d'un ton bleu au cœur de l'affleurement ou ocre rouille à sa surface.

Dans la vallée de l'Impradine et la haute vallée de la Santoire, à l'amont de Drils, les « formations acides » (Watelet, 1976) forment des dômes en « galettes », c'est-à-dire des coulées visqueuses courtes et peu épaisses, très souvent autobréchifiées. Il s'agit des dômes de :

- Lavigerie et la Gandilhon, dans la vallée de l'Impradine ;
- la Gravière, qui se situe face au dôme de Lavigerie, en rive droite de la Santoire (les affleurements sont malheureusement très sporadiques) ;
- la Montagne d'Impradine ;
- Drils, dont l'emplacement correspond à un rétrécissement de la vallée.

Seul le dôme d'Imbassière, situé en rive droite de la Santoire, sous le col du même nom, a des dimensions compatibles avec celles d'un véritable dôme (tholoïde) : allongement de 1 km et dénivelé de 150 m. De plus, c'est le seul à posséder, sur ses flancs, des cendres de nuées encore visibles : ce sont des matériaux gris, très pulvérulents et pauvres en blocs.

Dans le fond de la Jordanne, à proximité des intrusions grenues, les dômes trachytiques ont un débit en pelures d'oignons et constituent, avec les tufs, un niveau crayeux blanchâtre, bleuâtre ou rouille, caractérisé par une propylitisation très poussée (Prévost, 1978 ; Trémois, 1981).

À Lustrande, dans la vallée du Brezons, une brèche à obsidienne est interprétée par M. Fontaine-Vive (1981) comme une brèche de nuée ardente, qui a pulvérisé l'écorce vitreuse d'un dôme actuellement enfoui dans le versant, sous les brèches trachyandésitiques. Alternativement, il pourrait s'agir d'un mégabloc englobé dans les dépôts d'avalanche de débris de cette vallée.

Une importante « nappe de ponces », couvrant une surface de 375 km² pour une épaisseur moyenne de 30 m, soit un volume de 11 km³, a été décrite dans le Cantal (Brousse et Lefèvre, 1966). La cartographie réalisée à l'occasion de ce travail a montré qu'il n'en était rien et, qu'à défaut d'une importante nappe de ponce de plusieurs kilomètres cubes, il n'y avait dans le Cantal que quelques coulées pyroclastiques d'extension, somme toute, limitée et localisées à différents niveaux de la stratigraphie cantalienne.

Parmi les principales, on peut citer celles de l'Aspre, à la Peyre del Cros, et de l'Alagnon, à la Pierre Taillade.

Les avalanches de débris

Bien que, dès les premiers travaux, l'essentiel de la stratigraphie du Cantal ait été établi, l'interprétation des séries bréchiqes a posé problème pendant plus d'un siècle. Il a fallu attendre l'éruption du Mont Saint Helens pour que les brèches cantaliennes soient clairement comprises et interprétées pour partie en termes de dépôts d'avalanches de débris. Depuis le XVI^e siècle, plus d'une vingtaine de ces événements catastrophiques se sont produits, mais c'est l'observation directe de l'avalanche de débris du Mont Saint Helens, en 1980, et les nombreuses études auxquelles celle-ci a donné lieu, qui ont permis la compréhension des formations cantaliennes.

Après la mise en parallèle des dépôts du Mont Saint Helens avec ceux du Cantal (Hoskuldson, 1989 ; Bourdier et *al.*, 1989), J.M. Cantagrel (1995), G. Fréour (1998) et N. Vidal (1998) proposent les premiers schémas chronologiques des avalanches de débris du Cantal, tandis que XL. Schneider et VR. Fisher (1998), O. Reubi et J. Hernandez (2000) et P. Nehlig et *al* (2001) détaillent les dépôts d'avalanches de débris du Nord-Ouest du Cantal.

Qu'est ce qu'une avalanche de débris ?

Les avalanches de débris ont une origine gravitaire, comme tout mouvement de terrain, et se déclenchent le long d'un plan de glissement avant de se désagréger en particules individuelles de taille pluri-hectométrique à infra-millimétrique, les particules les plus fines constituant la matrice des plus grosses. L'ensemble s'écoule comme un fluide et peut atteindre des vitesses de plus de 100 m/s. La première avalanche de débris observée de visu et étudiée en détail fut celle du secteur nord du Mont Saint Helens, le 18 mai 1980. Depuis lors, des dépôts d'avalanches de débris ont été décrits sur la quasi-totalité des édifices volcaniques, tant terrestres que sous-marins : Nevado del Ruiz en 1595 et 1845 (Colombie), Bandai-San en 1888 (Japon), Unzen en 1792 (Japon), Bezymianny en 1956 et Shiveluch en 1964 (Kamchatka, URSS) ou Ontake en 1984 (Japon).

Il s'agit d'un événement à probabilité faible à l'échelle de la vie humaine, mais commun dans l'évolution des volcans composites. En fait, lorsque l'activité volcanique est soutenue et longue, les pentes de l'édifice volcanique augmentent par croissance externe (couloirs de laves sur des dépôts pyroclastiques meubles) et interne (intrusions, dômes,...), deviennent instables et se déstabilisent sous leur propre poids, soit à l'occasion d'une crise sismique ou d'une éruption volcanique, soit sans signe avant-coureur. Ces événements peuvent aussi se déclencher par fragilisation du cœur de l'édifice par altération hydrothermale.

Les avalanches de débris volcaniques débutent généralement le long d'un plan très incliné, en retrait du sommet, qui s'enfoncé profondément au cœur de l'édifice volcanique fréquemment propylitisé et de nature pyroclastique. Des explosions volcaniques, associées aux dépressurisations des intrusions volcaniques acides, peuvent ajouter de l'énergie cinétique et favoriser l'éclatement de la masse rocheuse (Mont Saint Helens, par exemple).

Les chiffres suivants attestent du caractère gigantesque des avalanches de débris. En effet, les volumes mis enjeu sont de l'ordre du km^3 (jusqu'à 45 km^3 , pour celle du Mont Shasta dans le Nord de la Californie ; Dwight et Crandell, 1986), les surfaces sont recouvertes quasi instantanément sur des centaines, voire des milliers de km^2 (70 km de distance pour une avalanche de débris du Colima, au Mexique ; Siebert et *al*, 1987), à des vitesses atteignant 150 m/s (Siebert, 1996).

Plusieurs événements de ce genre ont affecté le Cantal au cours de son histoire.

Les calderas d'avalanches

La forme caractéristique laissée par un effondrement de type avalanche de débris est un amphithéâtre en forme de « fer à cheval » : la caldera d'avalanche. Un inventaire des calderas d'avalanche, effectué par L. Siebert (1984), montre que celles-ci ont typiquement un diamètre de 1 à 3 km . Leur profondeur est généralement de plusieurs centaines de mètres.

Les effondrements se localisent préférentiellement le long des plans de faiblesse de l'édifice volcanique : discontinuités liées à des changements de lithologies, pyroclastites hydrothermalisées, zones d'injections de dykes,...

Les calderas sont associées à des faciès particuliers d'avalanche de débris nommés dépôts hyper-proximaux d'avalanche de débris et brèches de démantèlement :

- les dépôts hyper-proximaux d'avalanche de débris montrent des figures particulières liées à l'effondrement du volcan : fracturation intense, injection de matrice,.... ;
- les brèches de démantèlement sont issues de l'éboulement des murs de la caldera dans la dépression créée par celle-ci ; ils présentent des caractéristiques similaires aux éboulis de pente (peu de matrice interstitielle, éléments anguleux et mal classés).

La *taille des blocs* a tendance à diminuer vers l'aval et indique, soit un dépôt des gros blocs à l'amont, soit une fracturation et un démantèlement de ceux-ci au fur et à mesure de la progression de l'ensemble. Toutefois, les blocs de tailles les plus importantes sont trouvés au premier tiers de l'avalanche et non dans les parties proximales.

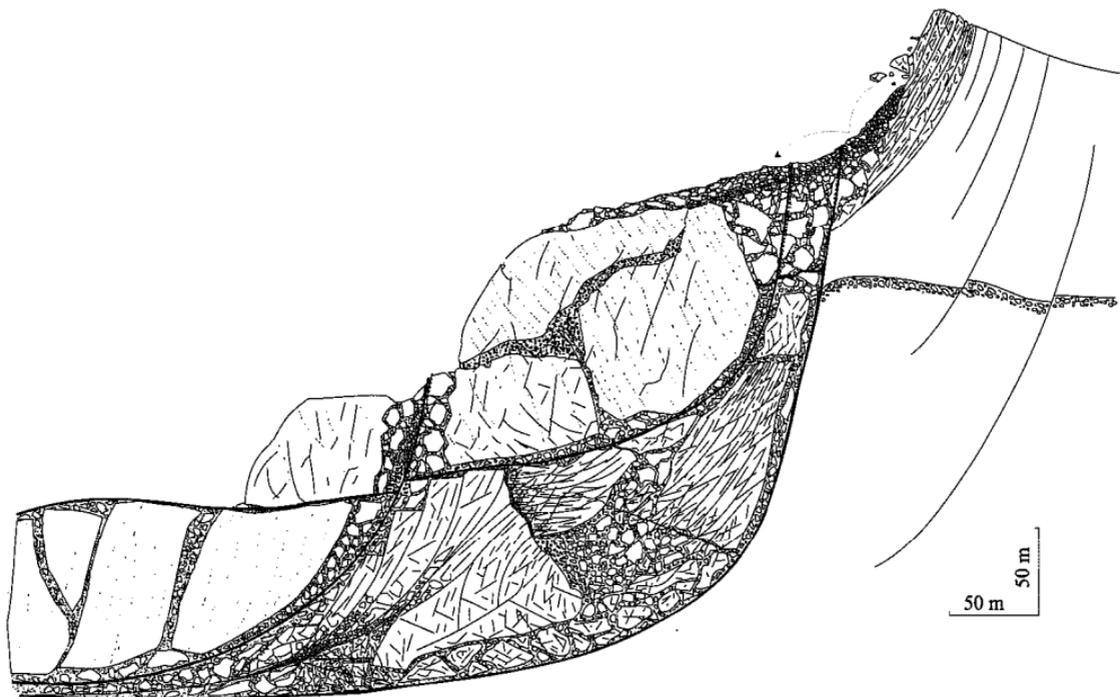


Fig. 9 - Schéma de synthèse des structures associées aux dépôts hyperproximaux et proximaux d'avalanche de débris et montrant la fragmentation des mégablocs et des blocs lors des stades initiaux d'une déstabilisation de flanc

La *fracturation des blocs* est liée au passage d'ondes de compression et de dilatation dans l'avalanche de débris au cours de sa progression sur une topographie non-plane. Les éléments ainsi fracturés demeurent sub-jointifs et forment un « puzzle ».

Différentes terminologies ont été employées pour décrire, classer et subdiviser les dépôts d'avalanches de débris. Les avalanches de débris génèrent un dépôt constitué d'une brèche non stratifiée, à éléments volcaniques anguleux à subanguleux très diversifiés et mal classés. Les éléments des avalanches de débris sont classiquement subdivisés en clastes ou blocs, pour les éléments dont la taille est inférieure à 10 m, et en mégaclastes ou mégablocs, pour les éléments de taille supérieure à 10 m. Ces derniers sont des pièces cohérentes, plus ou moins consolidées, ayant relativement conservé leur structure d'origine. Dans les parties très proximales des avalanches subsistent souvent des blocs de taille kilométrique, ayant glissé sur de faibles distances sans avoir subi de déformation. Difficiles à mettre en évidence dans les édifices anciens, ils ont été représentés comme « en place » sur la carte géologique. Les blocs et mégablocs sont généralement enrobés partiellement (faciès à blocs) ou totalement (faciès mélangé) par une matrice argilo-sableuse regroupant l'ensemble des éléments de taille inférieure au millimètre. Il s'ajoute au faciès à blocs (empilement de mégablocs et de blocs avec une matrice inférieure à 30 %) et au faciès mélangé (clastes dans une matrice formant 30 à 90 % de l'affleurement), un faciès marginal dans lequel la matrice est très largement dominante et compose plus de 90 % de la roche.

Les termes « bloc » et « matrice » ont été utilisés pour décrire des composants individuels ainsi que des faciès de dépôts (Crandell et *al.*, 1984).

Dés *coulées de débris* sont communément associées aux avalanches de débris volcaniques et à leurs dépôts. Celles-ci se forment immédiatement après l'avalanche de débris (1) directement, par dilution à partir des faciès distaux d'avalanche de débris ; (2) à partir des fractions fluides expulsées par compaction de l'avalanche de débris ; (3) par la rupture des lacs de barrage qui se forment sur la surface tourmentée des avalanches de débris longtemps après l'avalanche. Les deux premiers types sont souvent riches en argiles (Scott et Janda, 1987).

Un inventaire des *pentcs d'édifices volcaniques*, qui ont subi une déstabilisation de flanc (Siebert, 1984), montre que celles-ci se produisent surtout pour des pentes supérieures à 20°, avec un mode marqué autour de 30°. Une des caractéristiques des avalanches de débris volcaniques est leur très grande mobilité par rapport aux autres mouvements de terrain non volcaniques, ce qui indique un coefficient de friction très faible. En particulier, des vitesses supérieures à 100 km/h peuvent être atteintes (180 à 288 km/h au Mont Saint Helens ; Voight, 1981).

T. Ui *et al.* (1986), dans une synthèse de 283 volcans japonais, ont identifié 71 avalanches de débris sur 52 volcans, dont 41 sont des stratovolcans. Les distances maximales parcourues par ces avalanches de débris vont de 1,6 à 32 km et les hauteurs d'effondrement vont de 0,2 à 2,4 km. Le rapport hauteur sur longueur est compris entre 0,2 et 0,06. Ceci signifie que la distance maximale parcourue par l'avalanche de débris est 5 à 17 fois plus importante que la hauteur de chute. Ce rapport est bien plus important que pour les avalanches de débris de nature non volcanique. Le rapport H/L décroît faiblement avec le volume de l'avalanche.

Le remplissage des calderas d'avalanche par des matériaux juvéniles et des éboulis gravitaires est plus ou moins rapide. Au Bezymianny (Kamtchatka), la caldera d'avalanche a été comblée par des dépôts éruptifs en 25 ans. Au Bandai-San (Japon), elle est restée apparente parce que sa formation n'a été accompagnée et suivie par aucune éruption. Au Mont Saint Helens, des écoulements pyroclastiques, des lahars, des glissements de flancs continus et la croissance d'un dôme modifient lentement la caldera d'avalanche.

Les dépôts d'avalanche de débris dans le Cantal

Des dépôts d'avalanche de débris affleurent sur les versants des vallées du Cantal et s'étalent largement en périphérie vers le Nord, le Sud et l'Ouest pour former le piémont du volcan. Le gigantisme de ces événements et leur quasi-synchronisme complique la mise en évidence et la cartographie de plusieurs dépôts d'avalanches de débris. Dans le chapitre « Description des terrains affleurants », nous faisons une revue exhaustive par vallée de ces dépôts. Nous nous limitons ici à présenter leurs caractéristiques générales.

En règle générale, la présence de larges blocs de composition homogène, entourés d'une cataclase de composition similaire, et en contact tranché avec des éléments et des matrices de composition différente permet de reconnaître les dépôts d'avalanche de débris dans le Cantal. Ce contact franc entre différentes unités lithologiques reflète un mélange incomplet entre les débris et distingue les dépôts d'avalanches de débris de ceux des coulées de débris. Une autre caractéristique des dépôts d'avalanches de débris est la présence de débris éclatés en puzzle. Les relations entre blocs et matrices dans des dépôts proximaux sont représentés sur la figure 9.

L'induration des matrices et une étude morphologique du paysage permet de distinguer les dépôts d'avalanches de débris des dépôts issus des glissements post-glaciaires des flancs des vallées.

Les dépôts d'avalanches de débris se ressemblent beaucoup dans les différentes vallées où on les rencontre (Cère, Goul, Siniq, Brezons, Épie,

Alagnon, Santoire, Rhues, Véronne, Marilhou, Mars, Maronne, Bertrande, Aspre, Doire, Authre, Jordanne). Plusieurs faciès (non cartographiés en détail) peuvent y être distingués : (1) des mégapanneaux englobés dans des (2) faciès à blocs et à (3) matrices.

Les mégapanneaux sont de taille décamétrique à pluri-hectométrique. Ils forment d'importants reliefs dans la plupart des vallées et affleurent sous forme d'escarpements ruiniformes. Le « faciès à blocs » est composé à 80 % de blocs jointifs. C'est un faciès intermédiaire entre les mégablocs et le faciès à matrice. Le « faciès à matrice » est composé de blocs moins abondants, non jointifs, et enrobés par une matrice abondante issue de l'abrasion et de l'éclatement des blocs.

La matrice des dépôts d'avalanches de débris, dans laquelle baignent les blocs, est généralement constituée de fragments mono- ou polyolithologiques (laves, tufs, ponces), selon la proximité avec les zones sources et l'éloignement de la semelle du dépôt de l'avalanche de débris. Ses proportions fluctuent largement. La couleur de la matrice est également très variable, du blanc-marron au chocolat en passant par le jaune et l'orange. La matrice a la texture d'un « wackestone » non orienté et composé essentiellement de sable qui englobe des clastes de feldspaths, de laves trachyandésitiques porphyriques à plagioclase, de verre, d'éléments quelquefois énallogènes (granites, argiles,...).

À l'échelle de la lame mince, les clastes sont brisés de la même façon que les blocs. La matrice est composée de minéraux libres et de fragments de laves. Elle contient parfois des ponces et des roches sédimentaires (calcaires, marnes).

La base des dépôts d'avalanches de débris peut prendre plusieurs aspects : franche et érosive ou bien marquée par une semelle polygénique importante. Les travaux de terrain ont montré que la nature de cette semelle est fonction de l'éloignement du cœur du volcan, de la nature des substrats rencontrés par l'avalanche de débris au fur et à mesure de sa progression, de la nature du relief exposé, abrité ou décapité par l'avalanche de débris. Plusieurs faciès types peuvent être décrits en fonction de ces différents critères :

- semelle épaisse, riche en éléments de socle (Laqueille - vallée de la Santoire) ;
- semelle mince de l'avalanche de débris sur le socle (cascade d'Espinouze, dans la vallée du Mars) (Binet, 1998) ;
- semelle épaisse, rouge, riche en éléments basaltiques (vallée de la Chevade à Muraille Haute (Maurizot Blanc, 1974) ; Santoire entre Drils et Collanges (Watelet, 1977) ; Petite-Rhue de Cheylade, sous le village de

Codebos, en rive droite (Watelet, 1977 ; Petite-Rhue d'Eybes (Watelet, 1977) ; l'Alagnon, au Martinet (Milési, 1976) ; en divers points de la cuvette de Murat (Maurizot-Blanc, 1974) ;

- semelle riche en éléments sédimentaires issus des bassins oligo-miocènes (Cère, Jordanne) (Larger, 1999 ; Cruz-Mermy, 2000).

Plus que toute autre morphologie, la caldera d'avalanche est la plus difficile à identifier. Une possible limite de caldera, ouverte vers l'Ouest, a pu être mise en évidence à proximité du Puy Mary. Cette caldera a une forme en « fer à cheval » classique, et son ouverture est supérieure à 90°. Les dépôts de pente associés à cette caldera sont visibles dans la montée au Puy Mary, à proximité de la Roche Noire.

Les âges disponibles indiquent la présence de plusieurs déstabilisations successives. Il s'agit dans l'ordre chronologique :

- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du Nord et de l'Est (vallées des Rhues, de la Véronne, de l'Impradine, de la Santoire, de l'Alagnon et de la Chevade), antérieure à 7,4 Ma ; les dépôts de cette (ces) avalanche(s), très érodés par la suite, sont pelliculaires et discontinus ; ils sont recouverts d'une épaisse série laharique témoignant des épisodes de reconstruction postérieurs ;

- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du Nord-Ouest (vallées du Marilhou, du Mars, de la Maronne, de l'Aspre, de la Bertrande) entre 7,2 et 7,4 Ma ;

- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris des vallées de la Doire, de l'Authre (entre 7,2 et 7,4 Ma), de la Jordanne (entre 6,9 et 7,2 Ma) et de la Cère (entre 6,8 et 7,4 Ma).

Les avalanches de débris du Sud du Cantal (vallées du Goul et du Brezons et de l'Épie) sont mal calées dans ce schéma. Leurs dépôts reposent, au Sud de la vallée de la Truyère, sur les basaltes de l'Aubrac dont les plus jeunes sont datés à $7,1 \pm 0,1$ Ma (plateau d'Espinasse ; feuille Chaudes-Aigues). Les reconstructions géométriques nous conduisent à les situer avant celle de la Cère.

Dans l'hypothèse où plusieurs avalanches de débris auraient affecté le flanc ouest du Cantal - compris entre la vallée du Marilhou, au Nord, et la vallée de la Jordanne, au Sud - ceci impliquerait la présence, localement, de recouvrements et d'emboîtements marqués par des paléosols ou par des coulées, des dépôts de nuées ardentes ou de lahars. Or, bien que de telles interfaces aient été activement recherchées, aucune discontinuité de ce type n'a pour l'instant pu être mise en évidence. L'absence de dépôts de coulées de débris, surmontant les dépôts d'avalanche de débris dans le secteur compris entre la Bertrande et la Jordanne, nous paraît indiquer qu'aucun épisode de

reconstruction d'un grand édifice volcanique n'a eu lieu après cette déstabilisation majeure. En effet, tous les autres dépôts d'avalanches de débris sont très systématiquement surmontés par d'épais complexes lahariques témoignant d'épisodes de reconstruction de l'édifice volcanique. Ceci contredit le modèle conceptuel des enchaînements d'avalanches de débris proposé antérieurement par J.M. Cantagrel (1995).

Les déstabilisations de l'édifice volcanique sont liées en premier lieu à la mise en place, pendant une longue période (entre 8,5 et 7,0 Ma ; fig. 4), d'un grand volume de matériel trachyandésitique très visqueux, comme l'indique la faible extension des coulées trachyandésitiques. Ce matériel, insuffisamment remanié par les coulées de débris, génère les très fortes pentes observées en plusieurs secteurs du cœur du Cantal.

Plusieurs facteurs facilitant la déstabilisation pourraient être invoqués, comme la propylitisation de la base du volcan ou le basculement vers le Sud-Ouest de l'ensemble du bâti. En revanche, l'absence d'éléments phonolitiques dans le dépôt d'avalanche de débris de l'Ouest suggère que leur intrusion ne puisse pas être invoquée comme déclencheur de la déstabilisation malgré la quasi-contemporanéité de ces processus. Par ailleurs, les phonolites de l'ensemble Griou ont toutes un faciès microlitique de surface. Leur mise en place ne peut donc qu'être postérieure à une importante (la dernière ?) avalanche de débris.

L'interpolation de coupes géologiques sériées conduit N. Vidal (1998) à un volume global d'environ 185 km³ pour la totalité des dépôts de remaniement (avalanches de débris et dépôts de coulées de débris).

Une estimation inverse, prenant en compte la géométrie des édifices volcaniques anciens et la forme des calderas d'avalanche supposées (Fréour, 1998), conduit à un volume total de formations de type « avalanches de débris » de l'ordre de 97 km³.

Les calculs de volumes effectués à l'aide du MNT topographique (au pas de 50 m) et des MNT anté- et syn-volcaniques, interpolés à partir des levés géologiques, conduisent à une estimation du volume total des dépôts d'avalanches de débris actuellement préservés d'environ 245 km³, pour un volume total de l'ensemble du massif volcanique actuel de l'ordre de 385 km³.

Le volume résiduel du stratocône volcanique du Cantal est d'environ 60 km³. Ceci peut être comparé au volume d'un cône dont le diamètre serait de 24 km (diamètre du stratocône résiduel du Cantal) et d'une hauteur de 3 000 m (pente moyenne de près de 20°), soit un volume d'environ 450 km³.

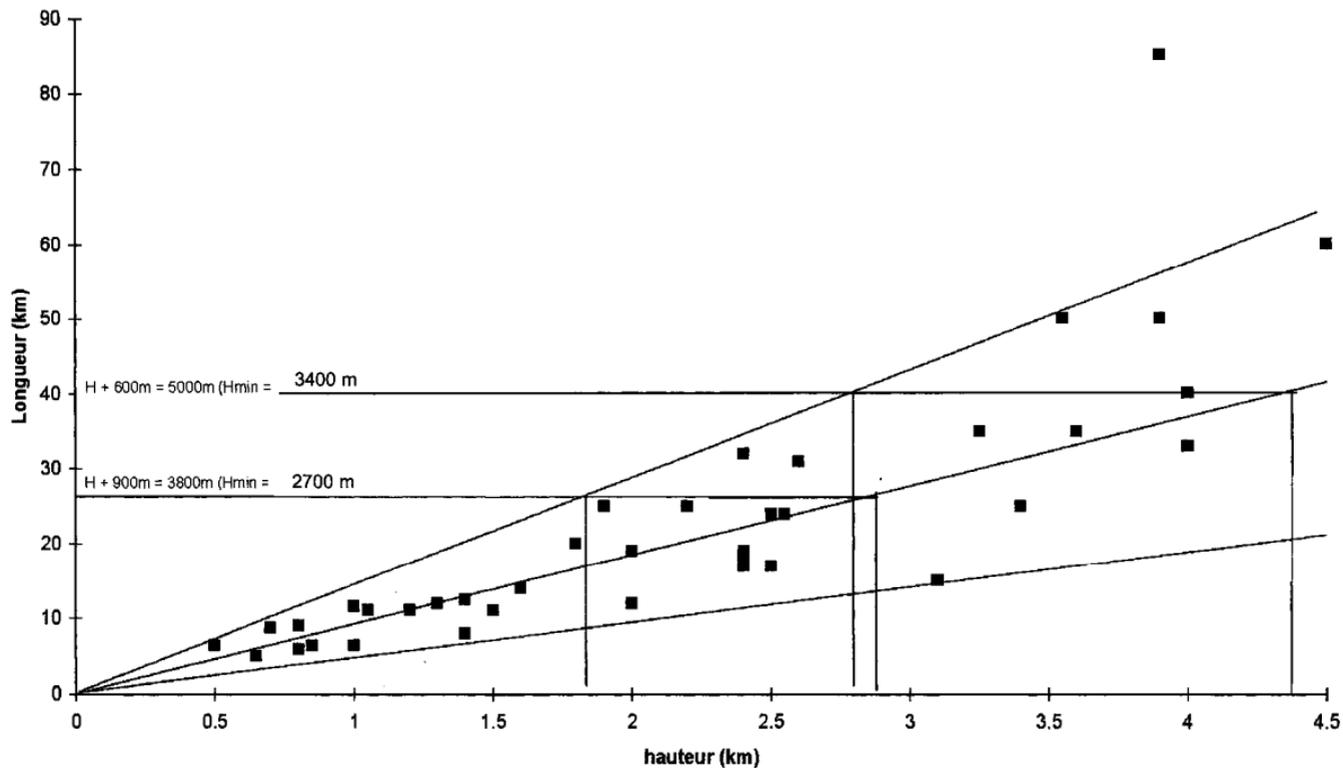


Fig. 10 - Diagramme binaire avec report des hauteurs de chutes sur distances parcourues par les avalanches de débris historiques de volcans actifs

La bréchification quasi-instantanée de tels volumes de roches et leur reprise par les processus d'érosion doit se traduire par une signature sédimentaire importante dans les bassins sédimentaires avals (Aquitaine), signature qui reste à découvrir.

La prise en compte des hauteurs de chute et des distances parcourues par les avalanches de débris bien documentées permet de contraindre une altitude minimale du paléovolcan cantalien équivalente à 3 400 m d'élévation absolue (fig. 10).

LES PHONOLITES ET LES TRACHYANDÉSITES À HAUZYNE

Une série de protubérances phonolitiques et quelques coulées de trachyandésites à hauzyne épaisses, mais de faible étendue, se mettent en place entre l'épisode trachyandésitique et les basaltes supracantaliens. Leur cartographie fait apparaître deux zones à forte densité, orientées suivant une direction NW-SE : (1) l'ensemble du Cantal septentrional, détaillé par J. Varet (1967) ; (2) l'ensemble du Cantal central, étudié en détail par N. Vatin-Pérignon (1966) et J. Demange (1974).

Dans la vallée de la Cère, J. Demange (1974) a mis en évidence 18 gisements de phonolites, situés, excepté ceux de la Font et de Jou-sous-Monjou, sur les rives droites de la Cère et du ruisseau du Viaguin. Il s'agit de dykes et de dômes. L'essentiel des dykes est de petite taille et seuls ceux de la Jarrige et du Pertus, orientés NNE à SSW, ont des extensions kilométriques. Ainsi, le dyke de la Jarrige, large de 20 m en moyenne, peut se suivre sur 2,5 km de long. Il présente une prismation nette, perpendiculaire aux épontes.

Dominant les vallées de la Cère et de la Jordanne de ses 1 690 m, le Puy Griou et ses satellites, Griounou (1 514 m) et Puy de l'Usclade (1 498 m), forment le complexe phonolitique le plus important du centre du Cantal. Les âges K/Ar indiquent une mise en place entre 7 et 6,5 Ma (Baubron et Demange, 1977). Ils sont constitués par une phonolite porphyrique, peu évoluée, présentant de faibles teneurs en alcalins (12 %) et en silice (57 %) (Downes, 1983 ; 1989). Ces phonolites, surtout sur le versant nord du Puy Griou, renferment d'abondantes inclusions de téphrites et montrent deux générations de phénocristaux ainsi qu'un zonage complexe des phénocristaux, suggérant un mélange entre deux magmas. Les autres phonolites cantaliennes ne montrent pas de telles évidences de mélange magmatique.

Le massif du Puy Griou, avec ses satellites, le Griounou et l'Usclade, se prolonge vers le Nord par des filons qui traversent le cirque de Mandailles

et se dirigent vers le Roc d'Hozières, dans le cirque d'origine de la vallée du Mars. Plus loin, une montagne phonolitique domine le plateau basaltique près des sources de la Sumène et relie les gisements précédents aux grands épanchements de Parcombes, de Belière, de Venzac, des Ribes et des orgues de Bort.

Les phonolites sont riches en feldspathoïdes (Roc d'Hozières, Puy Griou). Il s'agit de haÿne ou noséane (Coulées de Valette, des Ribes, orgues de Bort), plus rarement de néphéline (La Font, près de Thiézac).

Dans la vallée du Mars, la protrusion phonolitique du Roc d'Hozières est encore enchâssée dans les conglomérats. Avec 250 m de haut, elle forme un des plus importants escarpements d'Auvergne. Il s'agit d'une roche leucocrate, légèrement verdâtre lorsqu'elle est saine, et à texture porphyrique à gros cristaux de sanidine. Compte tenu de l'orientation des lauzes, J. Varet (1971) a proposé qu'il ne s'agisse pas d'un dôme mais plutôt d'une protrusion enracinée profondément.

Les âges isotopiques des phonolites du Cantal se situent entre 7,5 et 5,5 Ma, avec un maximum de mesures se plaçant entre 7 et 6,5 Ma.

Les coulées de trachyandésites à haÿne, qui forment la partie haute du soulèvement du plateau du Limon sur laquelle sont posés les derniers appareils basaltiques, s'écoulent vers le Nord. La pente des coulées est très faible, environ 2 %, elle est donc conforme à celle des dépôts des coulées de débris sous-jacentes. Les plus longues coulées (coulée de Drils) atteignent 2 à 3 km.

Le plateau du Golneuf est la réplique du plateau du Limon. Les quatre coulées n'étant pas recouvertes par les basaltes, elles occupent, en apparence, une superficie comparable ; en fait cette superficie est beaucoup plus vaste, car les cartes de Golneuf se prolongent largement sous la planèze de Chalinargues. Exploitée en lauzière au Col d'Entremonts, l'une des coulées a fourni la couverture des toits du Vieux-Murat. Les autres coulées de trachyandésites à haÿne sont d'ampleur beaucoup plus restreinte (Goër de Hervé [de] et Vatin-Pérignon, 1965 ; Fontaine Vive, 1981 ; El Arabi, 1990). Toutes ces coulées donnent des âges voisins de 7 Ma, subcontemporains des phonolites qui les coiffent ou les intrudent dans divers gisements (le Limon, Golneuf, Brujaleine).

L'essentiel des coulées, notées « trachyandésites à haÿne (ordanchite) » sur la carte Murât, sont en fait - à strictement parler - des trachyandésites basaltiques, des trachyandésites et des phono-téphrites dont la minéralogie se distingue par la présence de haÿne.

L'ENNOIEMENT BASALTIQUE : LES BASALTES SUPRACANTALIENS

Les coulées supracantaliennes constituent le terme ultime de la série stratigraphique volcanique et constituent dans le paysage des replats bien visibles. Prolongées par la pensée d'une vallée à l'autre, elles reconstituent le profil d'une paléo-planète ultérieurement morcelée par l'érosion torrentielle et rabotée par les glaciers. Les gros blocs erratiques striés, épars sur les vastes surfaces herbeuses des planètes et parsemées de gentianes en été, témoignent de cette érosion. La roche de ces coulées donne, par dégradation, un sol riche, sombre et profond (andosol), auquel le Cantal doit la prospérité de ses élevages et la saveur de ses fromages.

Les basaltes supracantaliens ont revêtu d'une carapace relativement continue les produits des éruptions antérieures. Un examen attentif montre l'existence d'un grand nombre de points de sortie qui ont fourni leurs contingents de laves et qui, par leur coalescence, ont formé un revêtement continu. Ces points de sortie paraissent plus nombreux dans la partie orientale de l'édifice, dans le prolongement méridional du Cézallier.

Dans le centre du massif du Cantal, les basaltes ne s'observent généralement que sous forme de filons d'épaisseur réduite (entre 0,5 et 1 m). Leur présence montre que l'activité basaltique n'est pas uniquement périphérique. L'étude statistique de l'orientation de ces filons, présents dans la zone centrale, montre que ceux-ci sont orientés préférentiellement selon une direction NW-SE, comprise entre N120° et N150° (Fréour, 1998).

L'analyse des collines surimposées sur les étendues planes des planètes a conduit A. de Goër de Herve (1972), G. Boudon (1979), M. Fontaine-Vive (1981) et P. Watelet (1977) à découvrir, sur la plupart d'entre elles, des projections volcaniques de type généralement strombolien, plus ou moins masquées par la végétation, les moraines ou les éboulis des coulées sommitales.

Plusieurs types de dynamisme volcanique ont été mis en évidence sur les planètes :

- un dynamisme à dominante explosive : maars et diatrèmes. Le caractère explosif est lié à la vaporisation instantanée des eaux phréatiques ; les maars sont fréquemment scellés en phase terminale par un lac de lave ;
- un dynamisme mixte, de type « explosif - effusif », représenté par des appareils de type strombolien, qui mettent en place des cônes de scories ou des « spatter cones » ;
- un dynamisme éfrusif, représenté par des appareils plats dans lesquels le volume des pyroclastites est faible. Leur pente ne dépasse pas quelques degrés et il est donc très difficile de les déceler.

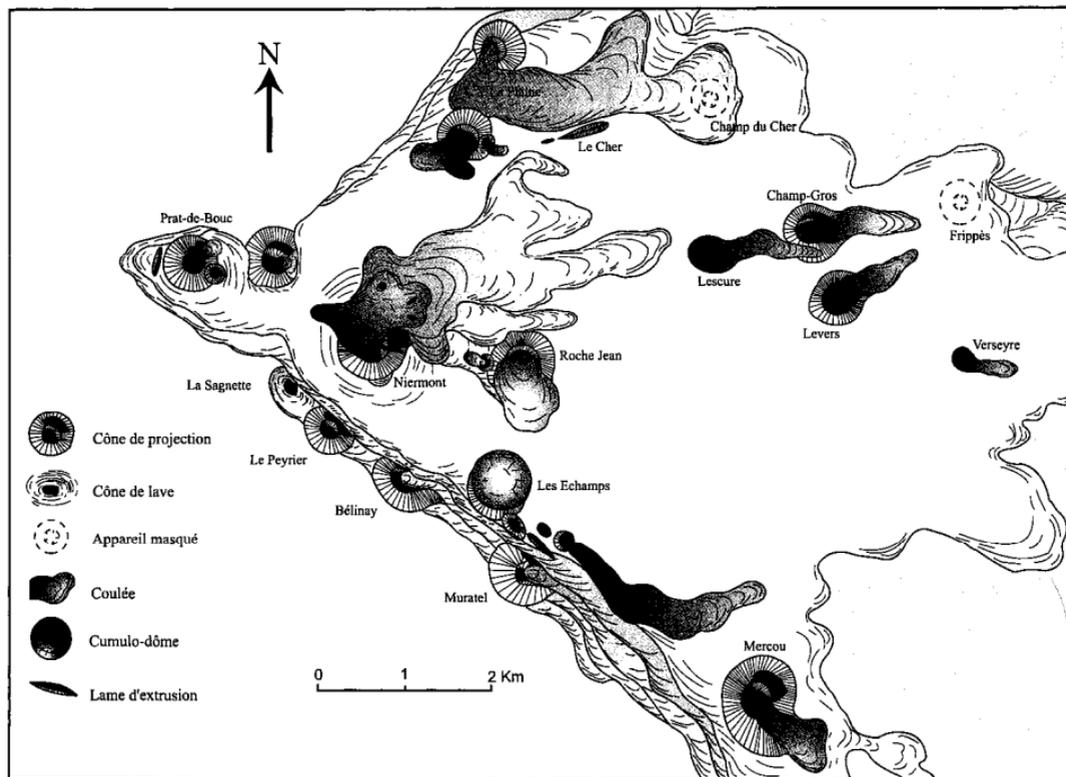


Fig. 11 - Carte volcanologique de la tête de la plaine de Saint-Flour (d'après A. de Goër de Herve, 1972)

G. Boudon (1979), par l'étude des têtes de planèze, a montré que les proportions relatives des différents types de laves varient beaucoup d'une planèze à l'autre. Ainsi, les basanites leucitiques sont nettement prépondérantes sur la planèze de Chalinargues, les basaltes clairs n'apparaissant qu'en très faible quantité. Sur les planèzes du Nord-Ouest, les basaltes clairs, bien que n'étant pas dominants, sont beaucoup plus abondants. Les laves basanitiques et, en particulier, celles à leucite et néphéline sont relativement rares.

Les laves supracantaliennes, à l'exception des leucito-néphélinites, sont plus sodiques que potassiques. Leur rapport K_2O/Na_2O est généralement inférieur à 0,6. Ces roches sont peu différenciées, les teneurs en MgO varient de 8,8 % (basaltes) à 14,4 % (leucito-néphélinites)

Plusieurs planèzes s'étendent largement sur la feuille Murat. Il s'agit, en partant de la plus importante et dans le sens horaire, des planèzes de Saint-Flour, de Cézens, de Malbo, de Légal, du Violent, de Salers, de Trizac, du Limon et de Chalinargues.

Planèze de Saint-Flour

D'après le schéma volcanologique de la planèze de Saint-Flour établi par A. de Goër de Herve (1972), la localisation des événements, les directions principales d'écoulement et les aires d'extension des ensembles majeurs, permettent, dans une première approche, de subdiviser le plateau en trois grandes régions naturelles qui coïncident globalement avec les bassins versants des trois principaux cours d'eau.

La tête de la planèze est constituée par le Signal de Prat de Bouc (1 525 m) (fig. 11). Il s'agit d'un appareil composite ayant émis deux coulées. La seconde, couvrant 50 km² environ (soit la majeure partie de la haute planèze au-dessus de 1 100 m), est un basalte gris clair à très clair, doléritique et finement vacuolaire. Cette coulée surmonte une grande coulée de basalte sous-saturé grisâtre, caractérisé par une texture porphyrique, et formant des corniches continues sur les hauts versants des vallées du Lagnon et surtout de l'Épi.

Deux kilomètres à l'ESE du Signal de Prat de Bouc, s'érige la masse du Signal de Niermont (1 496 m) qui forme la tête des formations basaltiques sombres supérieures recouvrant les dolérites de Prat de Bouc. Deux kilomètres à l'ESE du Signal du Niermont, le Puy de la Roche Jean (1 371 m), qui domine le bois des Fraux, appartient au même système supérieur que Niermont. Il est constitué d'un cône de tufs et scories rouges et jaunes - lapilli stromboliens altérés et compactés - et est coiffé d'une calotte basaltique. Le culot basaltique du Plomb de Cantal, point culminant du massif (1 886 m) et événement volcanique le plus récent du Cantal à 3,5 km à l'amont de Prat de Bouc, se situe exactement dans le prolongement de

l'alignement axial WNW-ESE de Haute Planèze (Prat de Bouc, Niermont, Roche Jean). Il est constitué d'un basalte en apparence identique à ceux de Niermont et la Roche Jean. Seul témoin basaltique de la région centrale - en dehors de quelques étroits filons - le Plomb du Cantal se réduit à une petite cheminée déchaussée de 80 m de diamètre, sans traces de projections associées (paléolac de lave). Enfin, le volcan des Échamps, au Sud de la haute planèze, a émis des basaltes identiques à ceux du groupe Niermont - Roche-Jean et reposit, comme eux, sur l'ensemble doléritique de Prat de Bouc.

L'épaisseur de la carapace basaltique supracantaliennne varie de 5 m (Savignac) à 200 m (Niermont), mais n'excède guère 50 m sur la majeure partie du plateau.

Planèzes de Cézens et de Malbo

Ces planèzes se sont installées sur des surfaces peu accidentées (Fontaine-Vive, 1981) sur le versant sud du Cantal. La coupe la plus complète est observable au Puy Gros où affleure une alternance de coulées basanitiques et basaltiques.

Les hautes planèzes de Cézens et de Malbo se caractérisent par la présence de nombreux événements. Plusieurs dynamismes éruptifs s'y expriment : effusif lavique, effusif bréchique, strombolien et phréatomagmatique. Ainsi, le Puy Gros est exclusivement effusif, alors que la base de Serverette et le sommet de Malbo montrent une activité explosive.

Planèze de Legal

La planèze de Legal forme le plateau séparant les vallées de la Bertrande et de la Doire. Elle est constituée d'une grande coulée longue de 7 km, s'étalant du col de Legal au village de Pradet. Il s'agit d'une coulée ankaramitique, riche en nodules de péridotites (dunites et lherzolites) et à double prismation.

Planèzes du Puy Violent, de Salers et de Trizac

La planèze de Salers se situe dans le prolongement du col de Néronne et est limitée, au Nord, par le Mars et au Sud, par la Maronne, qui la sépare de la planèze du Puy Violent.

La planèze du Puy Violent, qui prolonge la ligne de crête Puy Chavaroche - Roche Taillade - Roc d'Hozières, débute au Roc des Ombres, où elle culmine à 1 640 m. Elle est limitée, au Nord, par la vallée de la Maronne et, au Sud, par la vallée de l'Aspre. La vallée du Rat l'entaille profondément en deux parties inégales. La vallée de la Maronne prend sa source en retrait par rapport au centre de l'édifice, et la planèze de Salers s'élargit au détriment de celle du Puy Violent, ce qui suggère qu'il puisse s'agir d'une seule et même planèze interrompue par la vallée de la Maronne. Ceci est confirmé par la stratigraphie similaire des deux entablements basaltiques.

La planèze de Trizac se situe dans le prolongement de la ligne de crête Puy Mary - Puy de la Tourte - Suc de la Blatte - Suc Gros et est séparée, à l'Est du plateau du Limon, par la Petite-Rhue qui prend sa source sous le Puy Mary, au Sud-Ouest de la planèze de Salers, par la vallée du Mars - auge glaciaire extrêmement profonde, que le plateau domine de plus de 600 m.

Dans la vallée du Mars, l'épaisseur des basaltes supracantaliens augmente d'Ouest en Est et passe, sur la planèze de Trizac, de 60 m à Fressange à plus de 430 m au Suc de Rond, qui est le principal volcan de la planèze de Trizac. Ce sommet, au profil moutonné et herbu, domine le plateau du haut de ses 1 580 m. Ses flancs ne sont qu'alternance de coulées et de niveaux pyroclastiques recoupés de sills et de dykes. Les pendages des niveaux scoriacés sont très variables, et une vingtaine d'alternance de laves et de scories y ont été dénombrées sur une épaisseur de 380 m.

Les deux fissures éruptives (Suc Gros - Suc de Rond, sur la Planèze de Trizac, et Roc des Ombres - Puy Violent, sur celle du Puy Violent) montrent des analogies frappantes. Toutes deux orientées N130-140⁰, elles sont distantes de 4 km et disposées symétriquement par rapport à la vallée du Mars, dont elles forment les versants abrupts. De 4 à 5 km de longueur chacune, elles sont constituées de plusieurs segments se relayant en échelons. Leurs émissions sont comparables (laves massives et laves bréchifiées) et présentent un sens d'écoulement opposé : vers le Nord et le NNE, pour la fissure de Trizac, et vers le Sud et le Sud-Ouest, pour celles du Puy Violent. La quantité de laves et pyroclastites émises sur ces plateaux (200 à 250 m d'épaisseur) montre qu'il existait une surface structurale déjà pentée dans ces directions.

G. Boudon (1979) a montré la similitude des épisodes de construction de la planèze de Trizac avec celles des planèzes du Limon (Watelet, 1977) et de Cézens (Fontaine-Vive, 1981) : en fin d'édification du stratovolcan, le long de fractures radiales, des centres éruptifs, déplacés vers l'extérieur par rapport aux précédentes, émettent successivement des trachyandésites à haüyne puis des phonolites. Ces centres constituent ensuite les points de départ des fissures éruptives basaltiques et basanitiques alimentant les têtes de planèzes.

Planèze du Limon

La planèze du Limon est limitée par les vallées de la Santoire et de la Petite-Rhue. Le changement de direction du cours de la Santoire, au niveau du Monteil, donne à ce plateau une disposition générale assez particulière. Sa morphologie est celle d'un rectangle d'allongement Nord-Sud, dans la partie basse, et d'un triangle d'orientation SW-NE, dans la partie haute. Son altitude s'abaisse régulièrement de 1 620 m, au Puy de Niermont, à 1 040 m, à Lugarde, pour une distance d'environ 15 km, ce qui donne une pente

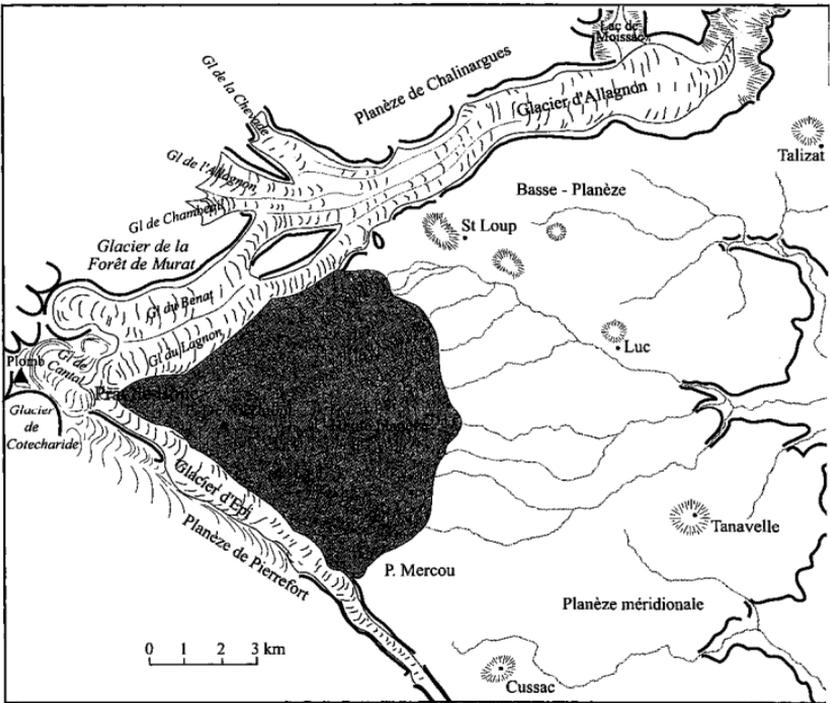


Fig. 12 - Reconstitution du système glaciaire sur et en marge de la planèze de Saint-Fleur lors du maximum glaciaire du Würm (d'après A. de Goër de Herve, 1972)

moyenne de près de 4 %. P. Watelet (1977) y a mis en évidence un ensemble de cheminées basaltiques terminales de type « diatrème - maar », obturées par un plug et orienté NW-SE.

La tête du plateau du Limon est constituée par le Puy de Niermont qui culmine à 1 620 m. C'est un appareil composé d'une calotte de basalte clair, traversée à son sommet par un plug de basalte sombre, auquel sont associées des projections stromboliennes. Le Signal du Limon (1 566 m) est un ancien cône de scories, à petites coulées de basalte sombre interstratifiées. Les plus étendues se sont épanchées vers le Nord-Est jusqu'au point coté 1 487 m. Le cratère du Signal du Limon est rempli, en fin d'activité, par un culot de basalte sombre.

Planèze de Chalinargues

Située au Nord-Est du Massif, elle est limitée : au Nord-Ouest, par la vallée de la Santoire (qui la sépare du plateau du Limon) ; au Sud-Ouest, par la vallée de la Chevade ; au Sud, par la vallée de l'Alagnon. À l'Est, les coulées de la planèze de Chalinargues sont imbriquées avec celles du Cézallier. Le point le plus haut culmine à 1 288 m, au Nord de Brugiroux ; en prolongeant ses limites structurales, on rejoint le plateau de Golneuf dont elle est séparée par la vallée de la Chevade. Ce plateau apparaît donc comme la vraie tête de la planèze de Chalinargues (Boudon, 1979).

LES GLACIERS QUATERNAIRES ET LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Au cours des périodes froides du Quaternaire, une puissante calotte de glace se développe sur le Cantal. L'extension de cette calotte fut particulièrement importante sur les versants ouest et nord. Cependant, une pluviométrie plus faible du côté oriental du Cantal a permis une meilleure conservation des dépôts et des morphologies glaciaires.

Dès le XIX^e siècle, J.B. Rames (1873) a interprété certaines formes du relief cantalien comme étant d'origine glaciaire. Les recherches se sont poursuivies avec les travaux de Y. Boisse de Black du Chouchet (1951) et de A. Meynier (1966). Plus récemment, la morphogenèse quaternaire de la planèze de Saint-Flour occupe une place importante dans la thèse de A. de Goër de Herve (1972). Y. Veyret (1980) a repris le problème du relief glaciaire et a participé au levé des feuilles Mauriac, Pleaux, Aurillac et Vic-sur-Cère. Enfin, H.J. Van Dorsser a établi une cartographie détaillée, à l'échelle du 1/100 000, de l'ensemble des formations glaciaires de l'Ouest (1982) et du Sud (1986) du Cantal.

L'englacement maximal du Cantal a laissé à son front des dépôts morainiques (moraines frontales, moraines latérales en bordure des planèzes). Le front glaciaire présentait des rentrants et des saillants ; l'extension la plus importante était située en bordure des vallées les mieux alimentées en glace (sur la feuille Pleaux : l'Authre et la Maronne, par exemple), alors que les vallées les moins bien alimentées (la Doire, qui prend sa source un peu en retrait du sommet cantalien) sont marquées par des rentrants du front glaciaire.

Alors qu'anciennement (Rames, 1879 ; Boule, 1900) étaient distingués, d'une part, un glaciaire ancien, de type Scandinave, dit « des plateaux », d'autre part, un glaciaire récent, de type alpin, dit « des vallées » - qui seraient, le premier, antérieur et le second, postérieur, au creusement des vallées majeures - A. de Goër de Herve (1971) a montré que, tout au moins sur la planèze de Saint-Flour et les vallées qui l'encadrent, on ne trouve d'évidence que de la dernière glaciation qui aurait affecté simultanément vallées et plateaux, en effaçant toute trace des périodes antérieures. La cartographie de la planèze de Saint-Flour conduit A. de Goër de Herve (1971) à imaginer le glacier wurmien du Cantal comme une calotte centrale épaisse qui émet des langues divergentes descendant très bas dans les vallées et une mince couverture de névés et de glace sur le haut des planèzes (fig. 12). Lors de rares périodes de suralimentations glaciaires, les glaciers de vallées, anormalement gonflés, auraient débordé sur les planèzes, constituant de vastes lobes de piedmont. Ce schéma général est valable pour les parties sud et est, mais l'est bien moins sur la partie nord-est, où une calotte de piémont s'établit dans l'amphithéâtre naturel, exposé aux précipitations, que constituent les massifs du Mont Dore, du Cézzallier et du Cantal (Roux, 1954 ; Veyret, 1980).

Les travaux de Y. Veyret (1980) l'ont conduit à une conception sensiblement différente de celle de A. de Goër de Herve. D'après Y. Veyret, les glaces occupèrent les vallées depuis les cirques, puis l'épaississement fut suffisant pour que ces glaces débordent sur les planèzes et recouvrent tout le massif. À la phase maximale de l'englacement récent, une chape de glace masquait la quasi-totalité du massif cantalien, dont la topographie et l'altitude étaient peu différentes de celles qu'il offre aujourd'hui. Ces glaces ne laissèrent, à leurs marges, sur les plateaux, que des traces ténues et sans accumulations frontales. De petits arcs morainiques ne subsistent aujourd'hui que dans quelques vallées (Cère, Authre, Jordanne, Alagnon,...).

C'est, en fait, l'importance des précipitations sur le versant occidental du Cantal, par rapport au versant oriental, qui est à l'origine de cette conception différente, le versant occidental, au vent, ayant été bien plus englacé que le versant est, sous le vent.

Y Veyret (1980) a montré que l'englacement important au Pléniwurm s'est poursuivi au tardi-glaciaire. Il y a $13\ 580 \pm 250$ ans B.R (Carbone 14 ;

feuille Riom-ès-Montagnes ; Veyret et *al*, 1978), existaient encore des langues de glaces de 25 km de longueur environ dans les vallées du versant nord du Cantal (Santoire).

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

Dans le chapitre précédent nous avons vu l'architecture d'ensemble des formations volcaniques constituant le stratovolcan du Cantal. Dans celui-ci nous décrivons successivement l'ensemble des matériaux affleurants sur la feuille Murat, en termes surtout lithologiques, mais aussi stratigraphiques et pétrographiques.

Nous détaillerons successivement, le socle granito-gneissique, les niveaux sédimentaires d'âge essentiellement oligocène, les roches volcaniques et plutoniques associées d'âge mio-pliocène, et, enfin, les formations superficielles et quaternaires.

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES

Le volcan du Cantal s'est édifié sur une portion affaissée du socle cristallin. La Margeride, avec ses 1 100 m, domine la planèze de Saint-Flour vers 900 m ; le bassin d'Aurillac, où le socle ne dépasse pas 580 m d'altitude est dominé par la Châtaigneraie, où il atteint 700 m.

En regroupant les diverses données altimétriques des affleurements cristallins aux limites et à l'intérieur du Cantal volcanique, il est possible de dessiner la morphologie générale du socle. Il se présente sous la forme d'un vaste plateau dont l'altitude s'abaisse globalement de 400 m environ du Nord-Est (800 et 1 000 m d'altitude pour les plateaux du Cézallier) au Sud-Ouest (650 à 750 m d'altitude dans les environs d'Aurillac).

Mais sous le volcan résiduel, le socle est affecté de grandes irrégularités. En effet, on le voit parfois affleurer au fond des vallées, à Vercueyres sur l'Authre, vers 700 m, à Thiézac sur la Cère vers 800 m, à Cheylade sur la Rhue à plus de 1 150 m. Les formations volcaniques masquent ainsi une base extrêmement disloquée.

ζ ; γ. **Gneiss ; granites.** Le socle cristallin, caché sous les formations volcaniques et superficielles, n'affleure qu'en de très rares endroits sur la surface couverte par la carte Murat. On peut cependant l'observer dans cinq vallées : celles du Mars, de l'Aspre, de l'Authre, de la Cère et de la Maronne.

La **vallée du Mars**, une des plus profondes vallées rayonnantes du massif du Cantal, entaille fortement les masses volcaniques jusqu'au

socle cristallin (Binet, 1998). Celui-ci apparaît déjà dans le lit de la rivière, sous le Falgoux, à 6,5 km du Puy Mary, donc très près du centre du massif. De là, le substratum forme une longue bande de 1 à 1,5 km de large, au fond de la vallée, mais il est souvent recouvert par les éboulis des escarpements bréchiques surplombants. L'altitude du contact socle/brèche se situe à 900 m au Falgoux et décroît vers l'Ouest jusqu'à atteindre 690 à 700 m en aval des Aldières, avec une pente moyenne de 1,2 % vers le Nord-Ouest. En comparant les altitudes du socle dans le secteur nord-ouest du Cantal, il apparaît que la surface du substratum est légèrement pentée vers le Sud-Ouest (950 m à Collandres, 800 m au Vaulmier, 660 m vers Saint-Cernin). Le substratum est constitué de gneiss migmatitiques à deux micas et de leucogranites. Les gneiss sont soit compacts et résistants, soit plus friables et altérés, et présentent une texture granolépidoblastique hétérogranulaire avec 30 % de cristaux de quartz xénomorphe, 50 % de feldspaths alcalins, 5 % d'oligoclase et 15 % de biotite et muscovite. Localement, les gneiss sont lacérés de filons de granite leucocrate à biotite. Ces granites, qui arment fréquemment les verrous glaciaires du fond de la vallée du Mars, présentent une texture grenue à grain fin. Ils étaient utilisés dans la région en tant que matériau de construction. Ils contiennent 35 % de quartz, 50 % d'orthose, 5 % de plagioclase (An_{30}) et 10 % de biotite et muscovite. Les contacts entre les migmatites et les massifs granitiques sont nets et sans passage progressif. Quelquefois discordants, ils sont le plus souvent concordants et peuvent indiquer l'origine syntectonique du granite.

Dans la **vallée de l'Aspre**, le socle affleure en trois endroits : à Restivalgues, au pied de l'escarpement bréchiq (730 m), où il s'agit d'une mylonite (Guerin, 1966) ; en rive gauche de l'Aspre, dans le lit du premier ruisseau affluent en aval de Restivalgues ; en lisière de la forêt, entre Cuzols-Haut et Cuzols-Bas (Vannier, 1998), à 720 m d'altitude, où il s'agit d'un gneiss œillé à biotite, sillimanite et muscovite.

Le socle gneissique affleure dans la **vallée de l'Authre**, essentiellement dans le lit de la rivière depuis l'entrée nord-est de Vercuères, jusqu'au croisement de la D 60 et de la D 59, ainsi que localement sur les talus de la D 59. Il s'agit de gneiss œillés à biotite et muscovite. La foliation a une direction globalement N140°. Le toit des affleurements présente une couleur rougeâtre et est constitué d'un agrégat friable de quartz et de paillettes de micas noyées dans une matrice argileuse smectitique de couleur rouge sang due à la présence de goëthite.

Dans la **vallée de la Cère**, à Thiézac, le socle forme les pentes douces, sous les grands escarpements dominant le village. L'affleurement s'étend sur environ 5 ha. Sur le flanc sud de la vallée, le cristallin est plus discret. On ne trouve que quelques galets, en petit nombre, dans les chenaux de ravinement, jusqu'à 850 m d'altitude. Les affleurements de socle de Thiézac sont

constitués de micaschistes à texture granolépidoblastique. On y observe des lits phylliteux, constitués de biotite se présentant en plages xénomorphes ou en paillettes, de la muscovite et des grains de quartz et de feldspaths.

Enclaves du socle et du manteau

Alors que le socle cristallin affleure peu, les formations volcaniques contiennent fréquemment des fragments de la lithosphère sous-jacente, arrachés lors de l'ascension des laves. Parmi les gisements les plus remarquables citons :

- des *enclaves quartzo-feldspathiques à cordiérite et biotite* qui affleurent largement dans la brèche de débouillage du tunnel du Lioran (« le lahar du tunnel de Lioran » ; Demange, 1974). Enfin, des *enclaves de gneiss catazonal* formé de quartz en mosaïque, de plagioclase antiperthitique à macles en fuseau, disthène, sillimanite prismatique, cordiérite bleue, biotite, grenat et zircon, et d'une pegmatite à quartz et feldspaths alcalins, sont incluses dans une petite intrusion elliptique, d'allongement NW-SE, le long de la route qui monte au village des Gardes (Demange, 1974 ; Milesi, 1976) ;
- de nombreuses *enclaves de charnockite* et de *péridotite* dans les projections stromboliennes du Suc de Rond (Lambert, 1969) ;
- de nombreuses *enclaves de granulite* et des *nodules de péridotite* dans les basaltes anciens le long de la RN 122, entre Murat et Fraisse-Bas ;
- certains niveaux de la base de l'avalanche de débris (« brèche à socle »), dans la vallée de la Santoire, renferment plus de 70 % de granite à deux micas (Watelet, 1977). Le dépôt de l'avalanche de débris de la Santoire renferme des gneiss à sillimanite peu migmatitique (Watelet, 1977).

Bien que l'essentiel des affleurements du socle soit de nature exclusivement gneissique, l'abondance des xénolites de granite, souvent associés à des xénolites de gneiss, semble indiquer, dans la vallée de l'Alagnon, la présence de massifs granitiques injectés dans les séries cristallophylliennes, similaires à ceux du Vaulmier (vallée du Mars) ou à ceux du Pont du Vernet (Alagnon).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Série oligocène

g. Argiles, marnes et calcaires (Oligocène). Les formations sédimentaires, qui affleurent largement sur les cartes jouxtant celle de Murât, n'apparaissent qu'en de très rares localités sur celle-ci. Parmi les plus importantes on peut citer :

- Laveissière, dans la vallée de l'Alagnon (950 m) ;
- Dienne, dans la vallée de la Santoire (1 100 m) ;
- Thiézac, dans la vallée de la Cère (890 m) ;
- Mandailles, dans la vallée de la Jordanne (1 020 m) ;
- Seilhols-Haut, dans la vallée de l'Aspre (820 m) ;
- Vercuères, dans la vallée de l'Authre (750 m).

• **Vallée de l'Alagnon.** Les dépôts carbonatés blancs et les argiles vertes, comparables aux dépôts du bassin d'Aurillac, sont depuis longtemps connus dans la cuvette de Murat. Ils ont été décrits au Four à Chaux de Laveissière (Boule, 1896) qui exploitait, de même qu'à Thiézac ou à Dienne, la semelle riche en carbonates du dépôt de l'avalanche de débris trachyandésitiques *s.l.*, et au plancher des tufs comportant les lignites exploités en galerie, à 400 m à l'WNW de Chambeuil. Seul, le premier gisement existe encore dans la prairie située entre la RN 126 et la brèche des fours à chaux entre 950 et 970 m d'altitude. Compte tenu des enclaves observées dans les appareils volcaniques de Murat, ces formations sédimentaires s'étendraient de Laveissière à Murat. Ils paraissent peu déplacés à la base de la coulée de la Grange Ganilh (altitude 905 m) sur la RD 139 qui relie Chambeuil à la RN 126. Ainsi, compte tenu du gisement de Chambeuil (Boule, 1896), le substrat oligocène est donc supposé atteindre 900 à 910 m d'altitude dans la région de Fraisse-Bas - Chambeuil. Par contre, l'Oligocène marno-calcaire, figuré par A. de Goër de Herve *et al.* (1990) à la sortie est de Murat (feuille Saint-Flour à 1/50 000) n'est pas en place mais repris dans la semelle d'une avalanche de débris.

- **Vallée de la Santoire.** Des formations sédimentaires affleurent en plusieurs endroits entre Laqueille et Dienne, dans la vallée de la Santoire :
- de part et d'autre du rocher de Laqueille, dans le ruisseau longeant le chemin qui mène au château de la Cheyrelle (1 080 m), dans le ruisseau de la Cheyrelle (1 100 m), au-dessus du village de Laqueille-Basse, dans l'entaille du talus de la route (1 090 m), derrière le court de tennis du château ;
 - sous le village de Laqueille et au niveau d'une ancienne exploitation de calcaire (1 085 m) ;
 - au niveau de Dienne, une excavation, désignée sous le terme de « four à chaux », montre des blocs de calcaire pris dans une brèche polygénique (dépôt d'avalanche de débris).

Il s'agit pour l'essentiel d'argiles vertes et de sédiments marno-calcaires blancs ainsi que de calcaires tendres à gastéropodes, de calcaires indurés et de graviers quartzeux. Leur stratigraphie est difficile à établir du fait de l'aspect bréchiq ue et ponctuel des affleurements. On remarque cependant l'importance des calcaires, qui rapproche ces formations de celles du bassin d'Aurillac plutôt que de celles du bassin de Saint-Flour - Neussargues.

C'est à Laqueille-Basse que les terrains oligocènes se trouvent à leur altitude la plus élevée connue dans le Cantal (1 100 m). Il pourrait s'agir d'un horst très surélevé, de même que les formations du « Four à Chaux » (950 m), dans la vallée de l'Alagnon, où réapparaissent les calcaires oligocènes.

• **Vallée de la Cère.** Les formations sédimentaires réapparaissent dans la vallée de la Cère. Sur le horst cristallin de Thiézac, à 860 m d'altitude, à la ferme des Issarts, affleure un horizon calcaro-marneux de quelques décimètres d'épaisseur et de 300 m de développement horizontal. Il est constitué de calcaire très silicifié et d'une couche brunâtre contenant de nombreux débris de coquilles de mollusques. Au fond de la vallée, au pied du village de Thiézac, le calcaire affleure en deux endroits :

- au Puy des Roses, où un ancien four à chaux exploitait (ainsi qu'à Laveissière et Dienne) la semelle bréchiqne, enrichie en carbonate, du dépôt de l'avalanche de débris ;
- dans le lit de la Cère, où affleurent largement des bancs de calcaire marneux depuis la confluence du ruisseau descendant de Lagat et de la Cère jusqu'à 500 m en aval. On les observe aussi en bordure de la voie rapide contournant Thiézac.

À l'aval de ce haut sédimentaire, la brèche trachyandésitique est chargée d'un grand nombre de blocs marno-calcaires quelquefois plurimétriques et arrachés à ce seuil. On les observe particulièrement bien au niveau de la cascade de la Roucole (silex, calcaire, argiles vertes).

Des dolines ont été anciennement décrites dans ces carbonates au niveau du village de Lagoutte par Y. Boisse de Black du Chouchet (1964), H. Vuittenez (1964) et HJ. Van Dorsser (1982). Un réexamen de ces structures a montré qu'il s'agit de cuvettes associées à des glissements de terrains et qu'elles n'ont pas une origine karstique.

• **Vallée de la Jordanne.** Des carbonates marneux affleurent sur une dizaine de mètres au fond d'un ravin à l'altitude 1 010 m, 500 m au Nord-Est du hameau de Lasteyrie, près de Mandailles dans la Jordanne. Il s'agit d'une alternance de calcaires et de marnes en contact tectonique (N40-75 W) avec des trachyandésites chloritisées.

• **Vallée de l'Aspre.** Dans la vallée de l'Aspre, les sédiments constituent un niveau bien repérable entre Cuzols-Haut jusqu'au coude de la rivière en amont des cascades de Seilhols (820 m). Leur présence explique l'allure des prairies, verdoyantes et humides, qui se rétrécissent progressivement au niveau de la disparition des argiles, alors que la vallée s'encaisse brusquement. Enfin, les ruines d'une ancienne tuilerie au pied de Seilhols-Haut témoignent d'une lointaine utilisation artisanale. La relative discontinuité

des affleurements est liée à la morphologie tourmentée du socle sur lequel ils reposent. Il s'agit d'argiles graveleuses de teinte généralement vert grisâtre, ailleurs bariolées, plus ou moins riches en minéraux, compactes et indurées. Affectées au contact d'une intrusion par le thermométamorphisme, elles donnent de splendides formations cuites, compactes, lustrées, rouge brique, visibles sur la rive droite un peu en amont de Seilhols-Haut. Les études granulométriques, pétrographiques et par diffraction des rayons X, effectuées par H.-M. Guerin (1966), ont montré que le sédiment est essentiellement limoneux (particules de 35 um en moyenne), présente des caractéristiques de dépôt lacustre à évolution par transport bien marquée, et est constitué d'un assemblage de montmorillonite et de kaolinite associé à des traces d'illite. Enfin, la fraction sableuse comprend un cortège de minéraux volcaniques associé au quartz et à la calcite. Cette présence d'éléments volcaniques pourrait indiquer un âge miocène pour cette formation sédimentaire. Cependant une contamination d'une assise stampienne par des minéraux volcaniques, à l'occasion de la mise en place de la brèche d'avalanche de débris, ne peut être exclue.

• **Vallée de l'Authre.** Les sédiments du bassin d'Aurillac affleurent très localement dans la vallée de l'Authre, le long de la D 59 au Nord-Ouest de Vercuères, et plus abondamment, sous forme remaniée, dans la semelle du dépôt de l'avalanche de débris volcaniques dans le ruisseau d'Anma. Il s'agit d'argiles vertes, rouges et blanches, ainsi que de carbonates. Ces faciès sont typiques de ceux connus dans le bassin d'Aurillac.

Série mio-pliocène

D. **Diatomite.** Le site de Murat (aussi appelé Auxillac - Foufouilloux), celui de la Bade près de Riom-ès-Montagnes et celui de Nouvialle sur la planèze de Saint-Flour, constituent les trois gisements d'importance économique dans le Cantal. D'autres lits ou lentilles restreintes de diatomites, sans valeur économique, sont interstratifiées à divers niveaux du stratovolcan.

Le gisement d'Auxillac - Foufouilloux (découvert dès la fin du XIX^e siècle), actuellement exploité par deux sociétés (Celite et Ceca), occupe une cuvette elliptique (800 m sur 1 300 m) située en bordure de la planèze de Chalinargues, à environ 3 km au Nord-Est de Murat.

Ce gisement a été décrit par de nombreux auteurs dont M. Boule (1896), A. Meynier (1951), R. Rey (1965), F. Fournier (1965) et C. Maurizot-Blanc (1974). Il s'agit de plusieurs carrières voisines. Les carrières de Sainte-Reine et de Fageol sont aujourd'hui abandonnées, tandis que la carrière de Foufouilloux est toujours en exploitation. Elle se situe près du hameau du même nom, à une altitude de 1 000 m.

L'origine de la dépression, anciennement occupée par le lac à diatomées, n'est pas connue avec certitude. On suppose, cependant, qu'il s'agit d'un cratère d'explosion phréatomagmatique, mais aucune observation géologique n'a permis jusqu'ici de conforter cette hypothèse. La puissance totale atteint 30 m par endroits, mais elle est très variable car le dépôt a été morcelé par l'érosion glaciaire. La protection de la diatomite a été assurée par un dépôt morainique dont l'épaisseur dépasse parfois 25 m (Champreux et Serieyssel, 1986). Le substratum est constitué par une brèche contenant des fragments trachyandésitiques, et la partie supérieure des diatomites montre par endroits des projections volcaniques interstratifiées de type lapilli basaltiques. F. Fournier (1965) et C. Maurizot-Blanc (1974) ont observé des apports fluviaux avec, notamment, des galets de phonolite ainsi que des intrusions basaltiques qui ne sont plus visibles aujourd'hui. L'origine des phonolites est à rechercher sous le plateau du Limon (Watelet, 1977). Les alluvions qui les contiennent, et que l'on peut suivre au versant nord de l'Alagnon de Murat à Elgines (Boudon, 1979), ont été déposées par une paléo-Santoire pré-planézienne, affluent de la paléo-Truyère aux environs de Joursac (Goër de Herve [de] et *al.*, 1991). La sédimentation siliceuse s'est effectuée en varves annuelles, épaisses de 0,3 mm environ, pauvres en matières organiques au printemps et au début de l'été, enrichies en ces éléments à la fin de l'été et en automne. Le nombre de varves étant d'environ 50 000, la durée de dépôt peut être estimée à au moins 50 000 ans (Fournier, 1965). L'âge K/Ar de $5,6 \pm 0,3$ Ma d'un filon de basalte traversant les diatomites situe le gisement vers la limite Miocène - Pliocène (Rey, 1975).

P. Roiron (1991) a repris l'étude de l'abondante macroflore de ce gisement et en a tiré des informations sur l'évolution climatique à la fin du Miocène dans le Massif central caractérisé, alors, par un abaissement thermique sensible. À la surface des plaquettes, sont très bien conservées : des rosettes d'aiguilles (quelques centimètres) de vivianite bleue ; des empreintes végétales variées de mousses, de graminées, de feuilles de bouleau, aulne, noisetier, charme, hêtre, chêne, châtaignier, platane, saule, peuplier, orme, noyer, micocoulier, figuier, laurier, camphrier et érable, pour n'en citer que les principaux.

L. **Lignite.** La feuille Murat présente quelques affleurements de lignite parfois avec diatomite) intercalés dans des formations sous-basaltiques, voire dans des argiles tertiaires. Toutefois, à l'exception du gisement de Fraisse-Bas, il ne s'agit que d'indices à valeur économique négligeable.

L'unique gisement ayant présenté un intérêt économique est le gisement le lignite, de schistes ligniteux et de diatomite de Fraisse-Bas (avec son ;atellite de Chambeuil). Il renferme des tests écrasés de *Cyclas*, de *Planorbis* et des tubes de *Spirorbis*. Il est constitué de cinq couches de 0,40 /0,70 m de puissance, intercalées dans des argiles et des cinérites. Deux de

ces couches furent exploitées (travaux souterrains) à différentes périodes (de 1885 à 1903, de 1917 à 1934, avec une dernière reprise en 1944).

La production passée peut-être estimée à 17 000 tonnes de diatomite, 10 000 tonnes de lignite et 25 000 tonnes de schistes ligniteux. Ce gisement, situé sous l'actuelle décharge d'ordures du Chambeuil, n'a pas été préservé. Les réserves y sont de 65 000 tonnes de lignite auxquelles s'ajoutent 25 000 tonnes de schistes ligniteux.

Paléosols

Des pédogenèses, tantôt de type fersiallitique, tantôt à la frontière du type ferrallitique, se sont développées au Miocène moyen et terminal sur les basaltes du Massif central français. Ces paléosols (col d'Aulac, Suc de Rond, col de Néronne... ; Dejou et Chesworth, 1979 ; Chesworth et *al.*, 1983) témoignent d'un climat plus chaud que l'actuel et à saisons contrastées. Leur faible épaisseur n'a pas permis de les représenter sur la carte. Cette pédogenèse subtropicale est particulièrement spectaculaire dans la coupe du Puy Courny, près d'Aurillac. Elle semble avoir cessé au cours du Messinien et n'affecte que les premières coulées planésiennes (coupe du col d'Aulac, coupe de la route de Saint-Flour près de Murat). Ce sont ces argiles rouges, constituées aux dépens des basaltes infracantaliens, qui expliquent la couleur rouge à la base des avalanches de débris occidentales, en particulier dans la gorge de la Chevade à Muraille-Haute et en divers points des environs de Murat.

FORMATIONS VOLCANIQUES

La stratigraphie globale des terrains volcaniques a été exposée dans le chapitre « Histoire géologique de l'édifice volcanique ». Nous ne détaillons dans ce chapitre que l'aspect des formations à l'échelle de l'affleurement, ainsi que leur nature minéralogique, pétrographique et géochimique

Formations laviques

L'aspect macroscopique des laves se révèle très variable tant dans l'épaisseur que sur l'étendue d'une même coulée, y compris pour des lavej dont l'aspect est à première vue très homogène. Les variations observées sont d'ordre textural (un basalte porphyrique peut localement devenir complètement aphyrique) ou, encore, concernent la fréquence de répartition des enclaves ultramafiques.

Les caractères donnés de chaque coulée sont donc des caractères moyens, correspondant au faciès le plus fréquent ou le plus facilement identifiable. Il pourra paraître vain d'établir une carte sur de tels critères. Mais l'expérience montre que cela n'est nullement propre aux caractères macroscopiques. En effet, cette variabilité est très souvent aussi chimique et minéralogique.

Groupe des basaltes et basanites à leucite et néphéline

λ. **Basaltes et basanites à leucite et néphéline.** Quarante-trois gisements de laves à leucite (Boudon, 1979 ; Boudon et Cantagrel, 1981) ont été découverts sur cinq planèzes du Cantal. La plupart sont des basanites et ankaratrites à leucite et néphéline. La leucite peut s'y concentrer en veinules ou en druses ou rester éparse et interstitielle entre les autres minéraux. La néphéline forme de petites plages xénomorphes interstitielles, plus rarement de grandes plages poecilites ou, encore, se présente sous forme de petits cristaux automorphes.

Les basaltes leucitiques représentent le terme extrême d'une série de basaltes riches en feldspâths, dans lesquels s'associent néphéline, leucite et biotite. On peut y définir deux pôles : l'un où les deux feldspathoïdes s'individualisent sous forme d'assemblages et veinules leucocrates ou de grandes plages poecilites ; l'autre, constitué par des basanites mésocrates, où leucite et néphéline sont difficilement discernables parmi le feutrage feldspathique. Les teneurs en K_2O sont relativement élevées (1,7 et 2,4 %).

Trois gisements de leucito-néphélinites mélanocrates ont été cartographiés par G. Boudon (1979) : deux se situent sur la planèze de Chalinargues, sous forme d'une coulée de 1,25 km² au Nord de Brujaleine et d'un culot à l'Est de Chavagnac ; le troisième est un filon recoupant les basaltes du Suc de Rond à la tête de la planèze de Trizac. Ils occupent une position terminale dans le volcanisme des planèzes. Les laves sont compactes, grisâtres et se débitent en dalles de 10 à 20 cm d'épaisseur. Elles contiennent de petits nodules de péridotites ainsi que de nombreuses enclaves de socle. Des différenciations grenues de type veines de pegmatitoïdes apparaissent dans deux des trois gisements de leucito-néphélinites : Brujaleine et Suc de Rond. On y observe des veines grenues, mésocrates à leucocrates, très largement cristallisées, avec un fond feldspathique et feldspathoïdique renfermant des cristaux allongés d'augite atteignant 3 cm de longueur. Leur texture est microlitique, légèrement porphyrique, à phénocristaux d'olivine. Le clinopyroxène (plus de 40 % du volume total) forme un feutrage de baguettes moulant les autres minéraux. Les feldspathoïdes constituent la totalité de la matrice, à l'exception de tout feldspath. La leucite (14 à 18 %) se présente en plages xénomorphes ou en cristaux subautomorphes globuleux, de 0,2 à 1 mm, reconnaissables à leurs fines macles polysynthétiques.

La néphéline (8 à 10 %) est interstitielle ou en plages pœcilitiques. La biotite (3 à 4 %) en plages fraîches très pœcilitiques, la titanomagnétite en amas amiboïdes, l'apatite aciculaire ou trapue et des traces de sodalite et d'analcime complètent la paragenèse. Il s'agit de roches plus potassiques ($K_2O > 3,30\%$) que sodiques ($Na_2O < 3,10\%$).

Groupe des basanites

β^8 . **Basanite indifférenciée** ; $\rho\beta^8$. **Basanite porphyrique** ; $\beta^8\pi$. **Basanite à nodules de péridotite** ; $v\beta^8$. **Basanite vitreuse** ; β^9 . **Basanite très porphyrique (ankaramite)** ; β^8p . **Basanite à veines de pegmatitoïdes**.

Ce sont des roches noires très foncées et très denses, caractérisées par l'abondance des phénocristaux d'olivine. Elles apparaissent en intrusions ou en coulées et sont présentes surtout dans l'ensemble supracantalien, alors que l'ensemble infracantalien est principalement basaltique. Les phénocristaux sont en général peu nombreux et assez mal distribués. Il s'agit pour l'essentiel d'olivine, de taille millimétrique, associée à des pyroxènes (augite), contenue dans une pâte vitreuse renfermant de rares microlites de plagioclase et de l'analcime.

Les faciès porphyriques (planèze de Saint-Flour), vitreux (Planèze du Puy Violent), enrichis en ségrégations porphyriques (la Sagnette) et enrichis en xénolites de péridotites (planèze de Legal), ont été distingués.

Les basanites très porphyriques ont été individualisées. Ce sont des laves mélanocrates, porphyriques, riches en phénocristaux d'augite, plurimillimétriques, et d'olivine, moins abondante. Ces ankaramites constituent d'épaisses coulées intercalées à divers niveaux dans les brèches trachyandésitiques et surmontées par les trachyandésites et les basaltes supracantaliens. Les coulées les plus caractéristiques sont situées au-dessus de Lasmolineries et forment la cascade du Faillitoux ; elles se prolongent jusqu'au-dessus de Thiézac. Certaines coulées basaltiques mésocrates, intercalées dans les brèches au même niveau que les ankaramites, prennent localement, par différenciation, un faciès ankaramitique ; c'est le cas, par exemple, des coulées de la Buge, rive gauche du vallon de Giraldès et de Franconèche, en amont du Falgoux, dans la vallée du Mars.

La coulée de Faillitoux présente un débit colonnaire très net ; les prismes, mesurant 0,5 m de section à la base, s'élèvent sur toute la hauteur de l'escarpement et s'infléchissent vers le haut de celle-ci. Il s'agit d'une roche sombre, de texture microlitique porphyrique, les phénocristaux comprenant des augites automorphes noires pouvant atteindre 2 cm, et des olivines jaune-vert, parfois également automorphes. Les phénocristaux baignent dans un ciment à microlites de plagioclases et petits prismes d'olivine et d'augite associés à des traces de titanomagnétite et de biotite.

Groupe des basaltes

β . **Basalte indifférencié** ; $\rho\beta$. *Basalte porphyrique* ; βS . **Basalte à éléments de socle** ; $\beta\mu$. **Basalte à enclaves de péridotites**. Par définition, un basalte est une roche volcanique dont le seul feldspath est un plagioclase basique (généralement labrador). Des minéraux ferromagnésiens l'accompagnent : pyroxènes, en quantité souvent prépondérante, et/ou olivine.

Les basaltes se situent à tous les niveaux stratigraphiques : en coulées, à la base de l'édifice ; en dykes et en coulées dans le complexe trachyandésitique, et surtout au sommet de l'édifice où ils forment les planèzes supracantaliennes. La notion de basaltes « infracantaliens » et « supracantaliens » est stratigraphiquement commode, mais relativement arbitraire puisque les plus anciens basaltes « supracantaliens » prennent la suite des plus récents basaltes « infracantaliens » autour de 7 Ma. Seule la région centrale du massif est pauvre en vrais basaltes comme en basanites.

Les basaltes sont bien représentés sur les planèzes du Cantal. Il s'agit essentiellement de basaltes clairs aphyriques à porphyriques et de basaltes vitreux. Les basaltes clairs présentent différents types de gisement : coulées (volcan de Brugiroux), remplissage cratérique (lac de lave de Sauvage), dykes et filons. Ils forment généralement de gros prismes, souvent irréguliers, pouvant se débiter en dalles de 5 à 15 cm d'épaisseur ayant fréquemment servi de lauzes pour la couverture d'anciens habitats. Les basaltes vitreux sont relativement rares sur les planèzes. Il s'agit de laves noires, compactes, à cassure conchoïdale, riches en verre, apparaissant en gerbes de prismes très fins et se débitant en blocs anguleux, à cassure esquilleuse.

Localement, plusieurs faciès particuliers ont été individualisés. Il s'agit des faciès à texture porphyrique et à enclave de socle ou de péridotite.

Groupe des trachybasaltes

$\tau\beta$. **Trachybasaltes indifférenciés** ; $\tau\beta^1$. **Hawaïite** ; $\tau\beta^2$. **Trachybasalte potassique**. Les trachybasaltes ne renferment pas de feldspaths alcalins et sont de teinte gris sombre à gris clair. Des phénocristaux de plagioclases (andésine), de 1 à 4 mm, brillent suivant leurs plans de clivage ; les pyroxènes (augite), plus sombres, tranchent sur la pâte.

Les trachybasaltes ne se distinguent que difficilement sur le terrain des basaltes ou des trachyandésites. Ils ont été individualisés lorsqu'une analyse chimique les classe sans ambiguïté dans ce champ. Les trachybasaltes apparaissent à tous les niveaux de la série stratigraphique du Cantal. Ils forment une série de coulées au Nord-Ouest du Cantal, au Puy de la Tourte, dans le ruisseau de Suclong et au Nord de la Maronne.

Des hawaïites apparaissent dans les ensembles infracantaliens (Murat) et supracantaliens (planèze de Saint-Flour).

Des trachybasaltes potassiques forment un pointement au Sud-Ouest du Plomb du Cantal, près du Puy Brunet.

$\tau\beta_{br}$. **Trachybasalte potassique scoriacé de la Formation de Rolland.** La Formation de Rolland (Watelet, 1977) est constituée principalement par les roches armant les escarpements entaillés par la brèche de Rolland entre le Puy Mary et le Puy de Peyre Arse. Elle est intercalée entre les brèches trachyandésitiques sous-jacentes et les coulées trachyandésitiques sus-jacentes. Elle est de dimension réduite (4 km de long et 150 m d'épaisseur) et ne s'observe pas ailleurs dans le Cantal. De loin, la Formation de Rolland a un aspect bréchiq, mais en réalité il s'agit d'un empilement de petites coulées de 2 à 5 m d'épaisseur dont le pendage moyen est de 5° vers le Nord-Ouest. Généralement, la base des coulées est massive (on n'observe aucune vacuole). La quantité de vacuoles augmente ensuite lorsqu'on se rapproche du sommet de la coulée au point de représenter 30 à 40 % de la roche. À la cassure, ces roches d'aspect bréchiq sont uniformes, avec de nombreuses vacuoles. Il existe d'autre part, entre certaines coulées, de petites zones formées de brèches d'éruption. Une trentaine de telles coulées ont été comptées sous le Puy Mary où elles sont riches en enclaves de socle de taille centimétrique.

Un point de sortie, localisé aux environs des ruines du ruisseau de Vachy, permet d'expliquer la variation d'épaisseur de la formation ainsi que son pendage général. La formation repose sur les lahars du Puy Bataillouse et les coulées trachyandésitiques issues du point coté 1 555, et a été recouverte par les coulées trachyandésitiques du Puy Chavaroche.

La roche est vacuolaire et sa texture est microlitique porphyrique (olivine, pyroxène, amphiboles, plagioclases).

Groupe des trachyandésites basaltiques

$\tau\alpha\beta$. **Trachyandésite basaltique indifférenciée** ; $\tau\alpha\beta^1$. **Mugéarite** ; $\tau\alpha\beta^2$. **Shoshonite.** Les trachyandésites basaltiques sont des laves à phénocristaux de plagioclase, d'amphibole, mica, clinopyroxène, magnétite et ilménite, apatite et sphène. Leur mésostase contient du feldspath alcalin (qui frange parfois les phénocristaux de plagioclase), du plagioclase, du clinopyroxène, de la magnétite et de l'ilménite, et de faibles quantités de tridymite et de cristobalite.

Dans tous les cas, ce sont des roches porphyriques d'aspect gris clair lorsqu'elles sont riches en phénocristaux de plagioclase, et gris foncé lorsque les phénocristaux de ferromagnésiens dominent.

Des mugéarites ont été déterminées à Peyre Gory, dans la Chevade, et au Puy de la Tourte. Des shoshonites ont été analysées à la Vacherie du Griou.

Groupe des trachyandésites

$\tau\alpha$. **Trachyandésite indifférenciée** ; $\tau\alpha^2$. **Benmoréite** ; $\tau\alpha\beta^1$. **Latite**.
Les trachyandésites représentées sur la carte ont une composition minéralogique très variable du fait qu'elles regroupent des laves de composition relativement hétérogène. Ainsi, les différences essentielles, permettant de les distinguer, portent principalement sur la fréquence et l'association des minéraux ferromagnésiens.

Plusieurs types peuvent y être distingués : trachyandésites basiques et acides, selon des critères minéralogiques, et latite et benmoréite, selon des critères chimiques.

Les latites présentent une teinte gris clair à gris foncé et une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux, dont la taille peut atteindre le centimètre, comprennent des feldspaths blancs (andésine - labrador) ou des minéraux ferromagnésiens : amphiboles (hornblende brune), pyroxènes (augite et hypersthène), traces de biotite. La mésostase est essentiellement constituée de feldspaths de type andésine associés à quelques cristaux de sanidine, de la tridymite et des minéraux ferromagnésiens.

Les benmoréites du Cantal ont une paragenèse minérale qui diffère de celle des mugéarites par l'absence d'amphibole, l'apparition de phénocristaux de feldspath alcalin (généralement de l'anorthose) et la prédominance de ce minéral dans la mésostase.

Des dômes et des coulées de benmoréite ont été cartographiées en différents endroits du Cantal : au Nord de Laveissière, sur le plateau de Golneuf, au Nord du Plomb du Cantal et dans la vallée du Mars.

$\tau\alpha^3$. **Trachyandésites à haüyne (« ordanchites »)**. Cet ensemble lithologique est présent sur les planèzes, et leur mise en place est contemporaine de celle des intrusions phonolitiques, entre les dernières éruptions trachyandésitiques et les premières éruptions supracantaliennes.

Dénommées ordanchites par A. Lacroix (1917), elles sont peu abondantes dans le massif du Cantal. Elles forment six gisements distincts groupés surtout à l'Est du massif (El Arabi, 1990) : sur le plateau du Limon, au Puy Golneuf, au Chaumeil, à Brujaleine, au Falgoux, à Pailherols.

Sur le plateau du Limon, deux coulées se superposent au Sud-Est, sur le flanc gauche de la vallée de la Santoire, entre les vacheries de Drils et le Signal du Limon.

Au Puy de Golneuf, une petite coulée, intercalée dans les projections, apparaît au niveau du col séparant les Puy de Seycheuse et de Golneuf, en face des burons de Peyreguery. Deux autres coulées, épaisses et superposées, constituent l'armature du Puy de Golneuf.

Au Chaumeil (Boule, 1900), une coulée unique, très mince mais très étendue, se suit de Pejouzou, au Nord, à Brugiroux, au Sud, et borde le plateau basaltique limité par les vallées de la Santoire, au Nord-Ouest, et de la Chevade, au Sud. Elle s'étale au niveau du col d'Entremonts, dans les grandes carrières abandonnées du Chaumeil.

À Brujaleine (Boule, 1900), au Nord de Murat, la coulée affleure sporadiquement sur le versant nord-est du Puy 1 199 m, en face du village de Brujaleine.

Au Falgoux (Weiss, 1808), les trachyandésites à haüyne affleurent en blocs pris dans les brèches qui arment la crête entre le col de Néronne et le Roc du Merle, et séparent les vallées de la Maronne et du Mars.

À Pailherols (Marty, 1937), sur la carte Vic-sur-Cère, il s'agit d'une coulée très altérée en surface et très étendue en rive gauche de la vallée du Goul, entre Pailherols et Bromet, sous les basaltes supracantaliers.

Toutes ces coulées de trachyandésites à haüyne appartiennent aux derniers stades effusifs de l'activité volcanique trachyandésitique. Elles sont, en effet, immédiatement sous-jacentes aux basaltes supracantaliers (coulée sud-ouest du plateau du Limon, Puy de Golneuf, le Chaumeil, Brujaleine, Pailherols). Les trachyandésites à haüyne de ces divers gisements se présentent sous deux faciès principaux et souvent juxtaposés : l'un, gris, rugueux, porphyrique, à feldspaths blancs, baguettes noires de hornblende et petits cristaux de haüyne ; l'autre, plus foncé, aphyrique, ponctué seulement par quelques haüynes. Par altération superficielle, les trachyandésites claires se couvrent, comme les phonolites, d'une patine blanche, satinée, plus ou moins épaisse, d'où ressortent les petites aiguilles brillantes d'amphibole, les cristaux ocre-jaune de feldspaths et les petits points rouges de haüyne altérée.

Groupe des trachytes

T. Trachyte ; Z. Laves et volcanoclastites trachyandésitiques et trachytiques propylitisées. Les trachytes sont des roches claires d'aspect massif à texture porphyrique. Les phénocristaux sont constitués de plagioclase (andésine, labrador) atteignant parfois le centimètre, de longs prismes aciculaires d'amphibole de 2 à 3 cm, quelques cristaux trapus de pyroxène de 3 à 4 mm et des petites paillettes de biotite. Ils sont englobés dans une pâte gris clair à gris foncé, prenant des teintes rouille ou jaunâtre

par altération et renfermant les minéraux précédents auxquels s'adjoignent des feldspaths alcalins (sanidine et anorthose) et de la tridymite.

Plus riches en silice que les trachyandésites, elles sont aussi plus visqueuses et forment principalement des dômes d'extension hectométrique, tels le Puy Mary, Vauers.

A l'exception des trachytes tardifs du Nord-Ouest du Cantal, l'ensemble des trachytes est localisé dans le cœur de l'édifice volcanique : vallées de la Cère et de la Jordanne.

Décrites depuis très longtemps (Fouqué, 1894), les trachytes de la haute vallée de la Cère sont groupés pour la plupart dans une zone s'étendant du Puy Lioran au hameau des Gardes. Ces roches, appréciées pour la construction, ont anciennement fait l'objet d'une exploitation intense. Ainsi des carrières avaient été ouvertes à la Font d'Alagnon, au Puy Lioran (lame du tunnel), à la Borie, aux Pialottes et au Puy de Vauers.

Le Puy Mary ($6,43 \pm 0,08$ Ma : âge obtenu par K/Ar sur feldspaths, ce qui en fait l'un des trachytes les plus jeunes du Cantal) est sans conteste, avec le Puy Griou, l'un des plus beaux sommets de tout le Cantal. C'est une pyramide élancée, à base rectangulaire, qui domine la tête des vallées de la Jordanne, du Mars, de la Petite Rhue et de l'Impradine. L'érosion en a fait un véritable horn.

Le Puy Mary présente tous les caractères d'un cumulo-dôme formé par une accumulation de lave visqueuse autour d'un point de sortie préalablement ouvert par une phase initiale explosive. La base de ce dôme devait être grossièrement circulaire, d'un diamètre proche de 700 m.

On peut facilement (une heure aller-retour) atteindre à pied le sommet de ce dôme peléen. La roche est un trachyte à phénocristaux d'oligoclase, de sanidine (beaucoup plus rare) et de hornblende brune, tandis que la pâte est riche en sanidine et contient près de 10 % de tridymite.

Initialement, le Puy Mary devait être un cumulo-dôme trachytique classique, subcirculaire, avec un sommet aplati tel que ceux du Mériapi, du Saint-Helens ou encore ceux de la Chaîne des Puys. Lors de la croissance continue du dôme, les flancs se déstabilisaient parfois. Ceci entraîna la mise en place de nuées ardentes dont les dépôts sont visibles le long du parking sous le Puy de la Tourte. Beaucoup plus tard, les glaciers du Mars, de la Jordanne, de l'Impradine et de la petite Rhue ont érodé les flancs du dôme pour lui donner sa morphologie actuelle.

Dans la haute vallée de la Jordanne, de la Cère et de l'Alagnon, les trachytes, accompagnés de tufs et de projections, et veinés de filons de

trachyandésites, s'étalent en amont de Liadouze et jusqu'au pied du Griounou. Ils sont très hydrothermalisés (propylitisation) et localement très pyriteux. Ces faciès très altérés ont été cartographiés avec un figuré distinct.

Groupe des phonolites

Les laves trachytiques et phonolitiques sont très ressemblantes, tant par leur mode de gisement (pitons, dômes et plus rarement coulées), que par leur aspect macroscopique : roches de teinte verdâtre, devenant blanchâtre par altération superficielle, à fissilité en général bien marquée, avec un caractère porphyrique modéré se traduisant essentiellement par la présence de phénocristaux plurimillimétriques à centimétriques de feldspath. Seul l'éclat plus ou moins gras donne une indication qualitative sur le caractère plus ou moins phonolitique de ces roches.

Localement, l'altération confère à ces laves un faciès bien particulier. La roche est envahie par des nodules plus clairs de forme sphérique, de diamètre au maximum centimétrique, qui lui donnent un aspect ocellé qui existe aussi, mais plus rarement, dans les trachytes. Sur les surfaces exposées à l'altération, ces nodules restent en relief et finissent par se détacher.

L'examen en lame mince permet d'affiner la détermination, mais, vu la difficulté d'évaluation des proportions relatives des différents minéraux, notamment celles des feldspathoïdes, il doit être complété par une analyse chimique pour permettre une détermination précise et fiable : en particulier la distinction avec les trachytes alcalins n'est pas toujours évidente.

Pour rendre compte de toutes ces incertitudes dans les diagnoses pétrographiques, ces roches sont regroupées sous l'appellation générale de « trachyphonolites ». Seuls les faciès bien identifiés par des études détaillées au microscope, éventuellement complétées par des analyses de minéraux à la microsonde électronique et des analyses chimiques de roche, sont notés avec des désignations plus fines : phonolite miaskitique ou agpaitique.

Sur le terrain, ces laves forment généralement des pitons et des dômes, fréquemment assemblés en appareils complexes, et, plus rarement, des coulées. Elles ont souvent un débit en prismes de grandes dimensions (plusieurs dizaines de mètres de hauteur et diamètre pouvant dépasser un mètre). Outre les éboulis qui les entourent, ces édifices volcaniques sont, en général, encapuchonnés sous un manteau périglaciaire formé de blocs (cryoclastes) atteignant des volumes de plusieurs mètres cubes. Ces formations superficielles sont aisément confondues avec des démantèlements *in situ* et conduisent à surestimer, en premier examen, l'extension des dômes. Elles ont par ailleurs l'inconvénient de masquer les contacts avec les autres formations. Ce sont ces dépôts de pente qui ont souvent été exploités pour fournir des lauzes.

$\tau\phi$; ϕ . **Trachyphonolites et phonolites indifférenciés.** Deux types de phonolites, selon l'ordre de cristallisation, sont classiquement distingués. L'ordre de cristallisation est normal - la cristallisation des minéraux ferromagnésiens précède celle des tectosilicates - pour les phonolites miaskitiques, et inverse pour les phonolites agpaïtiques. Le minéral majeur de ces roches est l'anorthose. Les pyroxènes sont les seuls silicates ferromagnésiens, à l'exception des rares cristaux d'amphiboles précoces, qui ne subsistent plus qu'en reliques dans certaines phonolites miaskitiques. La composition de ces pyroxènes est liée au chimisme agpaïtique ou miaskitique de la roche : aegyri- nique dans le premier cas, calcique et alumineuse dans le second.

Les laves figurées sous la rubrique « *trachyphonolite indifférenciée* » n'ont pas fait l'objet d'une analyse chimique, et leur étude en lame mince n'a pas permis de détermination précise de leur affinité, en raison de l'alté- ration de la roche ou de la petite taille des minéraux (les feldspathoïdes se présentent souvent sous forme de fines cristallisations). Ces roches, essen- tiellement constituées de feldspath alcalin et d'augite plus ou moins aegyri- nique, contiennent, en quantité variable, du plagioclase, des feldspathoïdes (néphéline, minéraux du groupe de la sodalite, analcime), des reliques d'amphibole (kaersutite), du sphène, de l'apatite, de la titanomagnétite.

ϕ^4 . **Phonolite miaskitique.** L'examen macroscopique ne permet pas de distinguer ces roches des phonolites à tendance agpaïtique. Ces laves ont une texture microlitique porphyrique. Elles en diffèrent néanmoins par la plus grande variété de leurs phénocristaux : à côté des feldspaths et de l'au- gite aegyri- nique, partiellement transformée en titanomagnétite et clinopy- roxène incolore, l'augite incolore, le sphène, la titanomagnétite et l'apatite (riche en inclusions) sont présents sous forme de cristaux automorphes. Le plagioclase est parfois présent au centre des phénocristaux de feldspath potassique. Des reliques de kaersutite, se transformant en augite aegyri- nique et titanomagnétite et souvent associées à de l'apatite, sont préservées dans certaines de ces laves.

C. Legendre (1999) a mis en évidence l'existence de phénocristaux de grenats de taille millimétrique dans la phonolite du Puy de l'Usclade. La mésostase est formée de feldspaths plus sodiques que les phénocristaux, d'augite aegyri- nique, de sphène, d'apatite, de titanomagnétite. Les feldspa- thoïdes comprennent essentiellement de la sodalite, en inclusion dans les feldspaths. Les minéraux d'altération hydrothermale les plus courants sont la calcite et les zéolites.

D'un point de vue chimique, ces roches diffèrent des phonolites à ten- dance agpaïtique par :

- leur composition, allant des trachytes aux phonolites avec des teneurs en néphéline normative comprises entre 5 et 13 % ;

- l'absence d'acmite normative et les valeurs inférieures à 1 de leur coefficient d'agpaïcité.

φ³. **Phonolite agpaïtique.** Ce type de phonolite a été observé dans deux gisements : la Roche Blanche et La Font. Par rapport aux phonolites miasmatiques, on note l'absence des plagioclases et l'apparition de pyroxènes tardifs verts de type augite aegyrienne, pouvant représenter jusqu'à 10 % de la roche. Enfin, les feldspathoïdes haüyne - noséane sont remplacés par de la sodalite et de Panalcime ; les oxydes et zircons sont absents.

Les phénocristaux sont essentiellement du feldspath alcalin sodi-potassique. Le pyroxène (augite aegyrienne polychroïque dans des teintes vertes à jaunes) est parfois présent mais en quantité toujours très inférieure à celle des feldspaths.

La mésostase est constituée de microlites de feldspath alcalin dont la composition est proche de celle des phénocristaux, de prismes d'augite aegyrienne et d'augite xénomorphe moulant les microlites. Les feldspathoïdes sont représentés par la néphéline, en prismes automorphes, Panalcime et la sodalite, en fines inclusions dans les feldspaths. Les minéraux opaques et l'apatite sont présents en petite quantité. Les minéraux d'altération les plus courants sont des zéolites.

Groupe des rhyolites

p. **Rhyolite indifférenciée.** Ce sont des roches blanches, beiges, grises ou roses présentant quelques phénocristaux de feldspaths. L'éclat en est gras et la cassure esquilleuse. Elles sont riches en verre (40 à 60 %) et leur texture est très variable. Les phénocristaux sont essentiellement des anorthoses et rarement des plagioclases et des biotites. La mésostase vitreuse renferme des microlites de feldspaths alcalins et de petits grains de quartz de fin de cristallisation, de l'apatite, du zircon et du sphène.

Les principaux gisements se situent dans la haute vallée de la Cère. Le plus important est mis à l'affleurement par la RN 122, à 800 m d'altitude, entre Saint-Jacques-des-Blats et Thiézac, à 2 km en amont du village, au lieu-dit Pas de Compaing. Les rhyolites apparaissent sous les brèches trachyandésitiques, en contrebas du hameau d'Armandie, dans la partie inférieure du ruisseau descendant du col du Pertus et jusqu'à sa confluence avec la Cère. Elles affleurent également en amont, sur la rive droite de la rivière. Un autre gisement rhyolitique, de moindre étendue, occupe, sous les brèches trachyandésitiques à 1 100 m d'altitude, le fond d'un ravin affluent de rive gauche de la Cère, en amont du village des Gardes. Il s'agit dans les deux cas de dômes intrusifs. Dans la haute vallée de la Jordanne, ces rhyolites apparaissent également vers 1 100 m d'altitude en amont de Fournal, au pied du Griounou.

Il existe aussi des variétés plus vitreuses en filons dans les ravins proches du Lioran, telles que les « obsidiennes » noires de Rambertière et les « pechsteins » verdâtres et perlitiques de Veyrière.

Signalés depuis très longtemps (Rames, 1873), les obsidiennes et pechsteins se rencontrent en minces filons irréguliers de taille décimétrique à métrique, à texture vitreuse ou vitreuse à phénocristaux d'anorthose et de pyroxène dans la brèche trachyandésitique des hautes vallées du centre du massif. Les obsidiennes (Rambertière) sont compactes, vitreuses, noires, mates ou brillantes à cassure conchoïdale; les pechsteins sont verdâtres ou noirâtres, friables, à texture perlitique se débitant en petits fragments tantôt porphyriques (Veyrière, Armandie), tantôt aphyriques (Les Tournels).

Formations hypovolcaniques

θ. Roches hypovolcaniques de la haute Jordanne. La partie centrale du volcan composite du Cantal est occupée principalement par des unités laviques et pyroclastiques trachyandésitiques recoupées par quelques massifs intrusifs de roches grenues :

- des monzonites (syénodiorites) au-dessous du village de Rudez ;
- des gabbros essexitiques (syénogabbros) au buron de la Font des Vaches, sur les pentes du Griou ;
- des « gabbros » (syénogabbros et syénites alcalines) sur la berge droite de la Jordanne, en amont de la ferme de Lacoste.

Ces trois massifs ont fait l'objet de différentes études pétrographiques (Vatin-Pérignon, 1961, 1966 ; Demange, 1974), géochronologiques et géochimiques (Baubron et Demange, 1977 ; Stettler et Allègre, 1979). M.-C. Prévost (1978) a mis en rapport la propylitisation des formations volcaniques de la partie centrale du volcan avec la mise en place de ces massifs plutoniques. Ch. Tremois (1982) a étudié les minéralisations associées. Par ailleurs, un sondage carotté, destiné à la mesure du flux thermique, a été réalisé en 1977 par le BRGM, dans la masse grenue principale, celle de Lacoste : elle a été forée obliquement sur environ 300 m sans que la base en ait été atteinte.

Les termes de syénogabbros, syénodiorites et syénites alcalines sont les équivalents respectifs, au niveau plutonique, des trachybasaltes, des trachyandésites basaltiques et des trachytes.

• **Age des « gabbros ».** Les datations obtenues sur ce massif sont remarquablement convergentes. D'après J.-C. Baubron et J. Démange (1977), les âges conventionnels K-Ar de 8,1 à 7,3 Ma représentent les âges de refroidissement de l'intrusion de Lacoste. Cet âge est confirmé par H. Bellon

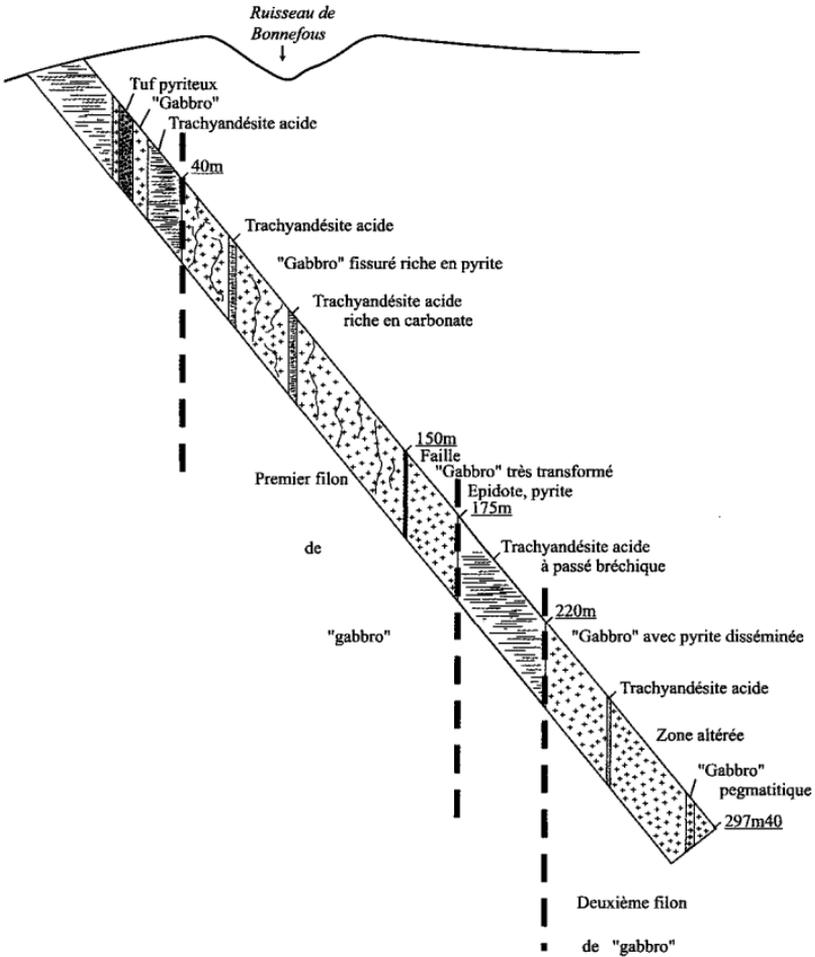


Fig. 13 - Log géologique du sondage dans le "gabbro" de Bonnefous, dans la Jordanne

(com. pers.) qui a obtenu un âge de $8,1 \pm 0,4$ Ma. L'âge de mise en place, $8,3 \pm 0,2$ Ma, obtenu par J.-C. Baubron et J. Demange à partir du diagramme d'évolution isotopique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est voisin de celui (8,1 Ma) proposé par A. Stettler et J.-C. Allègre (1979) par isochrone Rb-Sr. Le rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ trouvé par ces derniers auteurs est de 0,7038 (0,7035 pour les syénogabbros de la Font des Vaches), valeur fréquemment rencontrée pour les ensembles volcaniques alcalins du Massif central.

• **Le massif de Lacoste.** Le massif de Lacoste est localisé au contact de tufs pyriteux, à l'aval, et d'un dôme de trachyandésite, en amont. Les roches grenues présentent des faciès de bordure fins très riches en biotite, au contact avec les tufs pyriteux que l'on peut observer dans le ravin de Bonnefous, à 30 m de sa confluence avec la Jordanne, et 140 m à l'amont de cette confluence. Un troisième faciès fin de bordure se rencontre au contact d'une coulée trachyandésibasaltique, sur la rive droite du ruisseau de Bonnefous. On remarque également la présence de faciès riches en filonnets pegmatoïdiques leucocrates à pyrite dans la Jordanne, 50 m en amont de sa confluence avec le ruisseau de Bonnefous. L'existence des faciès de bordure fins, ainsi que l'aspect recuit des filons $\text{N}60^\circ$ et de la coulée trachyandésibasaltique au contact des roches grenues, renforce l'hypothèse d'une injection des roches grenues dans les tufs pyriteux et entre les filons. Ceci suggère également qu'elles se soient bloquées sous les coulées trachyandésitiques. L'injection des roches grenues a probablement été facilitée par des accidents $\text{N}135^\circ\text{-}140^\circ$ (contacts tufs pyriteux - roches grenues) et $\text{N}100^\circ\text{-}120^\circ$ (direction du ravin de Suclong) qui affectent les coulées chloritisées.

Un sondage a été réalisé par le BRGM (point de coordonnées Lambert : X = 627,86 ; Y = 309,94 ; Z = 1 095 m) en direction $\text{N}80\text{G}$ magnétique, voisine de $\text{N}75\text{G}$ géographique. Son inclinaison varie de 58G à $61,5\text{G}$. Au total, 297 m de carottes ont été obtenues ; la profondeur maximale atteinte est voisine de 250 m. Ce sondage fait apparaître une série de passées grenues, interprétées comme des lames intrusives. La coupe de la figure 13 montre les principales unités rencontrées. Les 45 premiers mètres sont à dominante pyroclastique mais on y rencontre deux petites intrusions syénitiques de 6 m et 3 m de puissance respective. Puis apparaît une seconde unité à très nette dominante grenue, de 110 m de puissance, de nature syénodioritique recoupant un encaissant lavique constitué de trachyte altéré (10 m) et de trachybasalte riche en amphibole (3 m). La troisième unité, essentiellement constituée d'encaissant tufacé avec quelques passées laviques, a 70 m de puissance ; elle comporte quatre lames syénodioritiques à texture microgrenue, de 1 à 5 m d'épaisseur. Enfin, la dernière unité, à la base du sondage, a été recoupée sur 75 m d'épaisseur : elle est de nature syénogabbroïque, et comporte deux lames séparées par une mince passée lavique (1,15 m), au contact de laquelle elles présentent des bordures figées. Le contact inférieur de la seconde de ces lames n'a pas été recoupé.

La modélisation des données électro-magnétiques effectuée par M. Aubert et *al.* (1982) montre que le pluton hypovolcanique pourrait correspondre à un laccolite de 300 m d'épaisseur et couvrant une superficie de 15 km². Les données géophysiques ont également conduit à supposer l'existence d'un autre pluton hypovolcanique sous le Plomb du Cantal (Roux et Senaud, 1978).

• **Pétrographie.** Les « gabbros » présentent de considérables variations de grain, depuis des faciès à grain fin, voire microgrenus, près des contacts (ruisseau de Bonnefous ; Jordanne en aval) jusqu'à des passées pegmatoïdiques dans la zone nord du gisement. Des descriptions pétrographiques détaillées et des analyses modales de ces roches ont été données par N. Vatin-Pérignon (1966) et M.-C. Prévost (1978). Les échantillons à grain moyen ont une texture de type doléritique avec des cristaux millimétriques de plagioclase (40 à 45 %) parfois altérés (séricite, calcite, minéraux argileux), de clinopyroxène calcique (environ 15 %), de maghémite et d'hématite (5 %) et de sphène abondant (2 %). L'apatite est très fréquemment incluse dans les autres minéraux. Le feldspath alcalin (10 %) se présente en plages xénomorphes moulant les contours des minéraux plus précoces. L'amphibole brune (10 %) est en sections automorphes ou bien, plus fréquemment, en auréole autour des grands clinopyroxènes. Enfin, la biotite (10 %) est soit en plages subautomorphes, soit en petites lamelles associées au clinopyroxène, à l'amphibole ou aux oxydes. Les sulfures sont présents en petites quantités, soit sous forme d'inclusions de pyrrhotite dans les pyroxènes et les sphènes, soit sous forme de granules interstitiels de pyrite et parfois de chalcopyrite (Tremoys, 1982). On note parfois la présence de zircon ainsi que de grains d'épidote, de calcite et rares cristaux de tourmaline. Des plages, souvent très altérées, correspondent vraisemblablement à des feldspathoïdes transformés.

Les analyses chimiques de ces roches sont assez proches de celles des trachybasaltes du Cantal. Elles en diffèrent cependant par des valeurs plus fortes de la perte au feu, liées à l'importance des phases hydroxylées et surtout à l'altération hydrothermale qui affecte l'ensemble de ces formations (Prévost, 1978). De même, les teneurs en potassium des syénogabbros sont également nettement plus élevées que celles des trachybasaltes correspondants.

• **Minéralogie.** Les clinopyroxènes des syénogabbros et syénodiorites sont des salites et des augites ; la gamme de variations de leur composition est très réduite (Ca₄₅₋₅₂ ; Fe₁₁₋₁₇ ; Mg₃₄₋₄₄). Ce sont des clinopyroxènes très calciques (W_{0.45-47}) dont les teneurs en Ti sont de 1,4 % en moyenne.

Les orthopyroxènes, analysés exclusivement dans un échantillon de syénodiorite des filons radiaires du ruisseau de Curedis, sont des hypersthènes magnésiens de composition homogène (Ca₂₋₃ ; Fe₂₈₋₃₁ ; Mg₆₆₋₇₀).

Les plagioclases sont souvent partiellement altérés en carbonates et séricite. Ils sont peu calciques, leurs teneurs en anorthite sont inférieures à 63 %. Les plagioclases analysés présentent généralement une zonation normale avec un cœur calcique et une bordure sodique. Certains plagioclases sont très albitisés, conséquence de l'altération hydrothermale subsolidus des roches. Les feldspaths alcalins sont surtout des orthoses (Or₈₀₋₉₈) ainsi que, plus accessoirement, de l'anorthose et de l'albite.

Les amphiboles des syénogabbros sont majoritairement des kaersutites et rarement des ferro-kaersutites. Elles sont fréquemment entourées par une auréole d'oxydes de fer. Les syénodiorites, quant à elles, ne contiennent pas d'amphiboles magmatiques. Quelques rares amphiboles vertes de type actinote sont des produits d'altération des pyroxènes.

Les micas noirs sont des biotites riches en magnésium et en titane (Mg₅₂₋₈₆ ; Fe₃₅₋₇₉ ; Ti₀₋₁₉).

Les oxydes ferro-titanés sont surtout des titanomagnétites qui contiennent des lamelles d'exsolution de magnétite et d'ilménite.

Les syénogabbros contiennent de gros sphères automorphes apparaissant tardivement dans la séquence de cristallisation.

Les minéraux hydrothermaux sont essentiellement des chlorites et des épidotes.

Les chlorites sont de type pychnochlorite. Les épidotes apparaissent sporadiquement en grains et forment des plages xénomorphes. Le taux de pistachite est élevé et compris entre 17 et 29 %. Les carbonates forment parfois de grandes plages à tendance automorphe. La sidérite et la dolomite sont nettement plus abondantes que la calcite.

• **La propylitisation.** L'altération hydrothermale qui affecte les roches de la Jordane a été définie par M.-C. Prévost (1978) comme une propylitisation avec des tendances argilitiques. Elle y distingue deux domaines bien distincts par le degré d'altération et leurs minéraux :

- un domaine proximal, de teinte jaunâtre, riche en pyrite ;
- un domaine distal, caractérisé par la paragenèse d'altération chlorite ± épidote ± calcite ± silice ± pyrite + argiles.

Une étude de la répartition spatiale de l'altération hydrothermale, prenant en compte la minéralogie, l'intensité de l'altération, la lithologie primaire et la localisation, montre que les teneurs maximales en carbonates, smectites, quartz et chlorite étaient sensiblement centrées sur la Jordane et que le domaine à pyrite couvre une zone sensiblement plus réduite, en périphérie

immédiate des corps plutoniques. L'épidote, quant à elle, est directement associée au corps de syénogabbros.

L'étude géochimique des éléments majeurs et en traces des encaissants altérés et sains des intrusions plutoniques montre que l'altération se traduit dans les trachyandésites acides par un lessivage important du potassium et, en moins grande proportion, de Fe, Ca et Na, ainsi que par un enrichissement en Al, Mg, Si, Mo, Zn, Ba, Co, F et localement en Cu. Les trachyandésites basiques se caractérisent par un lessivage de Ca, Fe et Mg et un enrichissement en Al, Si, K et Ba.

La minéralisation est essentiellement constituée de pyrite, de pyrrhotite, de chalcopryrite et de cubanite. La pyrite est le minéral principal de la minéralisation sulfurée de la vallée de la haute Jordanne. Elle est très abondante, en agrégats xénomorphes ou cristaux subautomorphes peu développés, et se présente souvent en association avec des produits titanés (de type rutile ou leucoxène). La pyrrhotite se présente essentiellement en inclusions dans les pyrites. Les chalcopryrites existent en inclusions dans les pyrites et en cristaux isolés dans la roche hôte.

Les données isotopiques du soufre (Tremois, 1982) indiquent une origine magmatique du soufre, postérieurement remobilisé par des fluides hydrothermaux. Enfin, les zonalités isotopiques ($\delta^{34}\text{S}$ plus élevé) et l'abondance plus grande de chalcopryrite et de pyrrhotite suggèrent que les fluides étaient plus chauds à proximité des « gabbros » (Tremois, 1982) et, donc, que ce sont les intrusions plutoniques qui sont responsables de la propylitisation de l'encaissant.

Le « gabbro » est riche en pyrite, principalement fissurale, tout le long du sondage. Dans certaines fractures, celle-ci est automorphe constituant des imbrications de petits cubes millimétriques. Un réseau de fractures riches en sulfures est également visible au niveau du confluent de Bonnefous et de la Jordanne, ainsi que des poches de sulfures entourées de pyroxène et d'amphibole. Cette richesse en pyrite est à l'origine de la légende de l'or de la Jordanne.

• **Enclaves de cumulats dans les laves.** Alors que les roches grenues affleurent peu, elles apparaissent fréquemment en enclaves dans les roches volcaniques et renseignent sur les processus de cristallisation en profondeur dans la lithosphère. Ainsi, des nodules amphiboliques ont été échantillonnés dans les scories stromboliennes du Suc de Rond. Ces nodules - constitués à 75 % d'amphiboles brunes non altérées, associées à de rares olivines et pyroxènes et cimentées par un verre vacuolaire - sont des cumulats formés en profondeur dans un réservoir magmatique et remontés à l'occasion d'une manifestation explosive du volcanisme. Des enclaves similaires ont

été remontées par le dôme de Sanissage dans la haute vallée du Brezons (Fontaine-Vive et Goër de Herve (de), 1984) où des agrégats amphiboliques grenus atteignant 10 cm de diamètre ont été décrits. La hornblende brune, très pléochroïque, en est, là encore, le constituant principal (> 90 %). Elle se présente en cristaux xénomorphes ou subautomorphes (1 à 5 mm, parfois 1 cm), poëcilitiques (inclusions de plagioclase An_{50-60} , augite, apatite aciculaire, olivine serpentinisée). Ces enclaves sont associées à des blocs décimétriques de roches grenues dont la composition varie des syénogabbros aux syénodiorites et aux monzonites (plagioclase An_{30-50} , feldspaths alcalins, hornblende brune, augite, sphène, apatite aciculaire). Ce sont les équivalents hypovolcaniques des laves trachyandésitiques de surface.

J. Demange (1974) a décrit des enclaves similaires, de taille centimétrique à décimétrique, à amphiboles pluricentimétriques, dans les coulées de trachyandésite et les laves de trachyte de la vallée de la Cère. Il y distingue des cumulats basiques constitués uniquement de phénocristaux des trachyandésites (plagioclase, hornblende, titanomagnétite, apatite) et des cumulats homéogènes.

De même, J.-P. Milesi (1976) a décrit des enclaves décimétriques de cumulats à amphiboles associées à des enclaves de gneiss dans la cheminée des Gardes (vallée de la Cère). Les amphiboles ont des tailles demi-centimétriques à centimétriques, et les enclaves sont enrobées dans un cortex basaltique.

Formations volcanoclastiques, produits primaires

Une grande partie (80 %) des produits volcaniques émis par les éruptions du Cantal est rassemblée sous la dénomination de formations volcanoclastiques : il s'agit de fragments de roches, volcaniques pour la plupart, cimentés par des matériaux plus fins : cendres plus ou moins consolidées, argiles, poudre de roche,... Cependant, il existe de nombreux types de brèches qui diffèrent par leur aspect et leur origine.

Les produits autoclastiques sont des matériaux initialement laviques, qui ont subi une fragmentation mécanique lors de leur passage à l'état solide (brèches de progression des coulées de laves, brèches d'écroulement des dômes...).

Les produits pyroclastiques doivent leur fragmentation à l'éruption elle-même : dégazage d'un magma lors de son ascension rapide, d'une part, fragmentation de la lave au contact d'un réservoir d'eau lors de sa montée vers la surface, d'autre part. Les particules solides peuvent être issues du magma générateur de l'éruption (clastes juvéniles), ou provenir des terrains

encaissants et du substratum du volcan (alloclastes). Les alloclastes peuvent être fortement majoritaires parmi les produits d'explosion mettant en jeu une vaporisation superficielle (éruptions phréatomagmatiques). Ils deviennent même exclusifs lorsque la pulvérisation du substratum par cette vaporisation ne s'accompagne d'aucune émission de magma (éruptions phréatiques).

En fonction du mode de transport on distingue couramment trois types fondamentaux de dépôts pyroclastiques : dépôts de retombée, de déferlante et d'écoulement.

Les dépôts pyroclastiques du stratovolcan cantalien présentent une remarquable diversité. En effet, on rencontre des faciès de coulées et de retombées mis en place au cours des épisodes éruptifs explosifs et des faciès resédimentés après leur dépôt syn-éruptif préalable. Elles accompagnent l'ensemble des formations volcaniques du Cantal. Au sein des basaltes infracantaliens et supracantaliens, il s'agit essentiellement de retombées de type strombolien. Elles sont aussi présentes dans l'ensemble du complexe trachyandésitique : à proximité de sa base sont préservées les deux plus grosses unités de coulées cendro-ponceuses du Cantal (Pierre-Taillade et Peyre Del Cros). Elles sont parfois remaniées par les avalanches de débris où elles apparaissent alors en poches et alimentent la matrice broyée. Mais le volume le plus important semble préservé en lentilles de retombées, plus ou moins remaniées, à différents niveaux des formations lahariques (Chevade, Plateau du Limon, Alagnon).

Dans la partie centrale de l'édifice volcanique, les dépôts pyroclastiques correspondent pour l'essentiel à d'épaisses coulées cendro-ponceuses, légèrement soudées remplissant des vallées (Bastide du Fau et Pierre Taillade). Dans le domaine distal, il s'agit essentiellement de dépôts de retombées très remaniées par les processus lahariques et fluviatiles.

Les formations ponceuses, de composition latitique et trachytique ne contiennent jamais de prismes de quartz bipyramidés, qui caractérisent la nappe de ponce supérieure du Mont Dore. Le seul affleurement ponceux riche en quartz (Thiézac, vallée de la Cère) est un mélange de matrice de dépôt d'avalanche de débris issu d'un niveau ponceux et d'une arène granitique.

Beaucoup d'affleurements pyroclastiques contiennent des troncs d'arbres fossiles (vallées du Mars, de la Cère, de l'Aspre, Chavaroché ; Bouillet, 1834; Vuittenez, 1964).

Localement, des projections basaltiques vitreuses, résultant d'une fragmentation lors de l'arrivée du magma dans de l'eau, ont été identifiées et individualisées sous le terme de produits hydroclastiques.

Les produits volcanoclastiques secondaires (= épiciastites au sens large) ont été remaniés et redéposés par des processus autres qu'éruptifs. Ils sont subdivisés en trois catégories principales : (1) les matériaux immédiatement remaniés (lahars,...), (2) les dépôts d'avalanches de débris, (3) les matériaux volcano-détritiques, constitués de fragments de roches volcaniques préexistantes libérés par les processus habituels de l'altération et de l'érosion. Bien sûr, tous les intermédiaires existent entre ces trois sous-groupes.

Produits volcanoclastiques primaires

Brm. Brèches de progression et brèches de nuées ardentes trachyandésitiques. Les versants nord et nord-ouest du Plomb du Cantal et le versant sud du Rocher du Bec de l'Aigle, les contreforts du Puy Chavarache et le versant sud du Puy de Peyre Arse sont composés par un ensemble d'épaisses coulées alternant avec des formations bréchiques. Ces dernières représentent 60 à 80 % de cet empilement. Sous le rocher du Bec de l'Aigle, cette alternance « brèches - coulées » se répète plus d'une dizaine de fois sur 600 m de dénivelé et, sur l'ubac du Plomb du Cantal, une dizaine de fois sur les 800 m de hauteur de versant. Sous le Puy Chavarache et sous le Puy de Peyre-Arse, ces proportions sont respectées, mais le nombre de coulées intercalées varie en fonction des paléomorphologies empruntées par celles-ci.

Dans le paysage, les coulées forment des escarpements de 20 à 40 m, de teinte claire, aux prismes souvent visibles. Dans certains cas, l'ensemble des brèches intercalées forme aussi des escarpements, mais elles sont de teinte brun sombre et d'aspect ruiniforme. Les coulées sont de nature trachyandésitique, à nombreux cristaux de feldspath et d'amphibole, et contiennent parfois de la biotite. La pâte microcristalline est gris acier lorsque les roches sont assez fraîches. Quand elles sont visibles, les bases de ces coulées sont constituées de blocs trachyandésitiques polychromes (de gris rougeâtre en passant dans les teintes jaunes), de taille hétérogène. Ces blocs sont rarement très gros (1 m de section au maximum). Ils sont souvent soudés entre eux par un ciment scoriacé. Ces bases de coulées peuvent atteindre 4 à 5 m d'épaisseur.

Le reste de la formation est composé par des brèches à l'allure parfois zonée. Ces zonations sont grossières et discontinues. Elles sont la conséquence d'intercalations de niveaux à granulométrie plus fine (50 cm d'épaisseur au maximum) avec de puissantes strates de brèches monolithologiques. Dans les horizons plus fins, les fragments sont de taille centimétrique et emballés dans une matrice cendro-ponceuse. Très peu de figures d'écoulement ou de granoclassement sont visibles dans ces niveaux. Les strates plus massives sont composées de blocs de taille plus importante et relativement homogène. Sur une surface de quelques dizaines de mètres carrés et sur

un affleurement proche du point d'émission, la granulométrie des blocs présente un mode peu marqué entre 10 et 20 cm (compilation de comptages effectués sur trois affleurements situés sur le versant sud du Rocher du Bec de l'Aigle).

Les formations plus éloignées du point de sortie présentent une granulométrie légèrement différente. Cependant, la taille des blocs dépasse rarement le mètre. Ces blocs sont liés entre eux par une matrice qui, dans la plupart des cas, s'apparente plus à un ciment presque aussi résistant que les blocs. Ce ciment rend invisible les éléments de la matrice. Les analyses chimiques effectuées sur les blocs et le ciment indiquent généralement une même composition chimique trachyandésitique. Le ciment de la brèche est surtout constitué de fragments de trachyandésite vitreuse, de même nature que les blocs, mais de taille bien inférieure ; les interstices sont comblés par des fragments de plagioclases liés entre eux par des carbonates néoformés. Cette configuration se trouve en zone proximale et dans les strates les plus épaisses. Dans d'autres cas, les blocs sont entourés d'une matrice plus cendro-ponceuse, mais conservant néanmoins les caractéristiques générales décrites plus haut.

Dans la vallée de l'Alagnon, la brèche trachyandésitique primaire prend une teinte blanche caractéristique. Elle affleure d'une façon discontinue dans l'Alagnon (Maurizot-Blanc, 1974 ; Milési, 1976), sur près de 5 km ; on la retrouve au Lioran, sous le replat du buron des Belles Aigues, où elle constitue une partie des gorges de l'Alagnon, sur le versant gauche de la vallée (depuis le ravin de Pierre-Taillade jusqu'à Fraisse-Bas) et sur le versant droit (le long de la voie ferrée au SSE de Laveissière et à l'altitude 930 m sur le chemin qui joint Combrelles à Fraisse-Bas). Elle se désorganise progressivement et passe, dans le lit du Benet, dans les vallées de la Chevade (où elle constitue une partie des gorges de Muraille-Haute) et dans la Santoire (Watelet, 1977) aux dépôts de l'avalanche de débris. La pente longitudinale de la formation varie de moins de 3° (Fraisse-Bas) à plus de 10° (Fraisse-Haut). Les coulées de laves gris clair ne dépassent pas, pour la plupart des affleurements de l'Alagnon, 20 à 30 m de long et 3 m d'épaisseur. Les laves sont de structure compacte et bulleuse, parfois fluidale et sont extrêmement riches en zéolites. C'est cette richesse en zéolites qui détermine leur teinte gris clair. Il s'agit d'une trachyandésite mésocrate où le clinopyroxène vert est le minéral ferromagnésien dominant. L'amphibole, souvent résorbée, n'apparaît qu'en quantité infime, et Porthopyroxène n'y a jamais été observé. Deux types de zéolites y ont été décrits : phillipsite et chabasite.

Ces brèches proviennent essentiellement d'éruptions de type nuées ardentes et de coulées de laves auto-bréchifiées lors de leur progression. Les blocs se soudent entre eux après leur dégazage. Elles contiennent une matrice légèrement cendro-ponceuse, alors que les blocs sont jointifs. Ces

nuées ardentes ont incorporé, lors de leur mise en place, une proportion importante de cendres reposant sur le flanc du volcan.

Les vallées situées dans la partie nord du Cantal, notamment les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et des Petites Rhues, offrent un terrain d'observation idéal pour suivre l'évolution longitudinale de ces brèches en dépôts de lahars. Sur les coupes centrées sur le complexe du Puy Bataillouse, on voit nettement l'évolution progressive de ces dépôts. En amont, on note l'intercalation régulière de coulées de trachyandésite épaisses (< 20 m), l'absence de stratification. Les blocs sont grossiers, anguleux et ne sont pas jointifs, la composante matricielle est faible (30 %). En aval, on n'observe plus de coulées interstratifiées mais une stratification franche avec des granoclasses inverses à la base, normaux en zone médiane et inverses au sommet de la formation. Les blocs sont plus émoussés et jointifs ; la composante matricielle est élevée (70 %). Par ailleurs, à l'aval apparaissent des intercalations de lentilles sablo-graveleuses correspondant généralement à des remplissages de chenaux.

De même, les dépôts proximaux, qui composent la base du Puy Chavaroché, évoluent longitudinalement, bien que cette évolution soit masquée par un important dépôt d'avalanche de débris qui remobilise les dépôts déjà en place. C'est d'ailleurs la somme de tous ces matériaux bréchiques (lahars et brèches de nuées ardentes) que nous retrouvons sous forme de mégablocs dans tous les dépôts d'avalanches de débris.

Cet ensemble de brèches peut aussi être observé en continu dans les vallées de la Petite Rhue, de l'Impradine et de la Santoire et partiellement dans le Cirque de Mandailles. Il recouvre les basaltes infracantaliens dans la vallée de la Petite Rhue à une altitude d'environ 1 100 m. Dans la vallée de l'Impradine, il recouvre des trachyandésites basaltiques au niveau de la cascade de la montagne d'Impradine à 1 194 m. Dans la vallée de la Santoire, il affleure encore à 1 250 m. Dans le cirque de Mandailles, cet ensemble est visible entre 1 230 et 1 350 m dans le ruisseau de Vachy, 1 200 et 1 400 m dans le ruisseau du Puy Mary et 1 150 et 1 450 m dans le ruisseau de Peyre-Arse. Dans la vallée du Mars, à la station de ski du Pont des Eaux, un terme distal de ces brèches est signalé par F. Binet (1998) à 1 050 m. L'ensemble de la formation a une épaisseur moyenne de 150 m et provient d'une zone se situant entre le Puy de Seycheuse, le Puy Bataillouse et le rocher du Bec de l'Aigle. Dans la partie proximale, elle a les caractéristiques de brèches de type « nuées ardentes » interstratifiées avec quelques coulées trachyandésitiques. Dans les parties distales, elle a l'aspect de coulées de débris. G. Fréour (1998), reprenant les descriptions antérieures (Watelet, 1977) y voit le passage progressif entre des nuées ardentes, et des lahars, issus du remaniement de ces dernières.

tfnt. **Brèches d'écroulement de dômes : nuées ardentes trachytiques.** Au Pas de Peyrol, la base du Puy Mary est masquée par des brèches de couleur blanche, chaotiques et très hétérométriques. Celles-ci, de même nature lithologique que le dôme, sont interprétées comme des dépôts de « nuées ardentes ». Les blocs, dont certains atteignent 200 m³, sont emballés dans une matrice très pulvérulente composée de fragments de roche finement pulvérisés. Ceux-ci affleurent très bien au niveau du parking, le long de la D 680 descendant vers la vallée du Mars où l'on voit plusieurs nuées successives séparées par de minces niveaux cendreaux. La lave est une trachyandésite à biotite et hornblende, à la limite du trachyte ; la pâte contient 10 % de tridymite. Elle contient des enclaves sombres cogénétiques, pluricentimétriques, de trachyandésite plus basique, attestant de phénomènes de mélange magmatique.

Au Nord, ces nuées sont recouvertes par un empilement de cinq coulées trachyandésitiques (*s.l.*) séparées par des niveaux bréchiqes, le tout formant le Puy de la Tourte.

tf. **Tufs indifférenciés.** De petites lentilles de tufs essentiellement cendreaux, souvent fortement argilisés et renfermant ou non des éléments ponceux, lithiques, organiques, ont été regroupées sous l'appellation « tufs indifférenciés ».

Tufs et brèches de retombées pyroclastiques

tfS. **Projections scoriacées (type « strombolien » /s.), scories soudées, bases de coulées, cônes stromboliens.** Les matériaux éjectés lors des phases explosives de l'édification des planèzes consistent surtout en cendres, lapilli ou scories formant des niveaux lités. Ils contiennent de nombreux minéraux automorphes (pyroxènes, olivines, magnétite), *Le.* des phénocristaux de la lave, isolés au moment de la fragmentation de celle-ci sous l'effet de la dégazéification. Des fragments de roches fondues, de toutes tailles, sont aussi projetés ; on les retrouve soit en bombes fusiformes, mêlées aux scories plus fines, soit en amas provenant de l'accumulation de lambeaux informes, tombés avant leur solidification et immédiatement intimement soudés, au point de simuler de véritables coulées de laves scoriacées. Ces matériaux et ce dynamisme sont caractéristiques d'une activité strombolienne. Ce dynamisme est particulièrement présent sur le flanc oriental du Suc de Rond, au Nord de la vallée du Mars, où on peut observer une vingtaine d'alternances de laves et de scories (Roux, 1963).

tf. **Tufs lités avec ponces.** C. Maurizot-Blanc (1974), X-P. Milesi (1976), P. Watelet (1977) et M. Fontaine-Vive (1981) ont décrit, dans la partie orientale du Cantal, des formations de retombées de ponces et de cendres trachyandésitiques qui se placent, d'une part, vers le début, d'autre

part, vers la fin de l'épaisse unité de coulées de débris. Ce sont les « tufs ponceux lités intercalaires » de la carte Saint-Flour à 1/50 000. De nombreuses formations appelées autrefois « cinérites », puis, plus récemment, englobées sous le vocable de « volcano-sédimentaire », se révèlent être des retombées rythmiques de cendres et de ponces, vraisemblablement à partir de panaches de type plinien.

Ainsi, à Albeperrière (vallées du Benêt et du Lagnon), apparaît une grande unité cendro-ponceuse, dont la stratification régulière et l'alternance séquentielle d'horizons ponceux et cendreux traduit un dépôt de retombées « en pluie ». Cette formation, épaisse de 40 m au moins, apparaît tout autour du site d'Albeperrière - sur un col abaissant très bas Pinterfluve séparant le Benêt du Lagnon. On peut l'observer notamment en trois endroits (Goër de Herve [de], 1972):

- dans la gorge coupant le verrou-gradin du Benet, au-dessus de la route de la Molède. Elle est intensément rubéfiée sous la grande coulée trachyandésitique de la cascade de la Molède ; un thermo-métamorphisme différentiel, banc à banc, confère aux horizons cendreux une teinte rouge brique, alors que les horizons ponceux et réfractaires restent blancs. Le pendage général des couches se fait vers l'Ouest ;

- dans le quartier sud du village d'Albeperrière, au-dessus de la route descendant aux anciens moulins de Bredons, les couches pendent vers le Nord-Ouest. L'unité ponceuse s'interstratifie entre la coulée trachyandésitique constituant la plate-forme dominant le village à l'Ouest, et la coulée trachyandésitique franchie en cascade par le Lagnon en contrebas ;

- 1 km au Nord-Est d'Albeperrière, une grande entaille apparaît dans l'unité ponceuse de la D 239, au versant gauche du Lagnon. On y observe, selon un fort pendage sud-est, une succession spectaculaire de séquences granoclassées débutant par des lits de ponces jointives et se terminant par des niveaux exclusivement cendreux. Vers le sommet, les ponces se font plus rares, et dans les cendres plus foncées, s'intercalent des lits de lapilli trachyandésitiques denses. La masse ponceuse passe à la base à un horizon (3 m au moins) d'argiles compactes, de teinte chocolat. Elle est recouverte, en discordance vers l'Est, par les strates horizontales des dépôts de coulées de débris injectés de sills et dykes trachyandésitiques d'Auzolles.

Enfin, 4 km à l'aval, au-dessus de la gorge de raccordement du Lagnon à l'Alagnon, la tranchée de la D 239 montre, sous la couverture morainique, un faciès remanié de cette formation cendro-ponceuse, parfaitement stratifié horizontalement, où alternent des bancs cinéritiques, pauvres en ponces, et des lits constitués exclusivement de ponces roulées. Dans ce cas, une sédimentation en milieu aqueux, avec flottage des ponces, paraît s'imposer.

Les tufs du buron de Triboulan, dans la vallée de la Cère, sont des dépôts jaunâtres et argilisés, pentés de 3 à 10° vers l'ENE. Certains niveaux sont très riches en ponces centimétriques, en cristaux libres de pyroxènes, en fragments ankaramitiques et en fragments de bois fossiles. L'alternance d'horizons plus ou moins grossiers, la présence de niveaux sédimentaires intercalés et leur aspect stratifié indiquent que ce dépôt est le résultat d'accumulations de cendres volcaniques dans des dépressions.

Les tufs lités du plateau du Limon, décrits par P. Watelet (1977), affleurent au pied des basaltes supracantaliens, au-dessus du village de Drils, en rive gauche de la Santoire. Ils montrent une série mal classée de tufs à ponces et fragments lithiques subarrondis et pouvant renfermer des clinopyroxènes. Chaque séquence montre un granoclassement normal et l'existence d'un horizon de tuf cendreux fin au sommet. R. Platevoët et *al* (1999) l'interprètent comme une succession d'écoulements pyroclastiques, denses et riches en ponces, accompagnés de retombées de cendres. Le sommet de l'unité pyroclastique présente une reprise sédimentaire des séquences pyroclastiques. Cette interprétation peut être transposée à beaucoup de points d'observation de « tufs ponceux lités », et notamment à la coupe de la tranchée de la RD 926 près de la chapelle d'Alagnon, au Sud-Est de Murat (feuille Saint-Flour à 1/50 000).

Tufs de déferlantes pyroclastiques

Quelques niveaux de tufs fins, d'épaisseur décimétrique, observés entre les coulées pyroclastiques de la Peyre del Cros, contiennent des rides progradantes soulignées par l'alternance de lits enrichis en cristaux et de lits enrichis en ponces, résultent du dépôt de déferlantes. La faible épaisseur de ces dépôts n'a pas permis de les individualiser cartographiquement.

Tufs et brèches d'écoulements pyroclastiques

pc. Coulée cendro-ponceuse. Une importante « nappe de ponces », couvrant une surface de 375 km² pour une épaisseur moyenne de 30 m, a été décrite antérieurement dans le Cantal (Brousse et Lefèvre, 1966). La cartographie réalisée a montré, qu'à défaut d'une importante nappe de ponce de plusieurs kilomètres cubes, seules quelques coulées et retombées pyroclastiques d'extension limitée sont présentes à différents niveaux de la stratigraphie cantalienne. Ces coulées ont en général un volume modeste, et seules celles de la Peyre del Cros et de Pierre Taillade ont des extensions plus importantes.

• **La Peyre del Cros.** À la hauteur de la cascade du Coin et du village de la Peyre del Cros, dans la vallée de l'Aspre, affleurent d'épaisses coulées ponceuses dont les épaisseurs cumulées dépassent 40 m (Niel, 1965 ; Guérin, 1966 ; Brousse et Lefèvre, 1966 ; Vannier, 1998 ; Platevoët et *al.*, 1999).

Elles reposent sur des horizons volcano-détritiques ; leur passage aux dépôts de coulées de débris, qui les surmontent, est progressif. Ces derniers marquent un remaniement de la coulée à son toit. Leur degré d'induration est variable : ils sont peu soudés à la Peyre del Cros, mais beaucoup plus compacts en amont de la Bastide du Fau.

Il s'agit d'une roche blanchâtre et tendre contenant d'abondantes ponces allongées, blanches, fibreuses, spongieuses, de taille centimétrique au maximum et à éclat soyeux. Les ponces - fragments solidifiés d'un magma vitreux - renferment des microlites automorphes d'oligoclase (< 1 mm), des biotites automorphes, des sphènes ainsi que de rares zircons dispersés. La coulée de ponce renferme, par ailleurs, de nombreux fragments de verre et des minéraux libres ainsi que des matériaux arrachés à la cheminée ou sur les pentes du volcan : fragments roulés de roches grisâtres et vacuolaires, troncs entiers (jusqu'à 1,5 m de diamètre et 2 m de long) calcinés et plus ou moins épigénisés par de la silice (tridymite, opale, quartz) et/ou de carbonates de Fe/Mn (sidérose, ankérite), branchages et feuilles finement préservés. Le caractère chaotique en est souligné par la disposition anarchique de tous les éléments ponceux ou allogènes.

Cette formation affleure particulièrement bien dans la vallée de l'Aspre à la hauteur de la cascade du Coin (Vannier, 1998). Là, une grande coulée cendro-ponceuse de 40 m d'épaisseur surmonte deux petites unités de 20 et 30 cm, délimitées par des dépôts centimétriques à très fines laminations interprétées comme des déferlantes de fond. La base de l'unité principale est marquée par un niveau fin riche en matière organique.

Cette grande coulée ne présente pas de stratification apparente, et est composée d'éléments ponceux, laviques et cendreaux. La matrice cendreuse, de couleur jaune très clair à grise, est faiblement indurée. Elle contient des cristaux libres de micas noirs, pyroxènes et feldspaths. Les principaux éléments sont des ponces de taille centimétrique, de couleur blanche à beige et de forme assez sphérique. Les fragments associés sont des basaltes, des trachybasaltes, des trachyandésites ainsi que des morceaux silicifiés de troncs d'arbres.

Les ponces sont plus abondantes à la base de la coulée (60 %) ainsi qu'au sommet (80 %) alors qu'au milieu leur teneur volumique est inférieure à 30 %. À l'inverse, le pourcentage de fragments lithiques décroît vers le haut de 40 à 5 %.

Un petit niveau de lignite, de quelques millimètres d'épaisseur, est présent à la base de la grande coulée de ponce. Il est caractérisé par sa couleur noire ; il est très friable et tache les doigts. La matière organique est constituée par des épiphytes de graminées associés à des débris libéro-ligneux,

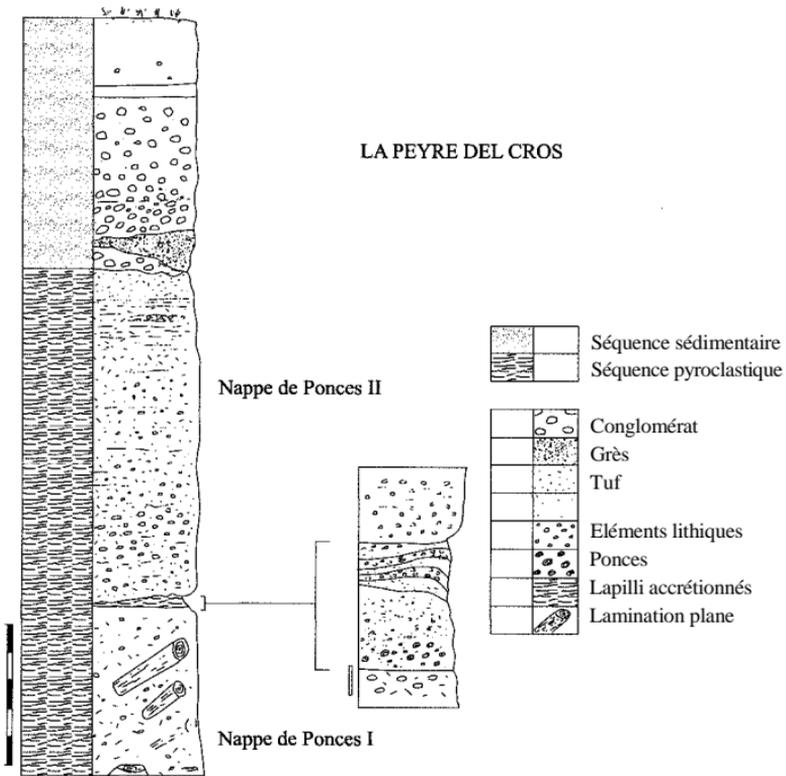


Fig. 14 - Coupe des formations volcanoclastiques de la Peyre del Cros
(haute vallée de l'Aspre) - (d'après Platevoet, 2001)

brun rougeâtre, et à des débris charbonneux opaques. La microflore abondante est souvent mal conservée. Il s'agit, pour l'essentiel, de pollens et de spores. Elle est dominée par les gymnospermes (78 %). Parmi les angiospermes, on peut citer des taxons thermophiles, des feuillus et des herbacées.

Les coulées de ponces affleurent aussi à la faveur d'une coupe naturelle creusée par le Chevaspre, affluent de l'Aspre à la Bastide, au pied du village de La Peyre del Cros.

Là, une coupe des dépôts (fig. 14 ; Platevoet et *al.*, 1999) montre deux niveaux superposés aux caractéristiques différentes : une séquence basale d'épaisseur supérieure à 6 m, riche en ponces et cristaux et pauvre en éléments lithiques (« coulée 1 ») ; une séquence sus-jacente de 12 m d'épaisseur minimum, beaucoup plus riche en éléments lithiques (« coulée 2 »). Elles sont séparées par un niveau peu épais de tuf cendreux, finement stratifié, accompagné d'un niveau riche en matière organique. Au sommet, un conglomérat, qui présente des passées plus gréseuses, repose en discordance sur la « coulée 2 ».

La « coulée 1 » repose sur des sédiments volcano-détritiques à stratifications obliques. Elle forme un dépôt massif et mal classé qui correspond pour l'essentiel à un tuf à lapilli grossier riche en ponces. Les éléments lithiques sont peu abondants ; ils comportent de nombreux troncs d'arbres qui ont parfois une taille plurimétrique et dont certains montrent en surface des traces de dilacération liées à l'abrasion au cours du transport au sein de la masse pyroclastique. À l'échelle microscopique, le tuf renferme des petites ponces grises à bulles aplaties, des cristaux isolés de plagioclase et de biotite et de nombreux éléments lithiques à texture microlitique porphyrique, l'ensemble flottant dans une matrice vitreuse altérée sombre. Le sphène, parfois inclus dans les ponces, est présent en faible proportion. Le sommet du dépôt de la « coulée 1 » montre un niveau de tuf cendreux de 60 cm d'épaisseur qui présente un litage ondulant. Il renferme des lapilli accréionnés, de diamètre centimétrique, dans une matrice de cendres qui inclut également de petites ponces, des microcristaux de feldspaths et de rares biotites.

Les dépôts de la « coulée 2 » présentent, à leur base, un niveau de quelques décimètres d'épaisseur, constitué de tuf fin montrant des rides progradantes soulignées par l'alternance de lits enrichis en cristaux et de lits enrichis en ponces. Pétrographiquement, il s'agit d'un tuf vitreux contenant des fragments de basalte, de nombreuses ponces à bulles étirées et des cristaux isolés de feldspath et de biotite. La masse principale de la « coulée 2 » est caractérisée par une base à granoclassement inverse. Une lamination devient plus apparente vers le sommet, et est marquée par la présence de rares poches riches en éléments lithiques. L'examen microscopique

révèle la présence de clastes de basalte et de trachyandésite, des ponces à bulles étirées (fragmentation pyroclastique *s.s.*) et des cristaux isolés de feldspaths.

En raison de leur grande épaisseur, de leur mauvais classement et de leur lamination fruste, les « coulées 1 et 2 » sont interprétées comme des dépôts de coulées pyroclastiques denses. Leur température de mise en place devait être relativement faible, comme l'attestent la présence de troncs d'arbres fossiles et l'absence de structure indiquant une soudure franche.

Le tuf cendreux fin présent au sommet de la « coulée 1 » résulte du dépôt d'une déferlante pyroclastique. Les rides progradantes du niveau de base de la « coulée 2 » indiquent un phénomène de traction accompagnant un fort taux de décantation compatible avec un mécanisme de déferlante de fond. Le contact avec la « coulée 2 » sus-jacente n'est pas érosif et suggère le caractère globalement non turbulent de l'écoulement pyroclastique de la « coulée 2 ».

Le prolongement de cette coulée de ponces a été trouvé dans le lit de la Bertrande (Lefèvre, 1968 ; Vannier, 1998), où elle affleure entre La Roche et l'Espinasse. Son épaisseur, comme à La Peyre del Cros, atteint 50 m environ. L'induration est toujours faible. Les ponces, blanches, fibreuses, de la taille d'une noisette en général, sont à peine soudées entre elles. Le caractère chaotique et ignimbrétique est souligné par l'absence de stratification et par l'abondance des blocs énallogènes. Les cristaux libres sont principalement des plagioclases (andésine), des feldspaths alcalins (anorthose), des pyroxènes (augite), des biotites, des sphènes et des zircons. L'analyse chimique du matériel ponceux global indique la nature trachytique du magma.

L'âge K/Ar obtenu sur les ponces est de $8,4 \pm 0,6$ Ma, (K/Ar). De nouvelles données confirment cet âge ancien, antérieur à ceux des avalanches de débris du secteur ouest du Cantal : $7,95 \pm 0,04$ Ma (Ar/Ar, plagioclase et biotite ; Platevoët et *al.*, 1999).

• **Coulées de cendre de Pierre-Taillade.** Ces dépôts, étudiés en détail par J.-P. Milési (1976) et R. Platevoët et *al.* (1999), affleurent en rive gauche de l'Alagnon, de 970 m à 1 090 m d'altitude, dans le lit du ravin de Pierre-Taillade, ou en escarpement sur ses deux rives et le long de la RN 122, de part et d'autre du pont du même nom, coté à 1 041 m, sur une distance de près de 300 m. Ils affleurent aussi dans le lit de l'Alagnon, dans le lit du ravin de Fraisse-Haut de 1 000 à 1 015 m d'altitude, et en rive droite du talweg de la Remise, à 1 150 m, sous forme d'un petit affleurement de quelques mètres d'épaisseur. Ils sont aussi présents en rive droite de l'Alagnon, dans le ravin du treizième pont compté sur carte depuis la gare du Lioran, de 1 180 à plus de 1 200 m d'altitude.

Ces dépôts prennent, au niveau du pont de Pierre Taillade, la forme d'un front de langue (puissante de plus de 30 m), à relief légèrement inversé (visible en rive droite du petit ravin de la Remise) et dont les dimensions observables n'excèdent pas 250 m de large et 800 m de long. Son sens d'écoulement est Sud-Est et sa pente, estimée d'après ses discontinuités, est de moins de 10°. Le ravin actuel de Pierre Taillade la partage ; celui de la Remise, la borde sur son flanc est. L'épaisseur importante de l'ensemble des dépôts et leur répartition cartographique suggèrent une mise en place en fond de vallée. La couleur d'ensemble est uniforme, dans des tons gris ou beige clair. Quelques traînées, colorées en rouille ou rouge, lardent la masse. Des diaclases verticales ou obliques recoupent ces tufs, mais aucune prismation n'est visible. De rares discontinuités horizontales, difficiles à discerner, se présentent sous forme de joints parfois surmontés d'une bande à plus grande concentration de petits blocs et graviers. On en observe sur quelques mètres, le long des talus de la RN 122, 50 m à l'aval du pont de Pierre-Taillade.

Au niveau du mémorial des F.F.I., R. Platevoët et *al.* (1999) ont montré l'existence de deux unités pyroclastiques superposées. L'interface entre les deux unités pyroclastiques est marquée par la présence d'un vitrophyre. Les deux unités pyroclastiques sont constituées d'un tuf ponceux légèrement soudé riche en cristaux de feldspath, de clinopyroxènes de grande taille, accompagnés de quelques amphiboles et renfermant des fragments lithiques de lave à texture microlitique. Le vitrophyre, qui marque la base de l'unité pyroclastique supérieure, présente un réseau dense de diaclases dont l'orientation est principalement perpendiculaire à la surface basale, suggérant l'existence d'une prismation d'origine thermique. La coulée pyroclastique a été datée à $8,20 \pm 0,06$ Ma (Ar/Ar sur plagioclases et biotites).

Les faciès distaux de ces coulées pyroclastiques affleurent plus à l'aval. Ainsi, aux environs de Chambeuil, au-dessus de l'ancienne gare de Pommier, affleure un tuf à lapilli peu induré d'une puissance voisine de 10 m. Il est grossier, massif, mal classé et sans structures internes particulières. Il est très riche en ponces sub-arrondies renfermant des biotites et contient quelques fragments lithiques inférieurs à 5 cm. L'âge obtenu sur ce faciès distal est voisin de celui mesuré à Pierre-Taillade : $8,16 \pm 0,05$ Ma (Ar/Ar sur feldspaths, biotites et amphiboles).

• **Coulée cendro-ponceuse de la Chapeloune.** Dans la vallée du Mars (cirque du Falgoux), une coulée cendro-ponceuse isolée affleure le long du torrent de la Chapeloune (Binet, 1998). Sa base est constituée de cendres brunes et de ponces. La proportion de ces dernières augmente sur 50 cm pour constituer la matrice englobant des fragments lithiques (20 %) de micaschistes et de granite. Le corps de cette coulée a une épaisseur de 3 m. Au-dessus, deux unités de 50 cm d'épaisseur présentent une brèche constituée de ponces et de fragments lithiques granoclassés correspondant vraisemblablement à des retombées recouvrant la coulée cendro-ponceuse.

• **Les ponces de Trielle.** Dans la vallée de la Cère, la coulée pyroclastique de Trielle affleure sur une hauteur de 6 m et peut se suivre horizontalement sur plusieurs centaines de mètres de longueur entre Trielle et le Clou. La matrice blanc-beige, et riche en biotite, renferme 40 à 50 % de ponces millimétriques à décimétriques, ainsi que des blocs centimétriques de nature trachyandésitique. La quantité et la taille des ponces augmentent vers le haut du dépôt de la coulée. À la base, ces ponces sont légèrement flammées (Saraceni, 2000).

• **Ignimbrites soudées.** Les vraies ignimbrites (coulées pyroclastiques soudées à chaud) sont rares dans le Cantal. On en rencontre, cependant, en plusieurs endroits, soit en mégablocs (col de Bruel, Houade, Authre, Salilhès) dans les dépôts d'avalanches de débris, soit en place, dans un seul secteur, au Nord-Ouest du Cantal, au lieu-dit Broc près de Menet, en dehors de la carte géologique Murat (feuille Riom-ès-Montagnes à 1/50 000).

Au Col de Bruel, en suivant la ligne de crête vers l'Ouest, cette formation constitue la petite butte après le buron de Saby. Ce mégabloc de roche ignimbritique a des dimensions relativement modestes (150 x 100 x 30 m). On y distingue macroscopiquement des fiammes noires sub-parallèles, de dimensions variées, dans une mésostase grisâtre comprenant des petits blocs de lave trachyandésitique. Les phénocristaux des fiammes comprennent des feldspaths, des amphiboles et quelques clinopyroxènes. Le verre est fortement coloré, présentant parfois une structure hyaline perlitique. Les phénocristaux de la mésostase sont les mêmes que ceux des fiammes. Le verre, moins coloré, ne présente pas de structure particulière.

Une analyse chimique des fiammes indique une composition trachyandésitique (limite mugéarite - benmoréite). Chimiquement, les verres des fiammes et de la mésostase sont identiques.

Cette formation, qui ne constitue pas, au sens strict, un ensemble ignimbritique (il n'a pas une extension suffisante, et de plus, on ne peut y distinguer les habituelles unités d'empilement ou écoulement des grandes formations de ce type) est un bloc hectométrique pris dans le dépôt de l'avalanche de débris.

D'autres mégablocs d'ignimbrites sont visibles au col de Houade, sur la D 46, juste avant le croisement avec la D 35, et sur la D35, au niveau d'un petit bois. Là, les pyroclastites acides affleurent en blocs dans le dépôt de l'avalanche de débris associée à des brèches scoriacées rouges. Il s'agit d'ignimbrites à belles fiammes vitreuses noires. Cette roche fut souvent exploitée pour la construction et on la retrouve dans l'appareil de plusieurs fermes et églises anciennes de la région.

Bpsc. Brèche scoriacée. Ce type de brèche se situe à proximité des points de sortie éruptifs autour de Peyre-Arse, du Puy de la Tourte, au Nord du Courpou Sauvage et au Sud de l'Usclade. C'est un agglomérat d'éléments scoriacés allant des cendres aux blocs métriques. La matrice est friable, sablo-graveleuse, à lapilli et cristaux de feldspath, d'amphibole et de pyroxène. Elle compose entre 40 et 20 % de la roche. La brèche est de composition trachyandésitique à trachybasaltique. Elle est fréquemment interrompue par de petites coulées de trachyandésites. Cette formation correspond à un ensemble pyroclastique plus ou moins remanié qui alterne avec les nuées ardentes, les éboulements, les brèches de progression et les coulées laviques. Elle est très abondante localement dans les faciès cartographiés comme brèche de nuées ardentes et de progression, ainsi que sous forme de mégapanneaux dans les dépôts d'avalanches de débris.

Tufs et brèches phréatomagmatiques et phréatiques

***tfP.* Projections phréatomagmatiques ou phréatiques (maar).**

Localement, des dépôts d'origine phréatomagmatique ou phréatique ont pu être cartographiés. Ainsi, le tuf de maar de Belinay, au Sud-Est du col de Prat de Bouc, est un dépôt appartenant aux premières émissions planéziennes (nappe de Paulhac). Cette formation, qui repose sur une première nappe de basalte, s'accompagne d'un second niveau de basalte et de projections de plusieurs types : brèches scoriacées uniquement basaltiques correspondant à une activité du type « fontaine de lave » ; dépôts plus fins de tuf stratifié comprenant une grande abondance d'éléments fins et des blocs trachyandésitiques remaniés à partir du substrat (dans ces tufs, sont intercalés quelques horizons de lapilli basaltiques). Cette alternance, parfois accompagnée de discordances angulaires, se répète plusieurs fois, et est caractéristique des dépôts stratifiés liés aux explosions d'un maar (de Goër, 1972), mais celui-ci n'est pas apparent.

Un autre dépôt de ce type peut être observé à l'Arpon du Diable, sur la crête à l'Ouest du Plomb du Cantal (Fontaine-Vive, 1981), où une puissante unité finement stratifiée repose sur les coulées trachyandésitiques.

Au hameau de Pejouzou, voisin de Sauvages, sur la rive droite de la Santoire, en aval de Collanges, les projections, accompagnant les basaltes supérieurs, se composent de cendres et de sables volcaniques (Boudon, 1979). Elles sont plus ou moins compactées, se différenciant en un niveau supérieur de 5 m environ, ocre-rouge, oxydé, et un niveau inférieur, ocre-jaune, un peu plus épais que le précédent et coupé d'assises plus dures de 50 cm d'épaisseur environ, correspondant à des projections fines mieux consolidées et à des lapilli pouvant atteindre 2 cm. À Sauvages même, ces formations, beaucoup plus développées, sont surmontées par quelques mètres d'une brèche à gros éléments basaltiques liés par l'argile. Les projections

fines, compactées, formant les assises en relief de Pejouzou, sont constituées par de très nombreux fragments ou lapilli de l'ordre du centimètre, d'une lave noire, huileuse, scoriacée, et par quelques petits cristaux d'olivine translucide pris dans un ciment friable et jaune. Ces brèches présentent, par leur aspect extérieur et par certains de leurs constituants, de frappantes analogies avec celles du Puy en Velay et sont interprétées de façon similaire : projection et retombée dans une dépression remplie d'eau (éruption subaquatique de type surtseyen).

tfD. Brèches de diatrème. Il s'agit de produits plus ou moins grossiers et polygéniques, issus du débouillage de conduits volcaniques. Plusieurs dépôts de ce type ont été cartographiés : tunnel du Lioran, col de la Tombe du Père (près du Plomb du Cantal), Nord de Collange (versant droit de la Santoire, à l'aval de Dienne).

À la Font de Cère, à l'intersection de la route du tunnel du Lioran et de la route du col, affleure une brèche polygénique à nombreux fragments de socle recoupant les brèches trachyandésitiques propylitisées du cœur du Cantal.

Cette brèche renferme des fragments de trachyandésite en éléments infra-décimétriques, des fragments de gneiss et micaschistes et des trachytes. L'absence de fragments de sédiments carbonatés et/ou argileux traduit l'absence de terrains oligocènes dans le substratum. Les affleurements sont recoupés par un grand nombre de dykes de basalte, de trachybasalte et de trachyandésite à des états d'altération plus ou moins poussée dont certains complètement argilisés. L'affleurement proche du tunnel montre des relations complexes entre les différents types de roches ainsi qu'un contact vertical entre une trachyandésite acide broyée et la brèche de débouillage qui la recoupe à l'emporte-pièce.

L'aspect chaotique de la brèche, ses contacts tranchés, sa richesse en fragments de socle, l'absence de fragments de lave juvénile et les filons clastiques injectés dans l'encaissant, nous amènent à l'interpréter comme une brèche de remplissage d'un diatrème d'explosion phréatique. Cette brèche, qui couvre une surface importante du cœur du Cantal, en fait un événement majeur de son évolution.

Formations volcanoclastiques, produits secondaires

La cartographie des produits volcaniques du Cantal montre que, lors des phases éruptives (périodes de construction), les matériaux laviques et volcanoclastiques primaires ne se sont guère accumulés que dans la région centrale. à proximité des points de sortie, et deviennent rares au-delà d'une dizaine de kilomètres du centre géométrique du massif. Les matériaux meubles ont été

remaniés par le ruissellement, les torrents, les coulées boueuses (lahars), pour édifier un talus volcanoclastique secondaire à la périphérie de l'édifice. Cependant, ce remaniement n'était pas assez efficace, et les flancs de l'édifice volcanique ont subi plusieurs déstabilisations gravitaires de grande ampleur contribuant à étaler très largement au-delà une masse considérable de matériaux volcaniques. Par conséquent, alors que la zone proximale du Cantal ne montre qu'un empilement de laves et de brèches pyroclastiques, les zones intermédiaires voient une augmentation des volumes des dépôts de lahars et d'avalanches de débris. Ces derniers deviennent prépondérants, voire exclusifs, dans les parties distales de l'édifice volcanique, en dehors de la carte de Murat.

Lahars

Brl. Lahars indifférenciés. Les dépôts de lahars sont observables dans un rayon de 20 km autour du centre géométrique du Cantal, le Puy Griou. Leur répartition géographique est dissymétrique. Près des 2/3 des dépôts se trouvent au Nord du volcan où ils affleurent jusqu'à Apchon (vallée de la Petite Rhue, 20 km) et Saint-Vincent (vallée du Mars, 20 km). Vers l'Ouest, les dépôts de lahars s'étendent jusqu'à une distance de 18 km (vallée de la Maronne, Salers). Vers l'Est, ils sont connus jusqu'à 25 km (Roffiac, vallée de l'Ander), vers le Sud-Est jusqu'à 24 km (Tazenac vallée de l'Epie) et vers le Sud jusqu'à 17 km (Brommet). Ce qui représente une aire elliptique de 1 250 km². Les plus grandes épaisseurs de dépôts de lahars se trouvent également sur la partie Nord du volcan où ils peuvent atteindre 140 à 180 m. Cette épaisseur décroît avec la distance.

Les dépôts de lahars se présentent sous la forme de complexes d'épaisseurs décamétriques montrant des bancs stratifiés, la stratification étant très irrégulière, avec des contacts érosifs fréquents, des variations rapides d'épaisseur ainsi que de rares intercalations pyroclastiques et fluviales. La granulométrie des dépôts lahariques est très hétérogène, et l'ensemble est souvent induré.

Les dépôts de lahars sont issus du remaniement de produits volcanoclastiques sur les versants et dans les talwegs à la suite du débordement des rivières, de la fonte des neiges et des glaces, de pluies violentes. Après leur induration, leur aspect ne permet pas toujours de les distinguer des écoulements pyroclastiques de type « nuées ardentes », et le recours aux mesures paléomagnétiques peut alors se révéler nécessaire. De même, lorsqu'ils présentent une grande extension verticale et entraînent des blocs plurimétriques, il n'est pas toujours évident de les distinguer des dépôts d'avalanches de débris.

Les lahars comprennent deux types d'écoulements aux caractères rhéologiques distincts : les *coulées de débris* et les *écoulements hyperconcentrés*.

La majeure partie des dépôts de lahars est de type « coulées de débris ». Ce sont des écoulements dont les concentrations sédimentaires (clastes > 2 mm) peuvent atteindre plus de 80 % de l'écoulement. Les dépôts rarement plurimétriques, qui en résultent, montrent généralement une structure élastique, un classement normal, inverse à normal ou normal. Toutefois, la plupart des dépôts de coulées de débris du Cantal exposent un aspect massif sans tri ni granoclassement. Une seconde variété des faciès lahariques existe, mais en proportion moindre : les dépôts de coulées de débris à support matriciel dans lesquels la matrice (éléments < 2 mm) représente plus de 50 % de la charge sédimentaire. Les éléments, dont la taille dépasse 2 mm, ne sont plus en contact mais restent épars au sein du banc.

Bien moins abondants, les dépôts d'écoulements hyperconcentrés sont issus des suspensions denses de sédiments (20-60 % de sédiments) mêlés à de l'eau, dans lesquels les plus gros grains peuvent sédimenter dès que la vitesse de l'écoulement décroît. Les dépôts qui en résultent montrent une quasi-absence de stratification à l'exception de lamines caractéristiques d'un mode de dépôt par agradation et un tri meilleur que dans les dépôts de coulées de débris, bien que des blocs pouvant dépasser le mètre de diamètre co-existent parfois avec une matrice dominante.

Une étude des produits de remaniement, surmontant l'avalanche de débris du secteur nord-ouest du Cantal, montre l'évolution verticale suivante, de bas en haut : dépôts d'avalanche de débris, dépôts volcano-détritiques, dépôts de coulées de débris et de coulées hyperconcentrées. Cette succession, retrouvée en de nombreux endroits dans d'autres secteurs du Cantal, est interprétée de la façon suivante :

- les produits volcanodétritiques correspondent à des dépôts discontinus post-avalanches de débris réalisés dans des milieux essentiellement lacustres ;
- les dépôts de coulées de débris, qui les surmontent traduisent, une phase de reconstruction du Cantal et correspondent, pour l'essentiel, à des faciès distaux des brèches trachyandésitiques de type « nuées ardentes » du cœur du Cantal.

N. Arnaud et *al.* (2000) ont mis en évidence l'existence dans le Nord-Ouest du Cantal d'une évolution longitudinale rapide des dépôts de lahars, qui passent de dépôts de coulées de débris à des coulées hyperconcentrées. À l'approche de la zone centrale, les coulées de débris sont interstratifiées avec les produits effusifs et pyroclastiques, ce qui témoigne de leur mise en place syn-éruptive.

La distinction entre les brèches de type « nuées ardentes » et les coulées de débris n'est pas toujours aisée. Si la plupart des faciès est incontestablement non remanié au centre du massif, et remanié à la périphérie, le passage

des premiers aux seconds est suffisamment progressif pour qu'il soit fréquemment impossible de tracer une limite cartographique entre un dépôt de nuées ardentes et un dépôt de lahar.

Avalanches de débris

La reconnaissance de ces dépôts et leur cartographie ne sont pas toujours aisées. En particulier, le gigantisme du phénomène peut facilement induire en erreur, surtout dans la partie centrale de l'édifice, par les dimensions hectométriques des mégaclastes transportés. Leur résistance à l'altération - supérieure à celle de la matrice qui les enrobe - les fait souvent affleurer sans que les contacts latéraux ne soient visibles, ce qui porte à les considérer comme étant « en place ». Leur reconnaissance suppose de les aborder avec un certain recul, afin de comprendre leur géométrie et pouvoir ensuite les aborder à plus petite échelle.

La cartographie des formations volcaniques et leurs datations ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs dépôts d'avalanches de débris, bien que leurs limites latérales ne puissent pas être tracées avec certitude. Avant d'en faire la synthèse, nous présentons ci-dessous leurs principales caractéristiques, détaillées géographiquement pour chaque vallée actuelle.

- **Avalanche de débris de la Cère.** Le fond de la Cère est enserré entre le massif du Plomb du Cantal et l'Élancèze, tous deux constitués d'un empilement de coulées et de brèches de progression et nuées ardentes trachyandésitiques datées entre 9 et 8 Ma, l'Élancèze étant légèrement plus ancien que le Massif du Plomb. Cet ensemble repose sur des coulées trachyandésitiques recoupées par des dômes trachytiques et rhyolitiques fortement propylitisés. L'empilement trachyandésitique ancien est interrompu par des coulées trachyandésitiques plus jeunes ($7,1 \pm 0,3$ Ma) descendant du Nord au niveau de Saint-Jacques-des-Blats et remplissant une paléodépression.

Le dépôt de l'avalanche de débris de la Cère apparaît avec certitude à l'aval du Pas de Compaing. Cependant, des dépôts hyper-proximaux ont été reconnus vers l'amont, jusqu'au vallon de Tourcy (vers 1 150 m d'altitude), où un faciès à mégablocs de laves trachyandésitiques et de brèches épicyclastiques (lahars) affleure sur les deux rives du ruisseau : à Manhes-Haut, entre Niaucel et Compaing, à Vidalanche et à Le Bos (Legendre, 1999). À l'aval de Saint-Jacques-des-Blats, il s'agit d'un empilement chaotique de mégablocs et de blocs contigus, décamétriques à hectométriques très fracturés, entre lesquels s'injecte localement une poudre de roche issue de la cataclase des éléments. Il pourrait s'agir d'une zone proximale de dépôt d'avalanche de débris antérieure à $7,1 \pm 0,3$ Ma (Perrus). Ces dépôts sont

très localisés, intercalés entre les entablements du Plomb et de l'Élancèze et le point haut du socle de Thiézac. Cependant, ces formations sont recoupées par

deux dykes d'extension kilométrique : dyke trachytique (Pialottes, daté à $9,7 \pm 0,5$ Ma) et dyke phonolitique (La Jarrige, daté à $7,1 \pm 0,5$ Ma). Leur âge ancien interdit de considérer les formations qu'ils recoupent comme déplacés. C'est pourquoi, nous avons choisi de représenter les dépôts à l'amont de Compaing comme étant en place. Leur déstructuration pouvant être liée à un simple tassement de l'édifice volcanique.

Un dépôt d'avalanche de débris typique (faciès mélangé) apparaît à l'aval immédiat de Thiézac, au niveau de la cascade de Roucolle, où affleure largement la semelle polygénique du dépôt de l'avalanche de débris enrichie en blocs trachytiques, rhyolitiques, gneissiques et calcaires, arrachés à l'amont lors du passage de l'avalanche de débris sur les intrusions différenciées du fond de Cère et le horst de Thiézac. La géométrie des dépôts indique que l'avalanche de débris est très canalisée dans l'actuelle vallée de la Cère. En particulier, les datations effectuées dans les coulées du Chaos de Casteltinet ($7,74 \pm 0,15$ Ma et $8,1 \pm 0,4$ Ma) montrent l'existence d'une barrière topographique postérieure à ces âges. Il n'est donc pas possible de relier la paléodépression du bois de Joubert aux dépôts d'avalanches de débris du Sud du Cantal. De même il n'est pas possible de relier les dépôts de l'avalanche de débris de la Cère avec ceux du Sud du Cantal.

Ces dépôts d'avalanche de débris prennent une grande ampleur à l'aval de Thiézac, où affleurent des mégablocs pluridécamétriques de brèches trachyandésitiques qui forment de grands escarpements (notamment ceux surmontant Vic-sur-Cère). À ce niveau, la cartographie montre que le dépôt d'avalanche de débris n'est plus limité à la vallée de la Cère, mais qu'il s'étend de manière continue vers le Nord, en direction de la Jordanne, ainsi que vers le Sud.

Ces dépôts d'avalanche s'observent ensuite jusqu'à Aurillac. Ils s'enrichissent progressivement en éléments arrachés à la base : basaltes infracantaliens (Puy Corny), sédimentaires (cascade de Roucolle, carrière de Giou de Mamou...).

Longitudinalement, la vallée de la Cère montre ainsi le passage entre une zone source, où il est possible de reconnaître des dépôts très proximaux d'avalanches de débris constitués de blocs plurihectométriques légèrement basculés (vallon de Tourcy), et une zone très distale, où ne subsiste qu'une mince pellicule plurimétrique polygénique. Dans la zone proximale, les déformations observées pourraient tout aussi bien être liées aux réajustements de l'édifice sous son propre poids ou encore correspondre à des gonflements associés à l'intrusion de dômes, voire d'affaissements associés à des effondrements de type caldérique. La zone intermédiaire est constituée par un secteur riche en mégablocs décimétriques formant des escarpements aux flancs des vallées et entre lesquels affleure un faciès plus fin issu de la cataclase des éléments de l'avalanche.

À l'amont du Pas de Cère, le dépôt d'avalanche de débris montre un « faciès à blocs » ; entre le Pas de Cère et Giou de Mamou, il s'agit d'un faciès mélangé, et à l'aval de Giou de Mamou, d'un faciès marginal.

L'âge de la mise en place du dépôt de cette avalanche de débris est relativement bien contraint par plusieurs datations obtenues soit sur des coulées à la base et au sommet du dépôt de l'avalanche, soit sur des blocs inclus dans le dépôt de cette avalanche. Plusieurs âges, obtenus sur les basaltes infracantaliens, contraignent son âge à une limite inférieure de $7,4 \pm 0,3$ Ma. Les blocs compris dans les dépôts de l'avalanche fournissent un âge inférieur de $7,1 \pm 0,3$ Ma. Les coulées surmontant les dépôts de l'avalanche fournissent un âge supérieur de $6,8 \pm 0,4$ Ma. Par ailleurs, l'absence d'éléments phonolitiques dans cette avalanche, alors que ceux-ci sont abondants dans le Fond de Cère, plaide en faveur d'une avalanche de débris antérieure à $7,0 \pm 0,2$ Ma. Ceci fournit un intervalle de mise en place compris entre 7,4 et 6,8 Ma, la probabilité maximale étant antérieure à $7,1 \pm 0,2$ Ma, i.e. l'âge de mise en place des coulées trachyandésitiques du Bois de Joubert, dans une dépression topographique au Nord de Saint-Jacques-des-Blats. La mise en place de ces coulées suppose un important creux topographique à cette époque pouvant correspondre au fond de la caldera d'avalanche.

• **Avalanche de débris des vallées du Goul, du Siniq, du Brezons et de l'Epie.** Ces quatre vallées, très excentrées, prennent leur source sur le versant sud du Plomb du Cantal et montrent le long de leurs versants des formations de type « avalanche de débris » recouvertes par des laves et quelques dépôts de lahars. C'est, après le secteur ouest du Cantal, l'endroit où les dépôts d'avalanches de débris ont une extension maximale.

• **Avalanche de débris de la vallée du Goul.** La vallée du Goul, légèrement excentrée par rapport au centre géographique du Cantal, est caractérisée par un important développement du dépôt de l'avalanche de débris qui se situe clairement dans le prolongement de celle de la Cère, plus au Nord. Elle est jalonnée par des mégablocs phonolitiques, trachytiques et trachyandésitiques de taille plurihectométrique.

Son âge est bien contraint par celui des blocs qu'elle renferme (plus jeunes que $7,4 \pm 0,4$ Ma) et celui des coulées basaltiques qui la surmontent ($7,0 \pm 0,3$ Ma), ce qui la place entre 6,7 Ma et 7,8 Ma.

La nature intrusive ou allochtone de l'ensemble phonolitique d'extension kilométrique de Jou-sous-Monjou pose problème. En effet, le dépôt de l'avalanche de débris l'enrobe, et les contacts avec un hypothétique encaissant n'affleurent pas. Quoiqu'il en soit, l'occurrence d'une traînée de blocs phonolitiques au Sud immédiat de la phonolite, alors que ceux-ci sont absents plus au Nord, suggère que la phonolite soit autochtone et qu'elle ait

été rabotée par l'avalanche de débris. Ceci est concordant avec sa position dans le prolongement du dyke phonolitique de la Jarrige ($7,1 \pm 0,5$ Ma) et de la phonolite de Lafont ($6,7 \pm 0,4$ Ma) bien que son âge plus ancien ($8,7 \pm 0,2$ Ma) l'en détache complètement. Cet âge mériterait d'être vérifié.

• **Avalanche de débris de la vallée du Siniq.** Dans le fond de la vallée du Siniq, affleurent des brèches trachyandésitiques de type « avalanche de débris », qui disparaissent rapidement sous un épais remplissage fluvio- et limno-glaciaire à l'arrière de l'ombilic de Pont-la-Vieille. Les brèches trachyandésitiques y ont des caractéristiques similaires à celles du Brezons. Elles réapparaissent à l'aval de Pont-la-Vieille.

• **Avalanche de débris de la vallée du Brezons.** Dans la vallée du Brezons, des dépôts typiques d'avalanche de débris sont observés à partir du village de Lustrande où ils affleurent sur 300 m de dénivellation. Là encore, le dépôt d'avalanche de débris, dont la racine se situe plus à l'amont et semble être passé au-dessus de la topographie actuelle (versant sud du massif du Plomb du Cantal), contient des mégablocs de taille pluridécamétrique, constitués de brèches et de laves trachyandésitiques vésiculées : anciennement cartographiées comme des intrusions sur la carte Vic-sur-Cère à 1/50 000. Une étude paléomagnétique de certains de ces dépôts ; montré qu'ils avaient subi un basculement important. Par endroits, des escarpements de 10 à 20 m de hauteur montrent des « brèches zonées » (Montréal, entre Brezons et la Besseyre, la Borie, dans les gorges des ruisseaux de Borie et de Plaine-Basse). Ces affleurements sont interprétés ; comme des mégablocs au sein du dépôt d'avalanche de débris. Le pendage* des zonations dans ces mégablocs, au maximum 15° , est systématiquement dirigé vers la vallée, aussi bien en rive gauche (ruisseau de Peyregrosse, de Lustrande, des Cros, de Sagnarade) qu'en rive droite (ruisseaux des Plaines Basses, d'Inchastang, du Louvatier, de Montréal). Ce pendage général vers la vallée ne peut s'expliquer que par le remplissage d'une paléovallée profonde qui avait globalement la même orientation que l'actuelle. L'avalanche de débris est localement surmontée par des dépôts de lahar ; (lahars d'Arzeliers) qui remanient des éléments uniformément trachyandésitiques acides. L'absence de ravinement fait penser à une mise en place rapide d'unités métriques dans un temps relativement court.

L'âge de l'avalanche du Brezons est l'un des mieux contraints. En effet cette avalanche comble un ancien cours du Brezons, déjà affluent de 1 ; Truyère, qu'elle a aussi empruntée, et peut être suivie en rive droite de 1 ; Truyère jusqu'à Rouens (Aveyron, feuille Entraygues à 1/50 000), soit 45 km du centre du massif, ce qui en fait l'une des plus longues du Cantal. En rive gauche, elle vient reposer sur des basaltes de la génération Aubrac, dont le plus jeune (plateau d'Espinasse, feuille Chaudes-Aigues à 1/50 000) est daté à $7,1 \pm 0,1$ Ma. L'absence de phonolite suggère, là encore, un âge plus

ancien que $7,0 \pm 0,2$ Ma. Son âge est donc très voisin de 7,0 Ma. Elle a dû précéder de peu l'avalanche de la Cère, que des considérations géométriques conduisent à considérer comme postérieure.

• **Avalanche de débris de la vallée de l'Épie.** De même, dans la vallée de l'Épie, sur le flanc sud-est du Cantal, des brèches d'avalanche de débris typiques, non stratifiées, hétérolithologiques et à blocs plurimétriques, affleurent largement dès la confluence avec le ruisseau de Cézens (carte Chaudes-Aiguës). La matrice, de teinte gris jaunâtre à brunâtre, d'aspect boueux, est riche en cendres fines et contient de petites ponces à biotite. Les éléments sont essentiellement trachyandésitiques et plus rarement basaltiques, granito-gneissiques, sédimentaires ou composés de paquets de tufs cendreaux. Ces derniers sont concentrés à la base de l'empilement. La présence de l'association « argiles vertes + marno-calcaires blancs + calcaires crayeux à gastéropodes lacustres » au sein de la brèche (faciès de l'Oligocène du bassin d'Aurillac) montre l'existence d'un fossé oligocène infracantalien porté à une altitude supérieure à 1 000 m sous le massif du Plomb. Les mégablocs décamétriques sont essentiellement constitués de panneaux de type « nuées ardentes ».

La géométrie du dépôt de l'avalanche de débris de l'Épie montre un ennoisement général d'une topographie peu accidentée, sans qu'une vallée majeure vienne la canaliser. Les dépôts sont limités au Sud par le cours de la paléo-Truyère, légèrement décalée vers le Sud par rapport au cours actuel de la Truyère. Ils ont été fortement érodés du fait du surcreusement de la Truyère. Ils reposent, au Sud de la Truyère, sur une coulée basaltique datée à $7,1 \pm 0,1$ Ma (base du plateau d'Espinasse) et sont recouverts par les coulées du plateau de Lieutadès, fixant un âge inférieur à $4,4 \pm 0,1$ Ma. Cependant, l'absence d'éléments phonolitiques au sein de ce dépôt d'avalanche de débris suggère, là encore, un âge antérieur à $7,0 \pm 0,2$ Ma. Ceci contraint son âge à 6,8-7,2 Ma. Ils sont en continuité d'affleurement avec ceux de la vallée du Brezons et pourraient s'être mis en place lors du même événement.

• **Avalanche de débris de la vallée de VALagnon et de la Chevade.**

À la différence des autres grandes vallées du Cantal, celle-ci ne présente pas sur ses flancs l'aspect ruiniforme que confèrent les mégablocs contenus dans les dépôts d'avalanche de débris. Les premiers faciès francs de type « avalanche de débris » ne sont trouvés qu'à l'aval de Fraisse-Haut, au lieu dit Four à Chaux, où une ancienne carrière exploitait une brèche à éléments carbonates. Plus haut, vers la Roche-Percée, affleurent des brèches trachyandésitiques à blocs plurimétriques, surmontées par des dépôts de coulées de débris. Plus bas, dans la vallée de la Chevade, les dépôts d'avalanche de débris montrent une semelle polygénique caractéristique dont la teinte rouge a été acquise lors du passage sur les paléosols ferrallitiques développés sur les basaltes infracantaliens qui affleurent largement autour

de Murat. De grands blocs d'extension décamétrique de brèche trachyan-désitique zéolitisée apparaissent au-dessus de cette semelle, dans la vallée de la Chevade.

Dans la vallée de la Chevade, C. Maurizot-Blanc (1974) a mis en évidence la superposition de ces deux types de brèches. A la base, une brèche rouge, tendre, apparaît à la faveur d'abris sous roche et contient beaucoup d'éléments du substratum et peu de roches magmatiques. On peut y distinguer :

- des blocs d'argile noire, blanche, rouge, verdâtre, dont le litage très fin a été déformé et dessine de multiples charnières et microplis ;
- des panneaux de plusieurs mètres cubes de cendres ;
- des éléments de calcaire blanc verdâtre, non lités et à cristaux de quartz ;
- des ponces centimétriques blanches entourées parfois d'une auréole noire, généralement disséminées et non jointives dans le fond argileux, mais qui peuvent se concentrer ;
- des blocs de cinérite blanche ou grise ;
- des scories basaltiques argilisées rouge lie-de-vin ;
- des éléments de granite à biotite ;
- de rares blocs de trachyandésite ;
- des morceaux de basaltes ;
- des fragments d'obsidienne, des empreintes charbonneuses ;
- enfin, des minéraux libres altérés ou leurs fantômes.

Cette brèche rouge est surmontée par une brèche d'avalanche de débris renfermant des blocs hectométriques de brèche trachyandésitique blanche, qui présente une grande homogénéité de composition entre les éléments et le ciment, au point qu'il est parfois difficile de les différencier. Les éléments atteignent quelquefois des tailles plurimétriques. Ils sont anguleux, parfois fracturés et fissurés. Dans certains cas, on observe un passage latéral à des scories rouge sombre de même composition ou bien à des poches de cendres et ponces blanches.

La surface de séparation entre ces deux brèches n'est jamais horizontale mais toujours fortement inclinée, et la brèche rouge est quelquefois injectée à travers les fissures ouvertes de la brèche supérieure. La brèche blanche trachyandésitique passe souvent latéralement et graduellement à une trachyandésite massive, bien individualisée. Cette dernière présente, dans les zones de passage, une teinte plus claire. Le ciment se présente, au microscope, comme une pâte sombre flocculeuse contrastant par rapport aux blocs dont la mésostase est microlitique.

Les mêmes brèches, avec la même superposition et une position stratigraphique identique, se retrouvent à Diene, dans la vallée de la Santoire, et au Falgoux, dans la vallée du Mars.

L'épaisseur de ce dépôt d'avalanche ne dépasse pas une cinquantaine de mètres.

Sa zone source pourrait être marquée par l'interruption brutale des coulées trachyandésitiques qui forment l'assise du Rocher du Bec de l'Aigle. Par ailleurs, elle pourrait être responsable de l'aspect « perturbé » des coulées cendro-ponceuses de Pierre-Taillade qu'elle recouvre.

L'âge de cette avalanche de débris est postérieur à $11,0 \pm 0,3$ Ma, âge des coulées de basalte infracantalien des alentours de Murât et - en supposant qu'elle se prolonge vers le Nord sous la partie orientale du plateau de Golneuf- antérieure à $7,5 \pm 0,1$ Ma, âge des coulées de trachyandésite du Meynial. Par ailleurs, si l'on peut effectivement la relier à l'avalanche de débris de la Santoire, elle serait plus récente que $8,4 \pm 0,2$ Ma, âge d'une coulée trachyandésitique surmontant les sédiments de Diene. Ceci contraint son âge à 7,4-8,6 Ma. Il s'agirait donc de l'un des plus vieux événements de déstabilisation de ce type dans le Cantal.

• **Avalanche de débris des vallées de l'Impradine et de la Santoire.**

Les vallées de l'Impradine et de la Santoire sont parmi les moins profondes de l'édifice du Cantal. Des brèches caractéristiques d'avalanche de débris, riches en matrice et en blocs métriques, affleurent sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur à partir de Drils. Dans les ruisseaux plus à l'aval, affleurent des brèches polygéniques de teinte rouge, typiques des semelles de dépôts d'avalanche de débris en d'autres secteurs du Cantal. Localement, le dépôt d'avalanche est enrichi en blocs propylitisés riches en pyrite.

L'épaisseur de ce dépôt d'avalanche ne dépasse pas une cinquantaine de mètres, et l'affleurement le plus spectaculaire se situe très en aval dans la vallée, à hauteur de Pont-de-Gazeille.

. L'âge de cette avalanche de débris est contraint par celui d'une coulée de trachyandésite surmontant les sédiments de Diene ($8,4 \pm 0,2$ Ma) et par ceux des mugéarites à haüyne (ordanchite) du col d'Entremont, datées à $7,0 \pm 0,3$ Ma, et qui surmontent le dépôt de l'avalanche de débris.

Si, comme le suggèrent les affleurements de la vallée de la Chevade, ces dépôts peuvent être corrélés à ceux de l'avalanche de débris de l'Alagnon, ils seraient donc antérieurs à $7,5 \pm 0,1$ Ma, âge d'une coulée trachyandésitique de l'Est du plateau de Golneuf. Ceci contraint son âge à 7,4-8,6 Ma.

• **Avalanche de débris des vallées de la Petite Rhue, de la Rhue d'Eybes et de Véronne.** Ce dépôt d'avalanche de débris est, excepté sa semelle polygénique, composé pour l'essentiel de blocs de brèches trachyandésitiques de type « nuées ardentes ». Il apparaît clairement dès l'aval du village d'Eybes où il érode les basaltes infracantaliens, et présente une très grande extension, puisqu'on peut le suivre sur plus de 30 km, d'Eybes jusqu'à Albagnac, où il renferme encore des blocs plurimétriques. Son épaisseur diminue progressivement, de plus de 100 m à l'amont jusqu'à quelques mètres à Albagnac.

Les directions empruntées par cette avalanche de débris sont guidées par les paléomorphologies creusées entre les basaltes anciens. Ainsi, l'avalanche semble confinée en partie dans de petites vallées encaissées en direction du Nord. Son extension latérale semble limitée à l'Ouest par un axe haut situé entre Valette et Trizac. Le dépôt de l'avalanche de débris recouvre les coulées basaltiques et trachyandésitiques dont l'âge le plus récent est fourni par la coulée de trachyandésite du Claux, datée à $8,2 \pm 0,4$ Ma. Au niveau de Cheylade, il est recouvert par une unité cendro-ponceuse dont l'âge est de $7,61 \pm 0,07$ Ma. La datation la plus ancienne obtenue sur les basaltes supracantaliens est de $6,4 \pm 0,4$ Ma. Ceci place l'âge de la mise en place de l'avalanche de débris dans un intervalle de 7,5 à 8,6 Ma.

• **Avalanche de débris de la vallée du Mars et du Marilhou.** La vallée du Mars expose sur ses flancs un dépôt d'avalanche de débris très épais, avec des mégapanneaux de dimension plurihectométrique (la Peubrélie), essentiellement constitués de brèches trachyandésitiques pyroclastiques et/ou épicastiques, et plus rarement laviques.

Le contact entre le dépôt d'avalanche de débris et le socle (Espinouze) est marqué par une cataclase à fragments anguleux de quartz et de feldspaths à extinction roulante pris dans une matrice chloritisée à biotite et muscovite. Il s'agit d'une cataclasite - formée aux dépens du socle ou de l'arène granito-gneissique qui le recouvrait probablement - dont l'origine est à relier aux brèches volcaniques en mouvement.

L'avalanche de débris du Mars ne semble pas confinée par une vallée mais paraît s'étendre largement sur un socle en faible pente (inférieur à 1° de l'amont vers l'aval de la vallée). Une cartographie de l'épaisseur du dépôt de l'avalanche montre une orientation globalement NNW-SSE des épaisseurs principales qui dépassent 200 m aux alentours d'Espinouze.

L'âge de l'avalanche est bien contraint par une datation obtenue sur les basaltes du volcan de Franconèche ($7,3 \pm 0,1$ Ma) situés sous les dépôts d'avalanche de débris et par l'âge d'une coulée basaltique de la planèze de Salers ($7,6 \pm 0,4$ Ma). Cela fournit une fourchette d'âges relativement étroite de 7,2 à 7,4 Ma.

• **Avalanche de débris des vallées de la Maronne, de l'Aspre, de la Bertrande, de la Doire, de l'Authre.** L'absence de couverture lavique supracantalienne montre ici la très grande extension latérale de ces dépôts d'avalanches de débris qui dépassent 300 m d'épaisseur. Les mégablocs sont constitués, pour l'essentiel, de coulées trachyandésitiques, de panneaux de brèches pyroclastiques et épyclastiques, auxquels s'ajoutent des blocs de calcaires, des rognons de silex, des fragments de socle et des poches d'argile.

La géométrie globale de ces dépôts d'avalanches de débris montre une diminution légère de leur épaisseur vers le Nord, en direction du Mars. Ces dépôts sont en continuité vers le Sud avec celui de la Jordanne. Ils s'étendent sur plus de 35 km, du centre du massif jusqu'au sillon houiller.

Alors qu'au Nord de la Doire, les dépôts de l'avalanche de débris sont surmontés par une importante formation laharique, celle-ci disparaît entièrement plus au Sud en direction de la vallée de l'Authre. Cette vallée est aussi le secteur où le dépôt d'avalanche de débris montre la concentration la plus élevée de mégablocs d'extension plurihectométriques.

Le mur de la caldera qui a donné naissance à cette avalanche de débris est peut-être encore observable entre la Chapeloune et le Puy Mary, au lieu-dit la Roche Noire, où il serait scellé par les produits issus du démantèlement de la formation trachybasaltique de Rolland ($7,2 \pm 0,4$ Ma). La paléocaldera est antérieure à la mise en place des coulées trachyandésitiques du Puy Mary, datées à $7,2 \pm 0,1$ Ma (base du Puy de la Tourte au Pas de Peyrol) et $7,4 \pm 0,2$ Ma (col de Chapeloune). Plus à l'aval, elle est contrainte par le bloc de « téphrite » de Prax daté à $6,8 \pm 0,6$ Ma, ainsi que par un âge obtenu sur les coulées de basalte supracantaliennes à 6,1 Ma. Ceci indique un âge possible entre 7,2 et 7,4 Ma.

• **Avalanche de débris de la Jordanne.** Ce dépôt d'avalanche de débris se prolonge sans discontinuité majeure dans la vallée de la Jordanne, où les premiers dépôts d'avalanche ont été mis en évidence dès Saint-Julien-de-Jordanne. Dans le fond du cirque, ont été mis en évidence des faciès très proximaux d'avalanche de débris avec des blocs plurihectométriques fracturés et basculés. Ce dépôt s'appuie au Sud contre l'éperon de l'Élancèze et du Courpou Sauvage. Le dépôt d'avalanche renferme de nombreuses poches cendro-ponceuses, ainsi que de multiples blocs trachytiques et trachyandésitiques propylitisés.

L'âge de cette avalanche de débris est contraint par la coulée de basalte supracantalienne de Roudadou, datée à $7,0 \pm 0,1$ Ma, et la coulée infracantalienne, datée à $7,3 \pm 0,3$ Ma. Les cendres qui surmontent les basaltes infracantaliens du Puy Corny, sur lesquels passe le dépôt d'avalanche, ont fourni des âges légèrement plus anciens ($8,11 \pm 0,04$ Ma). L'absence d'éléments

phonolitiques dans ce dépôt d'avalanche suppose que la déstabilisation s'est produite avant $7,0 \pm 0,2$ Ma, i.e. l'âge obtenu sur le Puy de l'Uyclade et sur le Puy Griou. Cela suppose donc que l'avalanche de débris de ce secteur s'est produite entre 7,2 et 6,9 Ma.

• **Combien d'avalanches de débris ?** La prise en compte des contraintes chronologiques implique l'existence de plusieurs avalanches de débris. Il s'agit dans l'ordre chronologique :

- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du Nord et de l'Est (vallées des Rhues, de la Véronne, de l'Impradine, de la Santoire, de l'Alagnon et de la Chevade) antérieure à 7,4 Ma ; les dépôts de cette avalanche très érodée par la suite sont pelliculaires et discontinus ; ils sont recouverts d'une épaisse série laharique témoignant des épisodes de reconstruction postérieurs ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du Nord-Ouest (vallées du Marilhou, du Mars, de la Maronne, de l'Aspre, de la Bertrande) entre 7,2 et 7,4 Ma ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris des vallées de la Doire, de l'Authre (entre 7,2 et 7,4 Ma), de la Jordanne (entre 6,9 et 7,2 Ma) et de la Cère (entre 6,8 et 7,4 Ma) ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du Sud (vallées du Goul, du Brezons et de l'Épie), calées à $7,0 \pm 0,2$ Ma. Les reconstructions géométriques nous conduisent à la situer avant celle de la Cère. Celle-ci est d'ailleurs la seule qui ne soit recouverte par aucun dépôt laharique, ce qui la place dans la phase ultime de l'histoire du stratovolcan.

Dans l'hypothèse où plusieurs avalanches de débris auraient affecté le flanc ouest du Cantal compris entre les vallées du Marilhou, au Nord, et de la Jordanne, au Sud, ceci impliquerait la présence localement de recouvrements et d'emboîtements marqués par des paléosols, par des coulées, des dépôts de « nuées ardentes » ou de lahars. Or, bien que de telles interfaces aient été activement recherchées, aucune discontinuité de ce type n'a pour l'instant pu être mise en évidence. L'absence de dépôts de coulées de débris, surmontant les dépôts d'avalanche de débris dans le secteur compris entre la Bertrande et la Jordanne, nous paraît indiquer qu'aucun épisode de reconstruction d'un grand édifice volcanique n'a eu lieu après cette déstabilisation majeure. En effet, tous les autres dépôts d'avalanches de débris sont très systématiquement surmontés par d'épais complexes lahariques témoignant d'épisode de construction de l'édifice volcanique. Ceci contredit le modèle conceptuel des enchaînements d'avalanches de débris proposé antérieurement par J.-M. Cantagrel (1995).

Sans pouvoir exclure une succession très rapprochée de déstabilisations, comme cela a été observé sur le volcan Saint-Augustine en Alaska (Beget et Kienle, 1992), l'absence de discontinuités indique plutôt un grand événement de déstabilisation qui aurait affecté tout le flanc ouest du Cantal entre 7,2 et 7,4 Ma.

• **Origine des déstabilisations.** Les déstabilisations de l'édifice volcanique sont liées en premier lieu à la mise en place pendant une courte période (entre 8,5 et 7,0 Ma) d'un grand volume de matériel trachyandésitique très visqueux, comme l'indique la faible extension des coulées trachyandésitiques.

Plusieurs facteurs facilitant la déstabilisation pourraient être invoqués, comme la propylitisation de la base du volcan ou le basculement de l'ensemble du bâti. Par contre, l'absence d'éléments phonolitiques dans l'avalanche de débris de l'Ouest suggère que leur intrusion puisse difficilement être invoquée comme déclencheur de la déstabilisation malgré la quasi-contemporanéité de ces processus. Toutefois, on ne peut exclure une déformation importante du toit de l'édifice par la mise en place d'un réservoir très superficiel, où se seraient accumulés et diversifiés les phonolites centrales du Griou, provoquant une déstabilisation ayant précédé l'expression en surface du volcanisme phonolitique.

Quoi qu'il en soit, les causes des déstabilisations ont pu varier au cours du temps. La propylitisation de la base de l'édifice est un facteur favorisant, mais ne saurait représenter un facteur déclenchant. Des rejeux tectoniques affectant le substratum sont inévitables dans l'histoire d'un stratovolcan de cette dimension.

BrAv. Brèche d'avalanche de débris. À l'échelle régionale, sur un rayon de 10 km à partir de la partie centrale du massif, les dépôts d'avalanche de débris sont très semblables dans les différentes vallées où on les rencontre (Cère, Goul, Siniq, Brezons, Épie, Alagnon, Santoire, Rhues, Véronne, Marilhou, Mars, Maronne, Bertrande, Aspre, Doire, Authre, Jordanne).

Différentes terminologies ont été employées pour décrire, classer et subdiviser les dépôts d'avalanches de débris. Par exemple, les termes « bloc » et « matrice » ont été utilisés pour décrire des composants individuels ainsi que des faciès de dépôts (Crandell et al., 1984 ; Palmer et al., 1991).

Les **mégapanneaux** sont de taille décamétrique à plurihectométrique. Ils forment d'importants reliefs dans la plupart des vallées et affleurent sous forme d'escarpements ruiniformes. Le plus souvent, ces blocs sont eux-mêmes composés de brèches primaires. Ce sont parfois des morceaux de dômes ou de coulées de laves. Ces produits sont majoritairement (70 à 80 %) trachyandésitiques. La plupart du temps, ces « panneaux » ont conservé leurs structures internes (bases de coulées, prismations, stratifications de dépôts de lahars), mais ils ont perdu leur orientation d'origine. À l'affleurement, ces blocs possèdent généralement une base plane. Au contact avec « l'encaissant », la surface est bréchifiée (« jigsaw cracks »), avec des injections de matrice vers l'intérieur.

Le faciès à blocs est composé à 80 % de blocs jointifs. C'est un faciès intermédiaire entre les mégablocs et le faciès à matrice.

Dans le *faciès à matrice*, les blocs sont moins abondants, non jointifs et enrobés par une matrice abondante issue de l'abrasion des blocs.

La *matrice des avalanches* de débris, dans laquelle baignent les blocs, est, en règle générale, constituée d'une cataclase de blocs auxquels s'ajoutent des éléments injectés/aspirés du substratum. La couleur de la matrice est très variable, du blanc-marron au chocolat en passant par le jaune et l'orange. La matrice a la texture d'un wackestone non orienté et est composée essentiellement d'argile emballant des clastes de feldspaths, de laves trachyandésitiques porphyriques à plagioclase, de verre et d'éléments quelquefois énallogènes (granites, argiles...).

À l'échelle de la lame mince, les clastes sont éclatés de la même façon que les blocs. La matrice est composée de minéraux libres et de morceaux de laves. Elle contient parfois des ponces et des roches sédimentaires (calcaires, marnes).

La *base du dépôt d'avalanche* de débris peut prendre plusieurs aspects : soit franche et érosive, soit marquée par une semelle polygénique importante. Les travaux de terrain ont montré que la nature de cette semelle est fonction de l'éloignement du cœur du volcan, de la nature des substratums rencontrés par l'avalanche de débris au fur et à mesure de sa progression, de la nature du relief exposé, abrité ou décapité par l'avalanche de débris lors de son passage. Plusieurs faciès types peuvent être décrits en fonction de ces différents critères :

- semelle épaisse, riche en éléments de socle (Laqueille - vallée de la Santoire) ;
- semelle mince du dépôt d'avalanche sur le socle (cascade d'Espinouze dans la vallée du Mars) ;
- semelle épaisse, rouge, riche en éléments basaltiques (vallée de la Chevade, Giraldès) ;
- semelle érosive, riche en fragments de sédiments oligocènes (Roucolle et Giou de Mamou dans la Cère ; Authre).

BrAvR. *Semelle polygénique d'avalanche de débris enrichie en basaltes fersiallités*. Il s'agit d'un bon horizon repère d'étendue et d'intérêt régional, connu sous l'appellation de « Brèche rouge ». Elle affleure dans plusieurs vallées :

- vallée de la Chevade à Muraille-Haute (Maurizot Blanc, 1974) ;
- vallée de la Santoire entre Drils et Collanges (Watelet, 1977) ;

- vallée de la petite Rhue de Cheylade, sous le village de Codebos, en rive droite (Watelet, 1977) ;
- vallée de la Petite Rhue d'Eybes (Watelet, 1977) ;
- vallée de l'Alagnon, au Martinet (Milési, 1976) et celle du Mars, au Falgoux ;

Dans tous ces cas, la brèche d'avalanche de débris surmonte directement la « Brèche rouge ».

Dans la cuvette de Murat, la brèche rouge (Maurizot-Blanc, 1974) contient beaucoup d'éléments du substratum. On peut y distinguer : des blocs d'argile noire, blanche, rouge ou verdâtre, dont le litage très fin a été déformé et dessine de multiples charnières et microplis ; des panneaux de plusieurs mètres cubes de cendres ; des éléments de calcaire blanc verdâtre, non lité et à grains de quartz ; des ponces centimétriques, blanches, entourées parfois d'une auréole noire, généralement disséminées et non jointives dans le fond argileux, mais qui peuvent se concentrer ; des blocs de cinérite blanche ou grise ; des scories basaltiques argilisées rouge lie-de-vin ; des éléments de granite à biotite ; de rares blocs d'andésite ; des morceaux de basaltes ; des fragments d'obsidienne ; des traces charbonneuses ; des minéraux libres altérés et leurs fantômes.

Dans la vallée de la Santoire, entre Drils et Collanges, la « Brèche rouge » affleure dans quatre ruisseaux : celui de la Pradelles (alt. 1 060-1 070 m) sur le versant gauche, ceux de la Cheyrelle (alt. 1 070 m), de Chaumeil (alt. 1 070-1 080 m) et de Carmantron (alt. 1 060-1 070 m) sur le versant droit. C'est une brèche polygénique, chaotique et non classée, friable, à matrice argileuse de couleur brune à rougeâtre. Elle est constituée essentiellement de matériaux allochtones, à savoir :

- des éléments du socle (granite à deux micas) et des formations sédimentaires oligocènes (argilites vertes, marno-calcaires blancs, calcaires indurés, rognons de silex) ;
- des éléments du volcanisme basaltique infracantalien : fragments de basaltes altérés, scories rouges, cendres bleues, riches en olivines entièrement transformées en hématite, cendres brunes ou rouges indurées. Par rapport au chimisme moyen d'un basalte, ces dernières montrent un enrichissement important en Fe et Ti, et un appauvrissement très sensible en Ca. Ceci témoigne d'une intense altération pédogénétique sous climat hydrolysant, avec formation de minéraux argileux (kaolinite) et d'hydroxydes de fer (gœthite) (fersiallisation) ;
- des produits finement lités, diversement colorés dans les bruns, jaunes, orangés, représentant peut-être d'anciens dépôts volcano-sédimentaires formés au cours des éruptions antérieures. Comme le signale C. Maurizot-Blanc (1974), le litage de ces argiles « a été déformé et dessine de multiples

charnières et microplissements », indiquant que celles-ci ont été bréchifiées dans un milieu gorgé d'eau, leur assurant une très haute plasticité.

Les ponces et fragments de trachyte porphyrique sont présents, mais en très faible quantité.

Les « argiles rouges » qui surmontent les coulées de basalte infracantalien forment, dans toute la région méridionale du Cantal, un horizon repère présent dans la plupart des coupes (Brousse et Park, 1975). Il s'agit d'un équivalent latéral autochtone de « Brèche rouge », la couleur rouge de cette semelle étant liée au remaniement par les avalanches de débris de paléosols fersiallités développés sur les volcanites infracantaliennes.

BrAvS. Brèche polyolithologique d'avalanche de débris à fragments de socle et/ou d'argiles et carbonates (semelle d'avalanche de débris). Cette variété de brèche affleure dans les secteurs médians et distaux, toujours à la base de dépôts d'avalanches de débris, et se forme lorsque l'avalanche de débris est passée sur le socle granito-gneissique ou les bassins sédimentaires par incorporation secondaire lors de l'écoulement.

Ainsi, cette brèche affleure largement à Laqueuille-Basse dans la vallée de la Santoire, à l'aval de Thiézac, dans la vallée de la Cère, et à l'aval du Falgoux, dans la vallée du Mars.

Elle renferme un pourcentage important de clastes allochtones de tailles variées (0,1 mm à 10 cm) tels que :

- des éléments de granite ou, plus rarement, de gneiss, en minéraux brisés, isolés et déchetés, en particules polycristallines millimétriques à centimétriques ou en blocs émoussés décimétriques ;
- des fragments de basaltes anciens à augite corrodée et olivine entièrement iddingsitisée ou altérée en chlorite jaune ;
- des agglomérats de cendres rouges, d'origine basaltique ;
- des granules d'argilite verte, très indurés, thermométamorphisés, renfermant des cristaux de quartz microscopiques.

À côté de ces clastes, on trouve aussi, en quantité égale, des éléments blancs, généralement poncifiés, vitreux ou hémicristallins, à phénocristaux de biotite, augite et hornblende brune. La biotite et l'augite dominent largement. Ces ponces sont arrondies ou subanguleuses mais jamais aplaties.

Ailleurs, par exemple entre les ruisseaux de Carmantron (Collanges) et de Chaumeil, la brèche trachyandésitique à éléments de socle surmonte directement les basaltes infracantaliens.

À Espinouze, dans la vallée du Mars, la base du dépôt d'avalanche affleure largement en contact avec le socle leucogranitique varisque par l'intermédiaire d'une semelle sombre, d'épaisseur métrique. Ce niveau est constitué d'une cataclase d'éléments du socle surmontée par des formations volcaniques. Le leucogranite sous-jacent présente un réseau dense de fentes de tension ainsi que des stries et cannelures de friction.

Z. Blocs propylitisés dans l'avalanche de débris. Localement, des blocs de trachyandésite propylitisée sont englobés dans le dépôt d'avalanche du secteur ouest (vallées de la Jordanne et de l'Authre) et ont été représentés sur la carte.

pci. **Blocs d'ignimbrite dans l'avalanche de débris.** Les blocs d'ignimbrite à fiammes noires du col de Houade et de Bruel englobés dans le dépôt d'avalanche de débris ont été représentés sur la carte

B. Mégapanneaux, autres que trachyandésitiques. Les mégapanneaux autres que trachyandésitiques, transportés par l'avalanche de débris, ont été représentés sur la carte.

Formations volcanodétritiques

BrSV. Brèche stratifiée polyolithologique de versant. Dans les édifices anciens, les cicatrices de caldera d'avalanche de débris sont difficiles à retrouver. Elles sont généralement situées vers le sommet des volcans, avec des pentes très abruptes scellées par des dépôts de pente et les dépôts d'émissions volcaniques ultérieures. Une des calderas probables fossilisée et orientée vers l'Ouest a été mise en évidence sur le versant ouest du Puy Mary par G. Fréour (1998). Cette caldera reconstituée a une forme classique en fer à cheval et son ouverture est supérieure à 90°. Elle est visible au bord de la D 17, dans le grand virage à gauche avant de passer le col de la Roche Noire en allant vers le Pas de Peyrol, où affleure une succession de petits éboulis fossiles dont la taille des éléments varie du millimètre à environ 50 cm. La formation a une épaisseur d'environ 50 à 70 m et est visible sur une centaine de mètres. Le pendage des bancs est supérieur à 30° vers l'Ouest. L'ensemble est interprété comme une brèche de pente issue de la remobilisation (éboulis fossiles) de la brèche trachybasaltique de Rolland. Elle est interprétée comme le témoin probable d'un mur de caldera d'avalanche de débris. L'ensemble est scellé par les coulées et brèches trachyandésitiques du Puy Chavaroche.

La coulée de la Roche Noire s'est mise en place postérieurement sur ces dépôts de pente issus du démantèlement gravitaire de la formation de Rolland. Elle s'est mise en place dans une vallée présentant une différence

d'altitude d'au moins 150 m avec les coulées des sommets qui forment la Chapeloune.

Un autre dépôt de pente affleure largement au niveau du volcan du Piquet (Fréour, 1998). Il est situé en contrebas du GR 400 et est d'une taille exceptionnelle : 100 m de long, 70 m de haut. Il débute du sommet du Piquet pour se prolonger sous le point coté 1 541 m. Un affleurement accessible se situe entre le PR qui redescend vers Mandailles et le point coté 1 541 m. Il montre une formation stratifiée pentée vers le NNW de plus de 30° et repose sur une formation de type « nuée ardente » (blocs anguleux de tailles moyennes pluricentimétriques et monolithologiques). La formation est constituée de strates plus ou moins bien individualisées. Certaines sont majoritairement composées d'éléments scoriacés, agglomérés, de taille centimétrique (85 %) et de nature trachyandésitique. Les autres, en alternance et en proportion équivalente, contiennent des lapilli polychromes. La matrice est cendreuse avec quelques ponces (> 15 %). Les blocs et les lapilli sont très anguleux et non granoclassés. Quelques figures d'écoulement gravitaire localisées sont observables. L'ensemble est interprété comme une formation de brèche de pente où s'amassent les matériaux issus d'une activité explosive modérée. Au-dessus, affleure une formation bréchique massive, non stratifiée, à éléments scoriacés et blocs pluricentimétriques de trachyandésite (brèche de nuée ardente), recouverte par les coulées trachyandésitiques de l'ensemble du Puy Chavaroche.

Vd. Formations volcanodétritiques indifférenciées. Ce terme désigne ici des matériaux d'origine volcanique remaniés puis déposés par des processus éoliens, lacustres ou fluviaux.

Ces dépôts, présents à tous les niveaux de la stratigraphie cantalienne, sont particulièrement abondants au toit immédiat des dépôts d'avalanches de débris lorsqu'ils ont été scellés et préservés par les volcanoclastites ultérieures. Ils ont généralement des géométries lenticulaires discontinues et marquent la présence de petits bassins comblés par des matériaux d'origine et de nature diverses.

Ces niveaux ont été cartographiés sur les cartes géologiques de Riom-ès-Montagnes, Mauriac, Pleaux, Aurillac et Vic-sur-Cère comme des niveaux à peu près continus et corrélés à l'échelle de l'ensemble du Cantal. Le caractère diachrone des dépôts d'avalanches de débris ne permet pas une telle corrélation. Par ailleurs, leurs décalages ne peuvent être utilisés pour mettre en évidence des failles comme cela a été fait sur ces cartes géologiques. En effet, il s'agit, pour l'essentiel, de remplissages de bassins sédimentaires de petite taille, accompagnés de dépôts de coulées de débris qui viennent régulariser la topographie post-avalanche de débris, avant que celle-ci ne soit recouverte par quelques coulées ou des dépôts de nuées

ardentes et de coulées de débris, qui accompagnent la construction d'un nouveau cône trachyandésitique. De tels bassins se sont aussi formés après l'avalanche de débris du Mont Saint-Helens du 10 mai 1980.

Les dépôts volcanodétritiques se distinguent aisément des formations lahariques qui les accompagnent souvent. Ils présentent des figures sédimentaires caractéristiques d'un milieu aqueux très dilué, comme des stratifications obliques et des laminations.

Dans la vallée du Mars (Binet, 1998), les dépôts volcanodétritiques apparaissent sous de multiples faciès, avec une puissance pouvant atteindre 30 m. Ils y marquent les points bas du dépôt d'avalanche. Ainsi, le bassin du Pont des Eaux, d'un diamètre de l'ordre du kilomètre, s'est apparemment formé à l'arrière du relief que devait constituer le volcan de Franconèche et sur lequel est passée l'avalanche de débris. Le ruisseau du Suc de la Blatte y entaille des escarpements décamétriques où s'observe une alternance de niveaux sableux granoclassés à stratifications entrecroisées et de niveaux limono-argileux laminés.

Dans la vallée de l'Aspre (Guérin, 1966 ; Durance et *al.*, 1996 ; Jamet 1999), le complexe volcanodétritique recouvre l'avalanche de débris sur une petite épaisseur. Il y est constitué d'une succession finement litée de produits argileux à sableux.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES

L'essentiel des formations superficielles relevées sur la feuille Murat correspond aux formations d'origine glaciaire et périglaciaire contemporaines ou immédiatement postérieures aux glaciations. Actuellement, seuls quelques mouvements de versant sont enregistrés et contribuent, soit à alimenter les formations héritées (éboulis), soit à les modifier (dallage nival, coulée de blocs, buttes gazonnées, glissement de terrain). Les cours d'eau n'ont généralement pas atteint leur profil d'équilibre et aménagent leur cours supérieur.

Dépôts artificiels, remblais

Cette notation s'applique à tous les dépôts directement liés à l'activité anthropique, qu'ils résultent d'un transport ou d'un remaniement sur place.

Entrent dans cette catégorie, les déblais des exploitations de diatomite de Foufouilloux, des anciennes exploitations de lignite du Chambeuil et de chaux de Laveissière. Il s'y ajoute en partie les anciennes carrières de

lauzes ou de pierre de taille (trachytes de Vaur, des Pialottes, de Lascelle, ankaramite de Lasmolineries), les exploitations de granulats basaltiques ou de gravier et sable fluvio-glaciaire (Velzic), les importants remblais routiers de la RN 122 entre Murat et Aurillac et les remblais ferroviaires de la vallée de l'Alagnon et de la Cère. Les dépôts de faible étendue n'ont pas été représentés sur la carte géologique, de même que les décharges d'ordures ménagères.

Formations superficielles des versants

Il s'agit d'accumulations de fragments rocheux dont le déplacement est principalement régi par la gravité. Leur granulométrie est toujours grossière, mais les blocs ou mégablocs sont parfois englobés dans une matrice plus fine.

E. Éboulis, formations ébouleuses indifférenciées. L'essentiel des éboulis est fossile et s'est constitué sous climat périglaciaire le long des versants. Leur mode de mise en place fait appel à des processus divers liés au gel/dégel de l'eau interstitielle du matériau (gélifraction, gélifluxion, fauchage, cryoreptation).

La plupart des éboulis sont présents en contrebas des planèzes. Il y en a donc beaucoup du côté est du Cantal, là où les planèzes sont abondantes, moins sur la face ouest. En général, il semble que la plupart des grands talus sont fossiles et sont des vestiges tardi-glaciaires.

Les éboulis se sont, pour la plupart, formés aux dépens des laves massives (coulées, protrusions, intrusions). La forme des blocs, libérés par suite du diaclasage de la roche et des processus d'altération qui l'affectent, dépend essentiellement de la structure de la lave : les phonolites et certains trachyandésites (en particulier les trachyandésites à haiÿne) ainsi que quelques basaltes tendent à fournir des dalles plus ou moins épaisses, longtemps exploitées en lauzières ; les trachyandésites, des blocs anguleux ; les basaltes à altération « sonnenbrennen » (brûlures de soleil), de petits granulés ; les basaltes en grosses coulées, des fragments de colonnade.

Ez. Éboulis actifs ; Ex. Éboulis fossiles. Bien que la plupart des éboulis, tant basaltiques que trachyandésitiques, soient en général inactifs et colonisés par une végétation de type lande à genêts, parfois même de forêt, quelques grands éboulis périglaciaires peuvent encore être alimentés, notamment en dessous des escarpements soumis aux intempéries.

Ainsi, le pointement de phonolite du Puy Griou est entouré de toutes parts d'une collerette d'éboulis que l'on peut parcourir, en prenant toutefois de grandes précautions. La roche, dont la structure originelle en grands

prismes réguliers est visible au sommet, le long du sentier balisé, a été débitée par l'action du gel sous forme de dalles plates (lauzes), qui tintent sous les pieds lorsqu'elles s'entrechoquent, d'où le nom de phonolite (« la pierre qui résonne »). D'une manière générale, les dalles sont disposées à plat, les plus grosses en surface, les plus petites en profondeur, où l'on trouve une matrice fine. L'abondance de matériaux fracturés par le gel s'explique par la cryoclastie active du Tardiglaciaire, mais aussi par celle du maximum glaciaire, le Puy Griou émergeant alors au-dessus des secteurs englacés ; le concassage par le gel se poursuit aujourd'hui et le phénomène se lit aisément.

Er. Glacier rocheux, champ de pierres. Bien que les dépôts de glaciers rocheux (ou clapiers) soient moins abondants et moins spectaculaires que dans le Velay oriental, plusieurs d'entre eux ont été observés et décrits par A. Meynier (1942) dans un inventaire exhaustif des éboulis *s.l.* du Cantal. Ainsi, entre le hameau et le lac des Sauvages, au Nord de la planèze de Chalinargues, affleure une coulée de blocs de type « dépôts de glacier rocheux » avec des blocs de l'ordre du quart de mètre cube, non contigus, sans matrice fine, remplissant entièrement une vallée d'une trentaine de mètres de largeur à très faible pente longitudinale. À l'aval, la coulée s'arrête brusquement à une centaine de mètres avant le point où cette vallée est suspendue à 140 m au-dessus de la Santoire. A l'amont, la coulée change d'aspect, ne couvre que les deux bords de la vallée, laissant au milieu une prairie à blocs disséminés. Plus à l'amont encore, les blocs disparaissent et l'on découvre une cuvette, de 500 m de diamètre environ, dont le fond plat est recouvert de prairies humides. Il s'agit d'une formation périglaciaire liée à la reptation de blocs sur un sol gelé.

De même, une coulée de blocs basaltiques et basanitiques est visible immédiatement au Sud du point coté 1 479 m dominant les vacheries en ruine de la Belle-Viste. Cette coulée se suit sur 500 m environ, entre 1 470 et 1 390 m.

Exn. Dallage nival. Il s'agit de formations périglaciaires qui ne se rencontrent que sur les planèzes où elles se forment aux dépens des formations morainiques très argileuses et des éluvions basaltiques. Elles s'observent bien à l'Est du Puy de Grandval et du Puy de la Belle Viste, où les basaltes se débitent en lauzes et en plaquettes granuleuses qui se déplacent sous l'action de la neige sur un substratum très argilisé et à faible pente.

Eg. Versants glissés en masse (niche d'arrachement, loupe de glissement), avec indication du sens de déplacement. Les mouvements de terrain sont marqués par des escarpements ouverts sur les versants, avec des parois raides, souvent verticales et desquels part une longue coulée de matériaux volcaniques qui descend vers la vallée, où elle forme une protubérance (loupe).

La formation de ces mouvements de terrain est favorisée par la dépressurisation qui a accompagné la déglaciation des vallées, par le caractère hétérogène de la roche et par des venues d'eau. C'est à cette richesse en eau qu'il faut sans doute attribuer l'attrait de l'habitat pour les loupes de glissement : plusieurs villages importants ont choisi ce type de site, malgré le danger permanent de glissement dans les matériaux meubles, mal équilibrés et gorgés d'eau (Thiézac : glissement au XII^e siècle avec destruction de l'église, en 1818, en 1918, 1922 ; Saint-Jacques-des-Blats : glissement en 1901 ; Laveissière, Cheylade, Le Falgoux, Le Vaultmier). Étant donné l'aptitude des roches hétérogènes à la formation de mouvements, il n'est pas étonnant de constater que la grande majorité d'entre eux s'est développée dans les brèches trachyandésitiques. Les dimensions de ces accidents varient dans de grandes proportions : 20 m de large pour le glissement de Murat, 200 m pour celui d'Anterroches, plus de 500 m pour celui de Casteltinet.

Dans les vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue (Van Dorsser, 1971), les glissements en masse sont fréquents. Ils se sont formés essentiellement aux dépens des brèches trachyandésitiques, après le retrait des glaciers. Les plus caractéristiques se situent à l'extrémité nord-est du Peyre Arse, sur le versant droit de l'Impradine. Ils sont dus, soit à un départ en masse de tout un pan de versant (Bade Bec, au-dessus du village de la Courbatière), soit à un effroulement de blocs qui a pu ultérieurement évoluer en glissement de terrain. Aux abords de Thiézac, sur les deux rives de la Cère, ces glissements de terrains sont particulièrement abondants et favorisés par un niveau de décollement sédimentaire.

A. Meynier (1942) a inventorié 46 glissements de terrain au Nord du sillon Cère -Alagnon. Parmi les plus spectaculaires, en plus de ceux cités plus haut (Murat, Anterroches, Bastide), on peut retenir : le confluent de la Santoire et de l'Impradine, près de Lavigerie ; la vallée du Mars, près du Vaultmier ; l'Aspre, en amont de Fontanges ; le chaos du fond du Pas de Cère ; les gorges du Lioran, sur l'Alagnon ; le chaos de Casteltinet, près de Thiézac.

Au Sud du Cantal, les mouvements de terrain sont moins nombreux, et leur déplacement excède rarement quelques décimètres. Ils n'intéressent en général que la tranche des formations morainiques, au voisinage des tourbières planésiennes. Les eaux de précipitation, s'infiltrant au niveau des différents événements et par les fissures de coulées, se concentrent dans les niveaux de projections pyroclastiques et les semelles scoriacées des coulées. Ces formations sont le plus souvent, en contexte de planèze, masquées par les dépôts morainiques argileux.

FJ. Cônes de déjection simples ou coalescents. Ce sont des accumulations d'origine torrentielle qui se présentent souvent en forme d'éventail ouvert à l'aval. Les sédiments sont généralement constitués de matériaux très

hétérométriques (silts à mégablocs) arrachés aux versants et transportés sur de faibles distances.

C. Colluvions de bas de versants et de fonds de vallons. Il s'agit de dépôts de bas de versants généralement fins, mis en place principalement par ruissellement diffus et transportés sur de très faibles distances.

Jusqu'au siècle dernier, les flancs, déboisés par l'homme dans un but de mise en culture, étaient soumis à une érosion intense qui provoquait des colluvionnements très importants au pied des versants. Une politique de reboisement a remédié à ce colluvionnement et, actuellement, les versants (particulièrement les versants orientés au Nord) sont presque entièrement « végétalisés » par des hêtraies et des sapinières.

Cet empâtement des dépressions est particulièrement important là où le réseau hydrographique reste diffus ou embryonnaire.

Dépôts glaciaires, formes et formations associées

Cette dénomination s'applique à l'ensemble des sédiments et des formes dont la mise en place a pour origine l'érosion et le transport par la glace de matériaux variés.

Morphologies glaciaires

- **Cirques.** Dans tout le haut Cantal, de nombreux cirques dominent les vallées et bordent les plateaux. Ils formaient les aires d'alimentation des glaciers de vallées des glaciations récentes. Des cirques emboîtés, possibles témoins d'une succession de glaciations, s'observent dans les vallées de la Doire, de la Bertrande, de la Jordanne.

La plupart des cirques glaciaires du Sud-Est du Cantal se sont installés dans d'anciennes dépressions dans lesquelles se sont épanchées des laves massives de nature trachyandésitique (cirques de Chamalières, du Cantal, d'Encloux, d'Inchastang et du Louvatier) ou basaltique (cirques d'Encloux, de Mandre, et du Siniq). Cela signifie que l'érosion glaciaire a été peu importante et que la morphologie actuelle reflète presque la morphologie anté-glaciaire. Cela, pour partie, ne semble pas être le cas dans les secteurs à plus fortes pentes et pluviométrie importante du Nord et de l'Ouest du Cantal.

- **Verrous et ombilics.** Le profil longitudinal des vallées glaciaires présente souvent une morphologie caractéristique en marches d'escalier, avec des chutes ou des rapides à la traversée des verrous. Ceux-ci sont formés généralement par les roches les plus résistantes constituant les intrusions, les coulées de laves ou les dykes.

Ainsi, le profil longitudinal de la vallée de la Jordanne est une succession de paliers séparés par des gradins que la rivière franchit généralement en cascades (cascades de la Menette, Chaumeil, Méjanet, Liadouze, Luc). Le premier palier est celui de Rudez, situé à 1 150 m d'altitude, il se termine à la cascade de Liadouze ; le second, à Mandailles, disparaît dans les défilés de Saint-Julien-de-Jordanne ; le troisième, à Velzic, se termine aux rapides de Clavières ; le quatrième, en dehors de la carte géologique Murat, à Saint-Simon, se rétrécit aux portes d'Aurillac par le défilé de Limagne ; le cinquième s'évase largement et se confond avec celui de la basse-Cère. Parmi tous les bassins, le plus important est celui de Velzic. Il débute à Viers, pour se développer jusqu'au pied des rochers de Fracor, avant de se terminer aux rapides de Clavières. Des sondages ont été réalisés dans ce bassin afin d'en prospecter les possibilités de production en eau potable pour la ville d'Aurillac. Il s'agit d'un bassin surcreusé, puisque à 45 m de profondeur (655 m d'altitude absolue), la sonde n'avait pas rencontré la roche dure qui affleure 2 km en aval, à 705 m d'altitude. Par ailleurs, un sondage électrique (BRGM) a fourni une résistivité très faible jusqu'à 300 m de profondeur dans l'ombilic de Velzic. Dans celui de Viers, en amont, le BRGM a mis en évidence une inflexion de la courbe à 110 m de profondeur.

La vallée du Mars, à partir du Falgoux, montre une succession de paléolacs de remplissage limités par des verrous (Outre, Espinouze). De même, la vallée de la Cère montre une succession de verrous dont certains sont particulièrement spectaculaires (Pas de Cère, Pas de Compaing).

• **Transfluences.** Plusieurs transfluences glaciaires peuvent être observées dans le Cantal. Ainsi une paléo-transfluence entre les vallées de l'Aspre et de la Bertrande se traduit actuellement dans le paysage par une rupture de pente longitudinale près du col Saint-Georges et par d'abondants blocs erratiques qui affluent au niveau du col.

Par rapport aux autres vallées du Sud-Ouest du Cantal, celle de l'Authre est exceptionnellement large. Cela est d'autant plus frappant que cette vallée est courte, qu'elle ne vient pas de la partie la plus élevée du Cantal et qu'on n'y trouve pas de grand cirque. En fait, le glacier de l'Authre recevait de la glace de la vallée de la Jordanne par les cols de Houade, de la croix de Cheulles et de Ferluc, comme l'indiquent l'abrasion au niveau des cols et le moutonnement des roches (Van Dorsser, 1982). Ceci suppose des épaisseurs de glacier de plusieurs centaines de mètres.

Les vallées du Lagnon et de l'Épi sont séparées par un bourrelet morainique ; il s'agit d'une moraine latérale édifiée par le glacier du Lagnon au moment où la transfluence, qui alimentait le glacier de l'Épi, avait cessé de fonctionner, faute d'une alimentation suffisante.

- **Stries glaciaires.** Des stries glaciaires sont préservées sur un certain nombre de blocs erratiques et sur les blocs contenus dans les tills. De plus, certains affleurements au contact de dépôts de tills conservent une striation spectaculaire. Ceci est observable au niveau du dépôt de coulées de débris volcaniques en contact avec un placage morainique subvertical le long de la D 63, entre Le Falgoux et le col d'Aulac à l'altitude 1 040 m.

- **Niches de nivation.** Alors que les cirques glaciaires ont des parois raides et un plancher fermé par un verrou, les niches de nivation, engendrées par les alternances gel/dégel et le ruissellement de fonte des neiges, sont moins profondes. La niche de nivation la plus élevée cartographiée par H.J. Van Dorsser (1982) se situe à l'altitude de 910 m ; à plus haute altitude, n'existent que des cirques. Enfin, à plus basse altitude, à moins de 800 m, seule la gélifluxion a marqué la morphologie du paysage en façonnant des vallées en berceau.

- **Drumlins.** Il s'agit de formes d'accumulation ovoïdes composées de matériel morainique qui parfois enrobe un volume rocheux en place. Les drumlins se sont formés sous la glace en progression sur de vastes surfaces peu accidentées.

En dehors de quelques vallées, l'essentiel des drumlins se situe sur les plateaux en périphérie de la feuille Murat. Ainsi, au Nord d'Ussel, le long de la D 34 qui se dirige vers Neussargues, l'extrémité septentrionale de la planèze de Saint-Flour porte une centaine de drumlins de quelques dizaines de mètres de largeur et de hauteur pour une centaine de mètres de longueur.

Entre Vigouroux et Pont-la-Vieille, près de Lacapelle-Barrès, se trouve l'un des plus beaux champs de drumlins du Massif central. Sur ce haut plateau à plus de 1 000 m d'altitude, environ 130 drumlins, larges de 50 à 100 m et hauts de 10 à 20 m, s'étirent, pour la plupart sur une centaine de mètres. Les plus volumineux ont un cœur rocheux. L'orientation des drumlins est ici Nord-Sud, ce qui nous renseigne sur le sens d'écoulement des glaces, qui n'atteignaient pas la vallée de la Truyère lors du maximum d'englacement.

D'autres drumlins sont visibles sur la planèze de Salers, entre Salers et Saint-Bonnet-de-Salers.

- **Autres morphologies glaciaires et périglaciaires.** Dans le secteur sud-est du Cantal, la fusion des glaces planésiennes est manifestée par trois cuvettes profondes de 10 m environ, dont le fond plat est occupé par une végétation hydrophile. M. Fontaine-Vive (1981) a interprété ces dépressions subcirculaires, n'excédant pas 30 m de diamètre, comme des kettles ou sölle aménagées par la fusion tardive de culots de glace résiduelle. 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 ; la troisième, au Nord des Granges. Ces cuvettes se sont formées dans des secteurs où les formations morainiques sont particulièrement épaisses. Mais les deux plus belles kettles de la feuille Murat sont les deux « lacs » du Cibial et surtout des Échamps, deux dépressions tourbeuses fermées de 200 x 220 m et de 80 x 100 m, en bordure de la planèze de Saint-Flour au dessus de la vallée de l'Épie (Goër de Herve [de], 1972).

Des buttes gazonnées, dont le grand axe peut atteindre 2 m, ont été cartographiées par M. Fontaine-Vive (1981) dans le secteur sud de la carte Murat. Elles se trouvent dans des zones où les dépôts morainiques sont assez épais (> 1 m) : au Nord des Puy de Grandval et de la Jambe ; dans le secteur des Puy Masso et Tario ; au sommet des plugs de Mandre et des Plaines Basses. Leur couverture végétale habituelle se compose de bruyères ou de genêts, plus rarement de myrtilles.

Dépôts glaciaires et formations associées

Gy. Tills indifférenciés. Des moraines ont été identifiées dans les environs d'Aurillac dès 1873 par J.-B. Rames qui admettait déjà une glaciation du Cantal. La plupart des moraines se situent en aval des vallées et sont rares sur la feuille Murat. La zone étudiée est cependant riche en moraines de retrait, en moraines de fond et en blocs erratiques.

Celles-ci sont généralement absentes dans la zone des sommets (Puy Mary, Peyre Arse, Puy Bataillouse, Puy de Seycheuse).

La couverture morainique présente des caractères généralement différents selon qu'elle se trouve sur les planèzes ou dans les vallées. Dans les vallées les éléments morainiques sont très hétérogènes et reflètent l'ensemble des lithologies trouvées à l'amont alors que sur les planèzes les lithologies sont bien plus homogènes.

GyV. Tills de vallées et de cirques. Sont incluses sous cette appellation les moraines frontales de vallée, excepté les remplissages d'ombilics (voir fluvio-glaciaire). La plupart de ces moraines frontales subsistent en dehors de la feuille Murat, dans les portions avales des vallées, en limite de l'édifice volcanique.

Les moraines frontales sont rares et ne subsistent que partiellement dans quelques vallées. Le plus bel exemple en est certainement la formation de Carnéjac, dans la vallée de la Cère, qui barre la plaine de Boudieu à l'aval de Yolet. La vallée, large de 2 km, se rétrécit à la hauteur de Carnéjac en un étroit goulet de 500 m environ, dans lequel se situe la moraine.

Dans les vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue, les moraines des vallées subsistent sous forme de placages très discontinus posés sur les épaulements de coulées ou tapissant les versants. Leurs constituants sont de nature essentiellement trachyandésitique. La vallée de la Petite Rhue, sous le col de Serre (hameau de la Maurinie), présente une morphologie de bosses et de creux évoquant certaines formes d'accumulation glaciaire. Il s'agit en fait d'une érosion du substrat bréchiqque, très légèrement colmaté par les formations quaternaires.

La vallée du Brezons présente une forme remarquable en auge glaciaire jusqu'à 1 500 m en aval de Saint-Martin-sous-Vigouroux, où de nombreuses moraines de retrait la barrent transversalement.

De même, la vallée de l'Épie, peu encaissée, est tapissée de formations morainiques continues.

Des moraines frontales affleurent à Saint-Bonnet-de-Condat, dans la Santoire, à Salles, sur la Maronne, et à Saint-Rémy-de-Salers, sur l'Authre. Dans la vallée de l'Alagnon, le brusque passage d'un profil très ouvert à un profil en « V », à forte pente longitudinale creusée dans le socle métamorphique, a empêché l'accumulation de dépôts fluvio-glaciaires et la préservation des dépôts antérieurs. Cependant, des travaux routiers, le long de la RN 588 ont mis à jour des lambeaux morainiques accrochés sur les flancs de la vallée, attestant que, lors du dernier maximum glaciaire, une langue de glace est descendue au moins 4 km à l'aval de Pont-du-Vernet, à 670 m d'altitude.

Des moraines de retrait affleurent de Saint-Saturnin jusqu'au Monteil dans la vallée de la Santoire, dans la cuvette de Neussargues, probablement surcreusée, où leur épaisseur pourrait représenter 80 m entre les talwegs de l'Allanche et de l'Alagnon (sondage électrique), sur la feuille Saint-Flour, ou entre Le Chambon et Pont-Farin, dans la vallée de l'Épie.

GyP. Tills de plateaux. Absent de tous les sommets situés au-dessus de 1 600 m, dans le secteur sud de la carte géologique Murât, les tills de plateaux sont accumulés dans les dépressions. Leur épaisseur varie 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. Ils sont le plus souvent difficiles à mettre en évidence, car leur épaisseur est faible et leur affleurement médiocre. Sur la bordure orientale de la planèze de Cézens, ces dépôts sont très épais et très hétérogènes ; ils s'épaississent de plus en plus vers le Sud, où ils ennoient tous les reliefs dus aux nombreuses coulées basaltiques. Sur la planèze de Malbo, ils sont aussi très importants et représentés, soit par des accumulations de matériel argileux à blocs décimétriques de basalte, soit par des tourbières, des drumlins et des étendues marécageuses.

Dans le Sud de la feuille Murat, les exemples les plus nets sont situés sur les plateaux qui séparent l'Authre de la Jordanne, la Jordanne de la Cère et la Cère du Goul. Entre l'Authre et la Jordanne, il faut signaler les environs de Saint-Jean-de-Donne, d'Aigueparse, d'Acquiets, où des blocs de toutes dimensions, de nature basaltique, trachyandésitique à phonolitique, le plus souvent roulés, forment de grands amas. En face, sur les plateaux entre la Jordanne et la Cère, les hameaux de Rouffiac et d'Oyets sont dominés par des pentes très escarpées que couronne une longue mais étroite (quelques mètres par endroits) crête basaltique. Celle-ci, de même que tout le plateau, est couverte de blocs erratiques de trachyandésites porphyriques.

Les moraines des plateaux sont absentes dans l'axe du plateau du Limon ; les tourbières, très peu épaisses, situées entre le Puy de Niermont et le Signal du Limon, se sont installées sur les formations bréchiques du substrat.

Sur les plateaux délimitant la vallée du Mars, les glaciers ont aussi laissé leurs traces en se retirant : d'innombrables blocs de toutes tailles, généralement basaltiques, parsèment les prairies ; des tourbières se sont formées dans les dépressions. Dans les zones jadis cultivées, les paysans ont rassemblé en murettes la plupart de ces blocs.

Le dépôt de Riou des Fraux, sur la planèze de Saint-Flour, est sans conteste le plus beau, le plus vaste et le plus épais de tous les exemples de « till des plateaux » de la feuille Murat, avec une épaisseur de plus de 10 m en moyenne, une superficie de plusieurs km² et une grande jeunesse des morphologies. La composition en est strictement basaltique (absence totale d'éléments trachyandésitiques) et implique l'existence sur la région haute des planèzes d'une calotte locale totalement indépendante, d'une épaisseur d'au moins supérieure à 50 m et constituée de glaces propres et peu actives. Cette calotte ne descendait pas vers l'Est au-dessous de 1 100 m sur les interfluves et 1 080 m dans les vallons (Goër de Herve [de] et *al.*, 1988).

En limite de la planèze de Saint-Flour, le long de la vallée de l'Allagnon et de celle de l'Épie, ont été cartographiées des moraines de débordement sur les bords des plateaux par A. de Goër de Herve et *al.* (1988). Ces dépôts présentent les caractères de la vallée adjacente dont ils ne sont séparés que par l'affleurement des corniches basaltiques bordières et leur talus d'éboulis. Sa composition pétrographique est mixte, comportant, d'une part, des éléments basaltiques sub-autochtones (empruntés au régolite planézien ou arrachés aux corniches bordières), d'autre part, des éléments trachyandésitiques variés provenant des sommets. Son épaisseur n'excède pas quelques mètres en moyenne. Ces dépôts, qui sont en continuité de ceux des tills de plateaux *s.s.*, n'ont pas été individualisés sur la carte Murat.

+. Blocs erratiques, groupe de blocs erratiques. Des cortèges de blocs ont été cartographiés par M. Fontaine-Vive (1981) à 1 550 m d'altitude, entre le Puy de la Jambe et celui de Grandval, où se trouvent des blocs de trachyandésites dont la taille varie de 0,5 à 2 m de diamètre. Ils ont pu être abandonnés par la langue glaciaire de l'Épie au cours de sa décrue. De même, des blocs de basalte doléritique de la lame de Chérot se suivent sur près de 4 km jusqu'au bois de Lavergne et de l'Étang de la Fage.

FG. Dépôts fluvio-glaciaires et limno-glaciaires indifférenciés. Ce terme regroupe les dépôts dont l'origine mixte (glaciaire et fluviatile, glaciaire et lacustre) ne permet pas d'individualiser un agent de transport dominant. Les dépôts mis en place sur ou sous les glaciers (kames, eskers, alluvions de torrents sous-glaciaires), au front des glaciers (rides morainiques) et les dépôts fluviatiles généralement très grossiers en aval des glaciers, entrent dans cette catégorie.

Dans plusieurs vallées existent des ombilics remblayés postérieurement par des dépôts limno-glaciaires et fluvio-glaciaires. Ainsi, dans celui de Velzic, sur la Jordanne, un sondage montre plus de 45 m d'alternances de graviers et de sable, et un sondage électrique effectué par le BRGM laisse supposer une épaisseur bien plus importante.

De même, un ensemble de formations à galets roulés, de nature pétrographique variée, qui occupe le fond des vallées de l'Épie et du Brezons, déterminant leur fond plat, ont été interprétées comme des formations fini-glaciaires, liées au retrait des fronts glaciaires et à une grande libération d'eau. Ce fluvio-glaciaire est particulièrement abondant à l'aval de Roussinches, dans la vallée du Brezons.

Dans la vallée du Benet, affluent de l'Alagnon, affleure un important dépôt fluvio-glaciaire (sous-glaciaire) décrit par A. Meynier (1966) et mis en place dans un ombilic glaciaire derrière un verrou.

Dans la Santoire, les dépôts fluvio-glaciaires atteignent des épaisseurs importantes de 40 à 50 m (Santoire) et se terminent par des moraines frontales.

D'importants dépôts fluvio-glaciaires remplissent aussi : le bassin d'Aurillac, à la confluence de la Cère et de la Jordanne ; dans la vallée de l'Épie, au Chambon ; dans la vallée de l'Alagnon, entre Murat et La Chapelle-d'Alagnon.

Les dépôts de type limno-glaciaire sont généralement dus à l'installation de lacs d'ombilic, au moment de la fonte des glaces, permettant ainsi la sédimentation de matériel fin d'origine essentiellement glaciaire.

Un dépôt limno-glaciaire affleure dans le coude de la Santoire, en aval de Dienne, avec plus de 10 m de lits de graviers et de sables qui alternent et sont plus ou moins entrecroisés. A. Meynier (1966) l'interprète comme un dépôt de lac d'obturation latérale : lors de la décrue glaciaire, la vallée, trop large à cet endroit, ne pouvait plus être remplie par la glace, dont rien ne gênait l'écoulement vers l'aval ; il se créait donc, entre le glacier et le versant de la vallée, un espace mort que remplissaient les eaux descendues du plateau du Limon.

D'importants dépôts limno-glaciaires remblaient également les vallées de la Maronne et de l'Aspre, entre Salles et Fontanges, ou la vallée de l'Authre à l'aval de Marmanhac.

Formations liées au réseau hydrographique

Les vallées n'ont, pour l'essentiel, pas atteint leur profil d'équilibre et les cours d'eau ont une action érosive régressive. Les dépôts d'origine fluviale sont donc rares et ponctuels. On les trouve en remplissage tardif d'ombilics (voir fluvio-glaciaire) où il s'agit surtout de matériel glaciaire remanié, et sous forme de cônes de déjection.

Fy. Alluvions récentes. Les alluvions présentent un développement important uniquement en aval des moraines frontales qui marquent, dans chaque vallée, l'extension maximale des glaciers. Elles forment une ou, parfois, deux terrasses étagées. Ces terrasses sont de faible extension car, au-delà des terrains sédimentaires, les cours d'eau s'enfoncent dans de profonds ravins où la pente est plus importante et où les traces d'alluvions ne se rencontrent qu'en lambeaux épars, accrochés aux flancs de ces ravins.

Tourbières

T. Tourbières actives ou inactives. Il s'agit de sédiments de zone palustre, presque exclusivement composés de résidus végétaux, évoluant à la base vers des faciès charbonneux de type lignite.

Les tourbières les plus vastes se situent sur les planèzes. Elles sont particulièrement abondantes entre les vallées de l'Alagnon et de la Santoire, où elles atteignent 300 à 400 m de long, les plus petites n'ayant que quelques dizaines de mètres de diamètre. Chacune d'elles occupe une dépression fermée, mais jamais très profonde (jusqu'à 20 m).

Les tourbières des planèzes ont été autrefois exploitées (Landeyrat, sur la feuille Riom-ès-Montagnes ; Coltines et Nouvialle, sur la planèze de Saint-Flour). Ces tourbières sont généralement peu sableuses et leur puissance peut excéder 10 m.

Beaucoup de tourbières ont été drainées pour récupérer les herbages. Les dépressions qui les contiennent peuvent résulter d'un barrage du réseau hydrographique par les coulées basaltiques (la Salesse, Pierrefitte, sur la planèze de Saint-Flour) ou correspondre à des cuvettes préexistantes (anciens maars/diatrèmes) ou encore à des surcreusements glaciaires.

INDICATIONS VOLCANOLOGIQUES

Sur la carte géologique Murat, ont été représentés, par des symboles variés, les différents dynamismes intrusifs, éruptifs, explosifs et d'écoulements laviques et volcanoclastiques du Cantal.

Dykes

Le cœur du Cantal est recoupé par un important réseau de dykes basaltiques, trachyandésitiques, trachytiques, rhyolitiques et phonolitiques, qui affleure très bien dans les cirques glaciaires des principales vallées du Cantal.

Le réseau le plus dense se situe dans le ruisseau du Viaguin au fond de la vallée de la Cère.

Sous le Peyre Arse, dans les vallées de la Santoire et de l'Impradine, affleure un important réseau de filons principalement phonolitiques mais aussi de trachyandésite à biotite, plus rarement de trachyandésite mésocrate et de basalte. Leur puissance varie de 1 à 10 m environ ; les plus longs atteignent 200 à 300 m (filon de phonolite du col de Cabre). Ces filons s'alignent selon une direction N30°, parallèle à celle de la vallée de la Santoire dans sa partie amont, et une direction N120°, perpendiculaire à la précédente. Ces deux directions se recoupent au centre du Cirque de Rombière et pourraient conditionner l'arrangement des différents centres d'émission.

Dans la vallée du Mars, la quantité de dykes augmente d'Ouest en Est (Binet, 1998). Il s'agit de filons verticaux de 0,5 à 4 m d'épaisseur, dont le débit est généralement irrégulier, mais qui se présente parfois en prismes perpendiculaires aux épontes.

L'analyse spatiale de l'orientation des dykes montre qu'ils ne sont pas rayonnants par rapport au cœur du Cantal, mais qu'ils ont statistiquement tendance à respecter un alignement subparallèle à la direction de la faille de la Margeride, en second lieu au Sillon Houiller, c'est-à-dire aux deux principaux accidents de socle qui encadrent le Cantal. Ceci va de pair avec l'absence de caldéra d'effondrement au centre du massif, et montre bien que le fonctionnement du stratovolcan a été principalement conditionné par la tectonique du socle sous-jacent.

La présence de filons basaltiques, souvent d'épaisseur réduite (entre 0,5 et 1 m), montre que l'activité basaltique n'est pas exclusivement périphérique. Toutefois les vrais basaltes et basanites (éventuellement avec nodules de péridotite), en relation avec le volcanisme supracantalien, sont relativement rares. Les planèzes ne s'étendaient pas à l'amont au-delà de leurs têtes actuelles. La grande majorité des filons basiques des régions centrales est constituée par des trachybasaltes ou trachyandésites basaltiques qui appartiennent au stratovolcan lui-même.

Centre d'émission, fissure éruptive

Par rapport aux appareils explosifs de type maar/diatrème ou strombolien, les appareils effusifs, à produits essentiellement laviques, semblent peu nombreux. Ils sont certainement plus abondants, mais leur mise en évidence est rendue difficile par leur forme très plate et leur ennoiment sous des épanchements ultérieurs ou sous des dépôts morainiques.

Les appareils stromboliens n'ont pas été systématiquement individualisés sur la carte. Ils sont souvent associés géographiquement aux épais niveaux de projections stromboliennes figurés sur les planèzes.

Les fissures éruptives représentent des voies d'alimentation linéaires le long desquelles se superposent des effusions laviques, des produits pyroclastiques et des injections filoniennes multiples. Plusieurs fissures éruptives de ce genre ont été cartographiées par G. Boudon (1979) sur les planèzes du Nord. Les deux plus spectaculaires encadrant symétriquement la haute vallée du Mars : la première forme la tête de la planèze de Trizac, du Suc Gros au Suc de Rond ; la seconde occupe la tête de la planèze du Puy Violent, du Roc des Ombres au Puy Violent. La fissure éruptive allant du Suc Gros au Suc de Rond alimente une grande partie de la planèze de Trizac. Longue de 5 km, elle est orientée N130° à N140° et est constituée de deux branches se relayant en échelons. La plupart des produits basaltiques émis par cette fissure s'écoulent vers le Nord ou le Nord-Est, ce qui suppose un substratum anté-planézien incliné dans cette direction

La fissure éruptive Roc des Ombres - Puy Violent est longue de 4 km et alimente la plus grande partie de la planèze du Puy Violent. D'orientation N120° à N130°, elle est constituée de deux grandes branches décalées de 500 m. La plupart des laves et pyroclastites émises sont orientées vers le SSW. La bréchification des coulées diminue du Roc des Ombres au Puy Violent.

De même, M. Fontaine-Vive (1981) a mis en évidence les traces d'une importante série de fissures éruptives sur les planèzes de Cézens et de Malbo, au Sud du Cantal : du col de la Tombe du Père à la Combe de Saure, du Puy de la Jambe, du col de Chèvre à la Croix d'Tmbiquérou. Plusieurs

dynamismes éruptifs s'expriment le long de ces fissures : effusif lavique, effusif bréchiq,ue, strombolien et phréatomagmatique.

Lac de lave, culot, neck et plug

Quelques centres d'émission ont subi une érosion poussée aboutissant à la mise à nu des racines des appareils volcaniques : lacs de lave et conduits d'alimentation hypovolcaniques.

Sur la planèze de Chalinargues, le plug des Devis affleure en rive droite de la Santoire, à l'Est de Collanges, au-dessus de la route D 3. De forme allongée (500 x 150 m), il est entouré d'un manchon d'éboulis et surmonte une brèche de diatrème hétérométrique et polyolithologique.

Sur la planèze de Trizac - Suc de Rond, deux importantes masses basaltiques, interprétées comme des remplissages cratériques (lacs de lave), ont été mises en évidence :

- l'une, au point coté 1 531 m, sur le flanc ouest du Suc de Rond, où une masse basaltique circulaire de 400 m de diamètre pour une cinquantaine de mètres d'épaisseur est associée à des tufs de maar finement lités ;
- l'autre, au point coté 1 521 m, est située au Sud du Suc de Rond et présente un diamètre de 400 m pour une épaisseur de 70 m.

Sur la planèze du Puy Violent, plusieurs structures circulaires de type « plug » apparaissent très clairement :

- la Cumine, à l'Ouest du Puy Violent, forme une masse lavique allongée de 500 x 200 m pour une hauteur de 40 m ;
- le Courpou, dominant le ruisseau du Rat, correspond à une structure de plus de 1,2 km de diamètre et forme un escarpement de 50 à 60 m de hauteur ;
- la Croix des Vachers, dominant le Corpou au point coté 1 221 m, est constituée par une calotte de 300 à 400 m de diamètre et d'une trentaine de mètres d'épaisseur.

Le Roc du Merle, dans la vallée du Mars, est une intrusion de grande taille, témoin profond d'un édifice de surface. Il se présente sous la forme d'une importante masse prismée de basalte mélanocrate à olivine, sans orientation privilégiée. L'érosion a dégagé le Roc du Merle d'environ 200 m de conglomérats par rapport à la surface actuelle des planèzes. Il reste un plug de basalte de 70 m de diamètre, témoin probable du remplissage d'un appareil de type « maar ».

À Murat, les vallées glaciaires de l'Alagnon, de la Chevade, du Benet et du Lagnon confluent. La ville est encadrée par deux pitons basanitiques : les rochers de Bonnevie (au Nord) et de Bredons (au Sud). Ce sont des

culots déchaussés correspondant à des remplissages de diatrèmes, comme le montrent les gaines de brèches qui entourent leur base.

La partie nord du rocher de Bredons est une cheminée volcanique composée de basanite à olivine. Elle se prolonge vers le Nord par un dyke que l'on aperçoit depuis la face ouest de la chapelle. Les prismations du neck sont visibles dans la carrière abandonnée sur la droite de la route d'accès. L'association avec une brèche de scories basaltiques, que l'on peut étudier entre le village et la chapelle, signifie que l'on est en présence des racines d'un pointement volcanique. Le rocher de Bredons est aligné sur la même fissure éruptive que les deux autres rochers (Bonnevie et Chastel), visibles depuis la droite de la chapelle en direction du Nord et Laqueille, non visible plus au Nord dans la vallée de la Santoire.

Les necks de Bredons et Bonnevie se rattachent chronologiquement aux éruptions des planèzes. La basanite à néphéline, fortement déficiente en silice de Bredons, est datée à 3,6 Ma (K-Ar) c'est l'une des plus récentes du Cantal.

Appareil strombolien

Alors que les appareils explosifs de type maar/diatrème sont très abondants sur les planèzes du Nord, il n'en est pas de même des appareils effusifs de type « strombolien » (Boudon, 1981). Leur discrétion est certainement liée à la faible dureté des produits scoriacés meubles qui les caractérisent. Cependant, les appareils mixtes, manifestant une activité strombolienne précédée ou suivie par une activité effusive voire phréatomagmatique, sont relativement fréquents sur l'ensemble des planèzes. Ainsi, le volcan de Brugiroux, qui forme la tête de la planèze de Chalinargues (1 292 m), présente une activité holo-effusive avec plusieurs coulées de basalte, suivies par une phase phréatomagmatique. Cette dernière se poursuit par une activité strombolienne avec l'édification d'un cône de scories qui remplit le maar ; l'édification de l'appareil se termine par la mise en place d'une importante coulée basanitique.

Sur la planèze de Trizac, le Suc de Rond, constitué d'un empilement d'environ 18 coulées (Roux, 1953 ; Lambert, 1969), est caractérisé par une activité essentiellement effusive, prolongée par une activité strombolienne édifiant un grand cône de scories coiffé d'une calotte de lave.

Le Puy Violent est constitué d'un petit édifice strombolien d'environ 70 m de haut, formé de scories, associés à des bombes en fuseau et armé par plusieurs dykes. Cependant, malgré la morphologie locale, la plupart des coulées qui constituent la planèze du Violent ne proviennent pas de ce point de sortie très localisé, mais de la grande fissure éruptive Roc des Ombres - Puy Violent.

Diatrème/maar

Les maars et diatrèmes des planèzes n'occupent pas une position chronologique particulière au sein de l'ensemble basaltique. Il s'en est formé tout au long de leur mise en place. L'étude des produits, inclus dans les projections, indiquent que ceux-ci ne dépassent guère quelques centaines de mètres de profondeur. Les cratères de maars sont généralement comblés par un remplissage lavique, exceptionnellement strombolien, et rarement de diatomites.

Pour A. Meynier (1951), la topographie du bassin des diatomites de Sainte-Reine, sur la planèze de Chalinargues, au Nord de Murat, évoque tout à fait un ancien lac installé dans un cratère d'explosion érodé par deux vallées qui l'ont largement entaillé. Ses arguments incluent la régularité de l'enceinte circulaire (diamètre du fond, 1 750 m ; diamètre au niveau des plateaux, 2 500 m), la raideur des pentes et la proximité de la cheminée volcanique (neck) de Chastel-sur-Murat. Toutefois, les projections correspondantes n'ont jamais été observées.

Le maar de Sauvages, situé à la limite nord de la feuille Murat, sur la Planèze de Chalinargues, domine la vallée de la Santoire de 200 m et a été décrit en détail par G. Boudon (1979). On y observe, le long de la route D 3, des brèches trachyandésitiques surmontées par une quarantaine de mètres de tufs jaunes à ocre, finement lités et recouverts par 3 à 4 m de brèche grossière non litée, surmontée par des basaltes. Il s'agit d'un maar, caractérisé par un anneau de dépôts de tufs de retombées aériennes et de déferlante basale, anneau surmonté par des dépôts à tendance strombolienne et postérieurement rempli par un lac de lave.

D'autres édifices de la Planèze de Chalinargues sont interprétés comme représentant les vestiges de structures de type « maar », soit en raison de leurs tufs (les Montagnounes, à l'Ouest de Chavagnac), soit de leur culot, plug ou lac de lave (point coté 1 213 m de la Fons de l'Aze ; Péjouzou ; point coté 1 252 m, au Nord-Ouest de Brujaleine).

Le lac de lave de Brujaleine, situé à l'aplomb du point coté 1 258 m, sur la planèze de Chalinargues, forme une colline allongée de 650 x 350 m et a une épaisseur supérieure à 50 m. Il pourrait s'agir d'un remplissage de maar.

Dômes et protrusions

Plusieurs dômes de trachyte et de phonolite ont été cartographiés. Parmi ceux-ci, le dôme de trachyte du Puy Mary et l'ensemble phonolitique du Puy Griou et du Roc d'Hozières sont certainement les plus spectaculaires.

Le Puy Mary était à l'origine un dôme hémisphérique. Les produits de ses « nuées ardentes » sont encore visibles au parking du Pas de Peyrol.

Sa hauteur ne devait pas être sensiblement plus élevée qu'aujourd'hui, mais il a été taillé en pyramide à la jonction de quatre cirques glaciaires.

L'étude de l'orientation des lauzes du Roc d'Hozières a conduit J. Varet (1971) à proposer qu'il ne s'agisse pas d'un dôme mais plutôt d'une protrusion enracinée profondément.

CHRONOSTRATIGRAPHIE

La carte Murat est centrée sur le cœur du stratovolcan où se trouve la quasi-totalité des événements volcaniques. Les formations qui en sont issues sont classiques des grands stratovolcans trachyandésitiques. Ce sont des coulées, des dépôts de « nuées ardentes » ou de lahars. Les formations de ces dépôts sont similaires sur toute l'histoire du massif. Seule la mise en évidence de discordances angulaires, de plans de calderas d'avalanches ou de paléomorphologies, couplée à des datations radiochronologiques, a permis de donner les clefs de la compréhension de la géométrie du cœur du massif. Ainsi, en effectuant une analyse croisée de ces différentes données associées aux datations, il est possible de déterminer plusieurs périodes d'édification majeures.

Outre les outils classiques de la stratigraphie, les premiers géologues ayant travaillé sur le Cantal utilisaient, afin de dater les différentes formations, les nombreuses flores des gisements de Niac (Laurent, 1908), du Pas de la Mougudo et de Saint-Vincent (Laurent, 1904), de Las Clausades (Marty, 1905), de Joursac (Marty, 1903) et de Cheylade (Marty, 1910 ; Laurent et Marty, 1927).

Les développements de la géochimie isotopique durant les années 1960 ont permis de caler l'ensemble de ces flores dans un calendrier absolu (Gibert et *al.*, 1977). Les premiers âges isotopiques des formations du Cantal ont été publiés dès le début des années 1970 (Bellon et *al.*, 1972).

À la différence de l'activité de la Chaîne des Puys, dont l'âge a pu être, grâce à sa relative jeunesse, déterminé au moyen de plusieurs méthodes géochronologiques concurrentes et complémentaires (thermoluminescence, Carbone 14, déséquilibre Uranium/Thorium, Potassium/Argon), le volcanisme du Cantal, plus ancien, n'a pu être daté que par la seule méthode Potassium/Argon sur roches totales et minéraux séparés, ce à quoi s'ajoutent quelques données Rb/Sr et Ar/Ar.

L'ensemble des données géochronologiques sont rassemblées dans un tableau que le lecteur trouvera en annexe. Ce tableau indique divers renseignements essentiels (âge, nature pétrographique, type de gisement, méthode de datation, auteur, lieu de prélèvement).

Faut-il le rappeler, les méthodes K/Ar et Rb/Sr ne sont valables que si l'échantillon analysé n'a pas été altéré postérieurement à sa cristallisation. Il s'agit là, on s'en doute, d'une réserve toute relative ; l'ensemble des échantillons ayant été, à des degrés divers, modifiés après leur cristallisation. Enfin, la présence de xénotites, souvent difficile à détecter du fait de leur petite taille, tend aussi à fausser les résultats. Ainsi, la précision des âges fournis ne doit pas faire oublier les problèmes inhérents aux méthodes géochimiques. Les déterminations K/Ar et Ar/Ar sur plusieurs minéraux différents permettent de s'affranchir de ces problèmes. C'est ainsi que la plupart des déterminations faites dans le cadre de ce projet l'ont été sur minéraux séparés.

Pour discuter les âges obtenus nous disposons de :

- la cohérence des datations avec les observations géologiques de terrain ;
- la concordance des datations isotopiques avec la succession des séquences paléomagnétiques ;
- la concordance des résultats inter-laboratoires sur une même formation ;
- la qualité de l'échantillon analysé telle qu'elle peut-être connue à partir des informations bibliographiques ;
- la précision avec laquelle l'auteur a situé la place de l'échantillon dans la formation étudiée, voire la situation stratigraphique de la formation elle-même.

L'ensemble des datations obtenues permet de situer dans le temps l'activité volcanique du Massif du Cantal, depuis 13 Ma jusqu'à 3 Ma. Cette activité peut être subdivisée en plusieurs grandes périodes détaillées dans le chapitre « Formations des entités géologiques » :

- l'épisode effusif paléocantalien qui débute aux alentours de 13 Ma ;
- la mise en place du complexe trachyandésitique de 10 à 6 Ma, marquée par une activité importante entre 8,5 et 7 Ma ;
- la mise en place des trachyandésites à haüyne et des phonolites entre 5,5 et 7,5 Ma (avec une majorité entre 7,2 et 6,5 Ma) ;
- une activité basaltique et basanitique terminale qui débute à 7 Ma et qui prend fin vers 3 Ma, mais qui se situe pour l'essentiel entre 5,5 et 4,5 Ma.

Des âges obtenus par H. Bellon et *al.* (1972) sur des basaltes riches en olivine partiellement altérés sont actuellement remis en question :

- au Nord, à la limite du Cézallier, où les coulées de Saint-Bonnet forment un empilement dont la base a été datée à $21 \pm 1,8$ Ma et le sommet à $19,2 \pm 0,8$ Ma. Une nouvelle datation obtenue par Cantagrel (inédit) donne à la coulée intermédiaire un âge de $5 \pm 0,5$ Ma, âge standard des coulées du Cézallier ;

- au Sud, à la limite de l'Aubrac, où la coulée de Gabriac a été datée de la fin de l'Oligocène ($29,8 \pm 1,0$ Ma) ; cet empilement a été redaté à 8 ± 1 Ma, âge standard des coulées inférieures de l'Aubrac.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Après avoir observé et décrit le volcan cantalien, deux questions viennent à l'esprit :

- pourquoi une telle abondance de laves intermédiaires ? ;
- pourquoi le manteau fondait-il au Miocène supérieur sous le Cantal ?

À ces deux questions, la pétrologie et la géophysique peuvent apporter des éléments de réponse déterminants. Ce chapitre sera consacré à un réexamen critique des théories et modèles, appuyé sur une compilation des données géochimiques des laves cantaliennes. L'importance de cette base permet de penser qu'elle offre un bilan quasi-exhaustif de ce volcanisme.

CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES DES PRODUITS VOLCANIQUES

Base de données

La base de données géochimiques constituée dans le cadre du projet « Cantal » inclut plus de 1 000 analyses chimiques sur roches totales. Une trentaine de thèses, articles et mémoires ont été consultés, dont certains sont très récents (Collomb et Pilet, 1996 ; Legendre, 1999). Une cinquantaine d'analyses, effectuées en 1998 au BRGM, sur des roches antérieurement datées par J.-C. Baubron et J. Demange (1977), a également été intégrée.

Les analyses incluent toujours les éléments majeurs, mais une partie ne comprend pas le phosphore que certains laboratoires ne dosent pas. Parmi les éléments traces, les plus courants sont Rb, Ba, Sr, Co, Cr, Ni, Zn et Cu, éléments dont le dosage précis était réalisé dès les années 70. En revanche, seuls des travaux réalisés dans les années 80 et 90 présentent des dosages de Terres Rares, Th, Nb, Ta, Hf ou Zr. Ces éléments, très riches d'information, sont relativement abondants dans les laves du Cantal, ce qui permet un dosage précis par des méthodes de sensibilité moyenne (fluorescence X conventionnelle, par exemple).

Outre les analyses, la base de données inclut des informations relatives à la situation géographique des échantillons (exprimée en termes de localité d'échantillonnage et/ou de coordonnées quantitatives) ou leur âge. Nous y

avons également introduit la dénomination pétrographique, telle qu'adoptée par les auteurs, et reprise conformément à la nomenclature de l'IUGS (Le Maitre et al., 1989).

Nomenclature

Reportées dans le diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 3), les analyses montrent une localisation préférentielle dans le domaine des séries modérément alcalines avec une grande abondance de basaltes, trachybasaltes, trachyandésites basaltiques, trachyandésites et trachytes. Parmi les basaltes, certaines roches particulièrement riches en MgO et pauvres en SiO_2 se définissent comme des picrites. Une application rigoureuse de critères de classification préconisés par l'IUGS conduirait à désigner la majorité des trachyandésites basaltiques et trachyandésites comme des shoshonites et latites. Néanmoins, de telles dénominations sont clairement en dehors des usages ; aussi la plupart des auteurs retiennent-ils les appellations de trachyandésite basaltique et trachyandésite en y ajoutant le qualificatif de « potassique » qui, effectivement, traduit bien la spécificité des laves du Cantal.

Vers le domaine plus alcalin, de très nombreuses laves se définissent comme des basanites et parmi ces dernières, la composition normative permet de distinguer, des basanites à leucite (Lc-basanites), fortement sous-saturées, et des basanites sans leucite, moins sous-saturées. Cette grande abondance de roches basiques fortement alcalines traduit un échantillonnage préférentiel, l'abondance réelle n'étant pas à l'image de la figure 3 (cf. supra). Outre les basanites, quelques roches (moins d'une dizaine) particulièrement riches en MgO ($> 13\%$) et K_2O ($> 3\%$) se désignent comme des néphélines, et trois échantillons, pauvres en silice ($\text{SiO}_2 < 41\%$), se définissent comme des foidites. À l'autre extrémité du « spectre » des roches fortement alcalines, se placent les phonolites, assez abondamment échantillonnées. En revanche, les laves intermédiaires, téphrites phonolitiques et phonolites téphritiques sont plutôt rares dans la base de données comme sur le terrain.

Enfin, vers les compositions les plus acides, les rhyolites forment un groupe bien distinct qu'une lacune assez nette ($\text{SiO}_2 \sim 67-70\%$) sépare des trachytes.

La variabilité de l'état de sous-saturation/sursaturation des différentes laves est illustrée par le diagramme SiO_2 vs. Qtz - (Ne + Lc) (fig. 15) où Qtz, Ne, Lc représentent les teneurs en quartz, néphéline et leucite normatifs. La quasi-totalité des laves basiques apparaît sous-saturée, avec des pourcentages de Ne + Lc pouvant dépasser 20 % (néphélines et basanites à leucite). La sous-saturation se maintient dans les téphrites phonolitiques

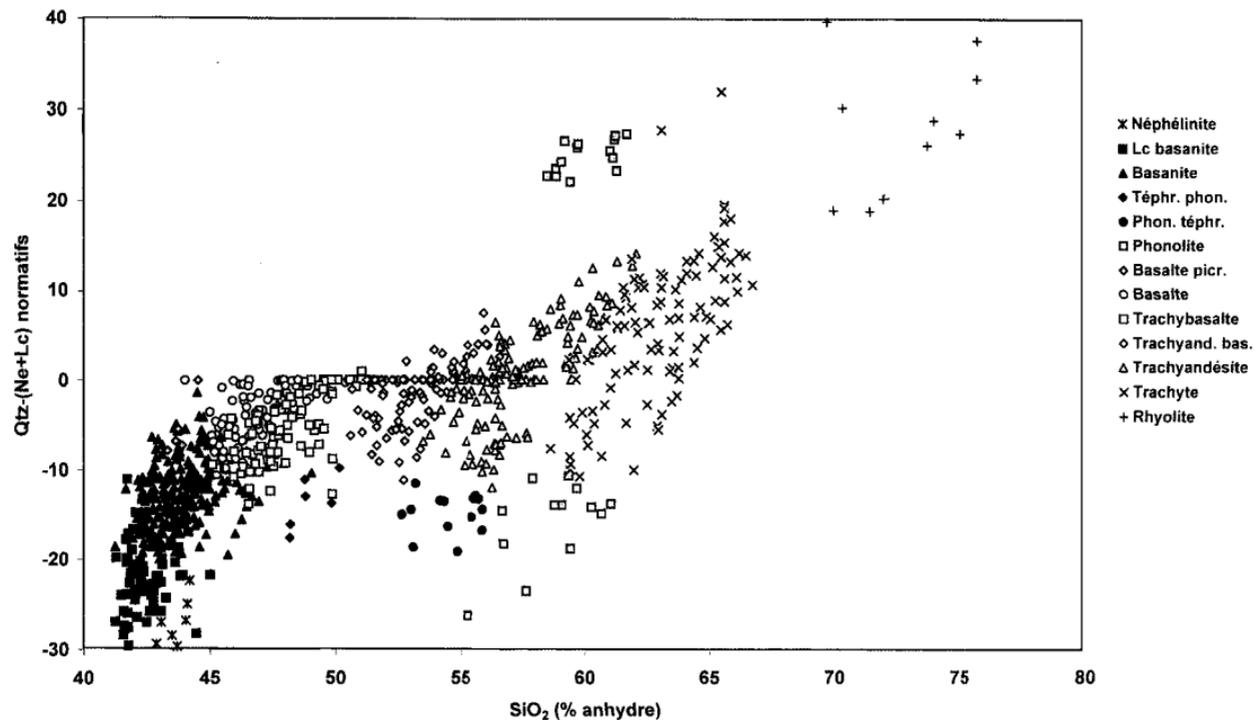


Fig. 15 - Diagramme SiO_2 vs. Qtz-(Ne+Lc) pour les laves du volcan cantalien

et phonolites téphritiques. Au niveau des phonolites, un artefact de calcul induit une distribution en deux groupes : l'un plus ou moins sous-saturé et l'autre nettement sursaturé ($Qtz = 20$ à 30%). Ce dernier correspond en fait à des roches peralcalines (soit $Al/Na + K < 1$) ; dans ce cas, l'ensemble du sodium est affecté à l'aegyrine (acmite) et au métasilicate de sodium - en place de la néphéline et/ou de l'albite - d'où une sursaturation « virtuelle » en quartz.

En ce qui concerne la « série » sursaturée, on note une relative rareté des laves à olivine et hypersthène normatifs (soit $Qtz = Ne = Lc = 0\%$), ce qui s'accorde avec la faible abondance d'orthopyroxène en lame mince. Le seuil de sursaturation est franchi au niveau des trachyandésites basaltiques, et le pourcentage de laves sursaturées augmente vers les trachyandésites et trachytes.

Évolution minéralogique

La figure 16, établie d'après les travaux de H. Downes (1983), A. Collomb et S. Pilet (1996), C. Legendre (1999) et R.-C. Maury et J. Varet (1980), inventorie, pour chaque type de lave, la nature des phénocristaux :

- 1) dans les roches basiques (basaltes et basanites), les principaux minéraux qui cristallisent sont l'olivine, le clinopyroxène et les oxydes (magnétite) ; ces derniers s'observent dans l'ensemble des laves ;
- 2) dans les trachybasaltes, le plagioclase commence à cristalliser, l'olivine devient plus rare et le clinopyroxène reste une phase majeure ;
- 3) dans les trachyandésites basaltiques, le principal changement est l'apparition de l'amphibole et, ponctuellement, de l'apatite. Le clinopyroxène et le plagioclase sont des phases majeures, l'olivine est accessoire ;
- 4) dans les trachyandésites, l'olivine disparaît au profit de l'orthopyroxène, et la biotite commence à cristalliser. L'apatite est ubiquiste. Le clinopyroxène et le plagioclase restent les phases majeures ;
- 5) dans les trachytes, rhyolites et phonolites, le feldspath alcalin, le sphène et le zircon cristallisent. L'apatite et le clinopyroxène persistent, l'amphibole, la biotite et le plagioclase se font plus discrets.

Éléments traces

Afin d'illustrer les traits caractéristiques de chaque type de lave, des compositions moyennes ont été calculées en adoptant les subdivisions de l'UGS. Elles sont reportées dans les tableaux 2 (éléments majeurs et normes CIPW) et 3 (éléments majeurs et traces). À partir de ces compositions, des spectres multi-élémentaires ont été tracés (fig. 17A-C). Ce type de représentation, obtenu en normalisant les concentrations des différents éléments par rapport à la composition supposée du Manteau Primordial, permet de visualiser l'écart entre les signatures géochimiques des laves et celle d'un

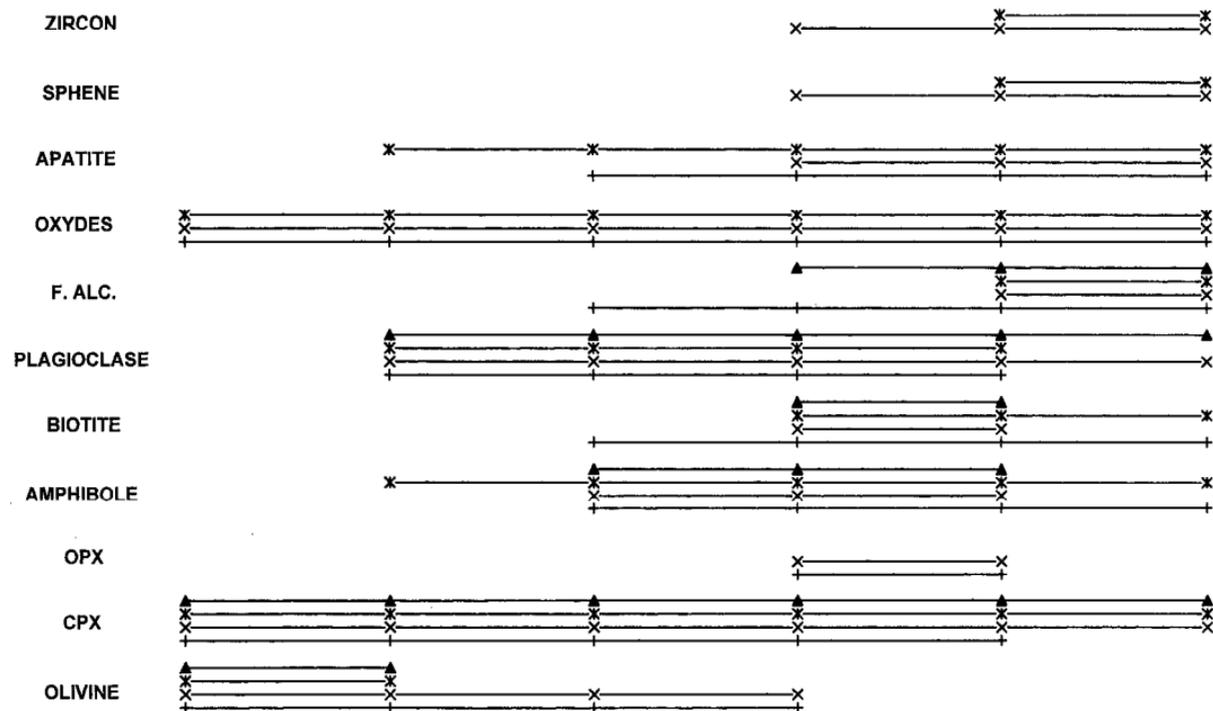


Fig. 16 - Phénocristaux observés par différents auteurs dans les laves du Cantal

	Foidite	Néphéline	Leucite Basanite	Basanite	Téphrite phonolitique	Phonolite téphritique	Phonolite	Basalte picritique	Basalte	Trachy- basalte	Trachyand. basalt.	Trachy- andésite	Trachyte	Rhyolite
SiO ₂ (%)	39.62	43.41	41.94	43.30	47.95	53.78	58.15	43.20	46.57	47.36	52.04	56.32	61.89	71.14
TiO ₂	2.90	3.42	2.42	2.68	1.67	1.43	0.36	1.67	2.26	2.65	1.74	1.45	0.71	0.22
Al ₂ O ₃	12.19	9.60	13.19	13.40	17.06	19.48	19.63	14.25	14.41	14.97	17.49	17.91	17.70	14.30
Fe ₂ O ₃	13.96	10.96	12.50	12.16	10.42	5.80	3.11	11.34	10.61	8.56	6.41	4.11	4.06	1.88
MnO	0.12	0.17	0.16	0.17	0.11	0.17	0.22	0.10	0.15	0.18	0.13	0.13	0.11	0.08
MgO	11.82	14.22	10.85	9.95	4.43	1.55	0.48	11.25	8.90	6.85	3.09	1.74	0.75	0.32
CaO	12.08	10.97	11.48	10.73	7.53	5.20	1.99	11.50	9.90	9.32	7.22	5.29	2.73	0.64
Na ₂ O	3.05	2.49	3.57	3.36	4.90	6.75	8.29	1.90	3.04	3.60	4.13	4.85	5.32	5.24
K ₂ O	1.46	3.58	1.72	1.49	3.09	4.05	5.53	1.05	1.14	1.79	2.71	3.59	4.72	4.61
P ₂ O ₅	0.73	0.58	0.61	0.75	0.50	0.36	0.09	0.35	0.50	0.64	0.47	0.40	0.21	0.07
LOI	2.08	0.17	1.15	1.51	2.50	1.23	1.33	2.22	1.39	1.57	1.85	1.63	1.57	1.12
Q	0	0	0	0	0	0	24.41	0	0	0	0	0.26	5.02	20.91
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	0	3.61	9.09	18.89	24.43	33.53	6.5	6.94	10.91	16.56	21.77	28.54	27.73
Ab	0	0	0	7.39	18	31.03	0	8.03	21.79	23.19	36.05	42.03	45.96	45.04
An	15.75	4.48	15.26	17.59	15.91	11.06	0	28.46	22.92	19.96	21.83	16.87	10.66	1.88
Ne	14.45	11.59	16.8	11.87	13.45	14.71	0	4.75	2.52	4.43	0	0	0	0
Lc	7	16.87	5.37	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ac	0	0	0	0	0	0	1.24	0	0	0	0	0	0	0
Ns	0	0	0	0	0	0	16.39	0	0	0	0	0	0	0
Di	33.75	37.69	31.89	26.5	16.26	10.97	8.25	23.44	19.93	19.37	10.24	6.4	1.64	0.8
DiWo	17.45	19.77	16.49	13.7	8.22	5.47	4	12.14	10.28	9.95	5.15	3.19	0.81	0.39
DiEn	11.13	14.29	10.49	8.68	4.03	2.26	0.94	7.86	6.39	5.97	2.41	1.32	0.25	0.11
DiFs	5.17	3.83	4.91	4.13	4.04	3.24	3.31	3.44	3.26	3.44	2.68	1.89	0.58	0.3
Hy	0	0	0	0	0	0	1.32	0	0	0	1.66	7.65	5.52	2.69
HyEn	0	0	0	0	0	0	0.29	0	0	0	0.79	3.14	1.66	0.71
HyFs	0	0	0	0	0	0	1.03	0	0	0	0.87	4.51	3.86	1.98
Ol	20.58	19.56	18.44	18.13	10.94	3.06	0	22.36	18.07	13.37	7.45	0	0	0
OlFo	13.6	15.28	12.16	11.89	5.19	1.18	0	15.09	11.55	8.17	3.35	0	0	0
OlFa	6.98	4.29	6.28	6.24	5.75	1.87	0	7.28	6.52	5.2	4.11	0	0	0
Mt	2.85	2.2	2.54	2.48	2.13	1.16	0	2.34	2.3	2.16	1.74	1.29	0.81	0.37
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Il	5.7	6.6	4.72	5.25	3.28	2.77	0.7	3.32	4.42	5.19	3.41	2.83	1.38	0.43
Ap	1.65	1.29	1.37	1.69	1.13	0.8	0.2	0.8	1.12	1.44	1.06	0.9	0.47	0.16
C_I	62.88	66.05	57.59	52.36	32.63	17.96	10.27	51.46	44.72	40.08	24.51	18.18	9.36	4.28
D_I	21.45	28.46	25.78	28.36	50.34	70.18	57.94	19.28	31.25	38.53	52.61	64.06	79.51	93.69

Tabl. 2 - Analyses moyennes (éléments majeurs) et normes CIPW des différents types de lave du volcan cantalien

	Foidite			Néphéline			Leucite Basanite			Basanite			Téphrite phonotitique			Phonolite téphritique			Phonolite		
	Moyenne	Ecart-type	N	Moyenne	Ecart-type	N	Moyenne	Ecart-type	N	Moyenne	Ecart-type	N	Moyenne	Ecart-type	N	Moyenne	Ecart-type	N	Moyenne	Ecart-type	N
SiO ₂ (%)	39.62	0.71	4	43.41	0.57	8	41.94	0.87	81	43.30	1.32	219	47.95	0.85	6	53.78	1.37	14	58.15	1.67	27
TiO ₂	2.90	0.97	4	3.42	0.25	8	2.42	0.94	81	2.68	0.76	219	1.67	1.25	6	1.43	0.46	14	0.36	0.30	27
Al ₂ O ₃	12.19	1.75	4	9.60	0.58	8	13.19	1.31	81	13.40	1.77	219	17.06	1.81	6	19.48	0.64	14	19.63	1.38	27
Fe ₂ O ₃	13.96	0.24	4	10.96	0.33	8	12.60	1.45	81	12.16	1.13	219	10.42	1.17	6	6.80	1.02	14	3.11	0.82	27
MnO	0.12	0.04	4	0.17	0.01	8	0.16	0.06	81	0.17	0.05	219	0.11	0.07	6	0.17	0.04	14	0.22	0.24	27
MgO	11.82	1.46	4	14.22	0.78	8	10.85	1.57	81	9.85	2.02	219	4.43	1.24	6	1.55	0.39	14	0.48	0.36	27
CaO	12.08	1.72	4	10.97	0.63	8	11.46	0.78	81	10.73	0.99	219	7.83	1.31	6	6.20	0.74	14	1.99	1.13	27
Na ₂ O	3.05	1.10	4	2.49	0.29	8	3.67	0.55	81	3.36	0.64	219	4.90	0.48	6	6.75	0.51	14	8.29	0.94	27
K ₂ O	1.46	0.28	4	3.58	0.27	8	1.72	0.38	81	1.49	0.56	219	3.09	0.38	6	4.05	0.40	14	5.53	0.52	27
P ₂ O ₅	0.73	0.55	4	0.58	0.15	8	0.81	0.38	80	0.75	0.34	218	0.50	0.36	6	0.36	0.12	11	0.09	0.08	23
LOI	2.08	1.71	4	0.17	0.15	6	1.16	1.14	67	1.61	1.03	191	2.80	0.70	5	1.23	0.75	9	1.33	1.00	19
TOTAL																					
Rb (ppm)	54		1	69.0	12.7	2	61.9	27.9	27	66.4	52.0	128	85.7	20.6	3	110.0	9.2	9	271.1	128.4	12
Ba				782.5	58.7	2	897.3	74.9	17	609.8	105.1	70	949.7	79.0	3	936.0	84.8	9	332.7	329.9	14
Sr	960		1	755.5	12.0	2	938.8	133.9	28	899.4	240.4	128	1005.7	33.7	3	1015.2	54.3	9	229.9	277.1	14
U										2.6	1.2	15							9.2		1
Th				9.0	0.0	2	10.6	1.9	13	9.1	2.3	44	13.0		1	17.8	2.5	9	38.6	13.0	12
Ta										5.1	1.9	9							2.1		1
Nb				93.5	0.7	2	127.8	13.0	14	101.6	21.4	48	158.0		1	160.3	35.6	9	211.4	99.0	12
Hf										8.3	3.0	14							14.2		1
Zr				385.5	33.2	2	335.7	44.9	14	311.8	65.9	49	470.0		1	565.7	53.0	9	1086.6	417.9	12
Y				22.0	1.4	2	29.9	2.9	14	27.6	6.2	48	30.0		1	33.2	4.0	9	18.4	7.9	12
V							333.0	89.4	4	249.5	55.8	41							24.0	18.4	4
Sc				37.0	2.8	2	33.2	3.1	13	30.5	4.0	30	19.0		1	5.7	2.9	3	1.8	2.1	9
Co				55.0	2.8	2	56.0	7.4	17	53.4	8.4	69	39.0	5.3	3	22.7	4.2	3	11.3	3.6	12
Cr				1178.5	16.3	2	359.3	97.3	17	292.4	127.0	69	10.7	6.0	3	0.0	0.0	3	24.6	47.3	12
Ni				341.0	45.3	2	194.9	56.1	17	187.8	78.5	70	37.7	8.7	3	2.2	1.0	9	5.5	5.4	14
Cu				65.5	0.7	2	48.6	10.6	16	46.9	17.4	59	83.0	42.5	3	9.8	5.3	9	9.5	3.8	13
Zn				84.5	6.4	2	102.1	6.5	15	106.3	11.8	59	105.0	8.7	3	91.8	9.2	9	120.7	59.1	11
Ga				12.5	0.7	2	16.0	2.8	13	14.9	3.0	35	22.0		1	23.3	2.2	9	36.3	12.2	11
La				78.6	6.5	2	78.9	13.8	14	99.9	13.2	47	72.0		1	100.3	11.6	9	120.5	54.7	12
Ce				160.4	11.8	2	154.4	21.4	14	121.1	22.7	47	148.0		1	168.2	27.3	9	145.1	62.4	12
Pr										14.2	1.4	7							5.6		1
Nd				70.7	1.0	2	72.0	17.0	14	59.3	16.5	46	59.0		1	68.3	9.5	3	33.2	15.0	10
Sm				11.2		1	12.7	1.2	5	10.5	1.9	16							2.3	0.9	4
Eu				3.1		1	3.8	0.4	5	3.1	0.8	16							0.4	0.3	4
Gd				8.3		1	10.4	1.0	5	8.8	1.4	16							1.9	0.7	4
Tb										1.2	0.2	11							0.3		1
Dy				5.1		1	7.3	0.8	3	6.4	1.0	16							2.1	0.9	4
Ho										1.1	0.2	9							0.4		1
Er				2.0		1	3.4	0.5	5	2.8	0.4	14							1.8	1.0	4
Tm										0.4	0.1	9							0.2		1
Yb				1.5		1	2.5	0.2	5	2.3	0.4	16							3.0	1.8	4
Lu							0.3		1	0.3	0.1	14							0.3		1

Tabl. 3 - Analyses moyennes (éléments majeurs et traces) des différents types de lave du volcan cantalien

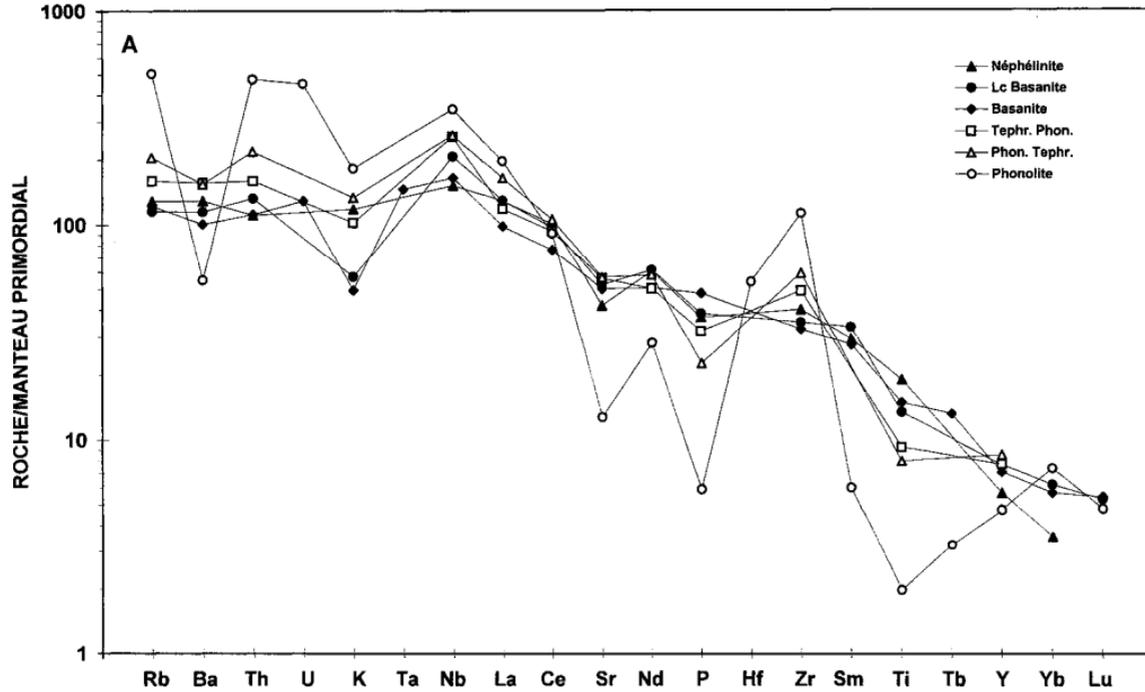


Fig. 17A - Spectres de normalisation multi-élémentaires (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) moyens (d'après tabl. 3) pour les laves des séries sous-saturées (A) et sursaturées (B) du Cantal. Comparaison des spectres moyens des différentes laves basiques (C)

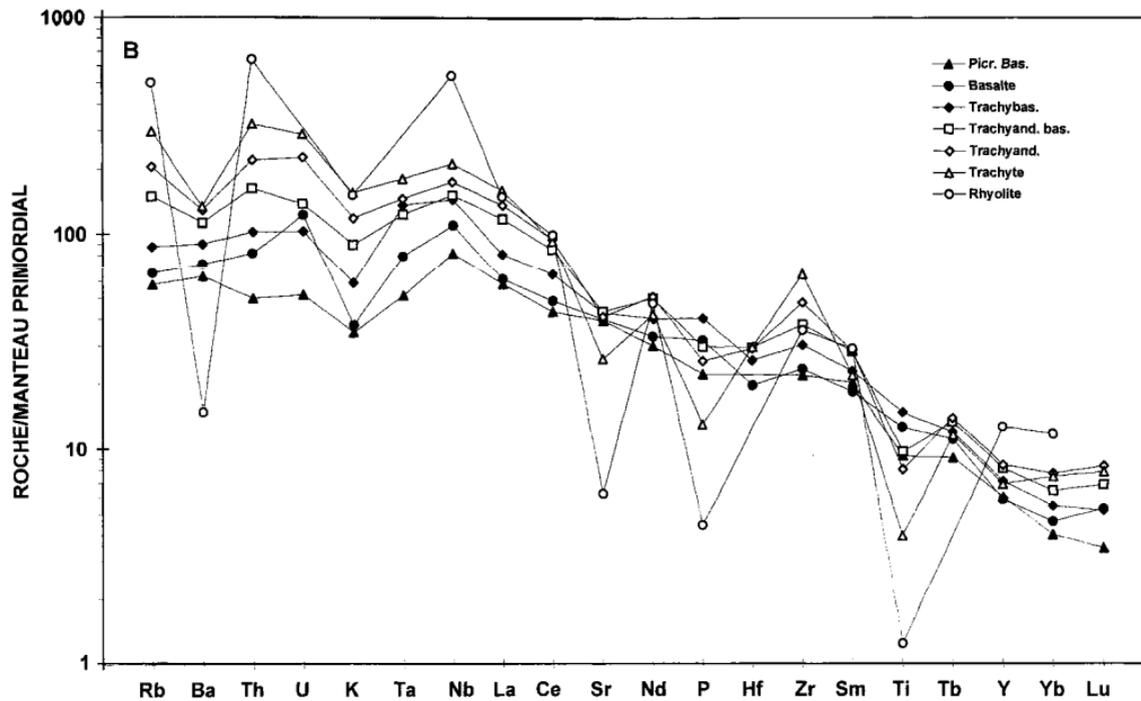


Fig. 17B - Spectres de normalisation multi-élémentaires (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) moyens (d'après tabl. 3) pour les laves des séries sous-saturées (A) et sursaturées (B) du Cantal.
 Comparaison des spectres moyens des différentes laves basiques (C)

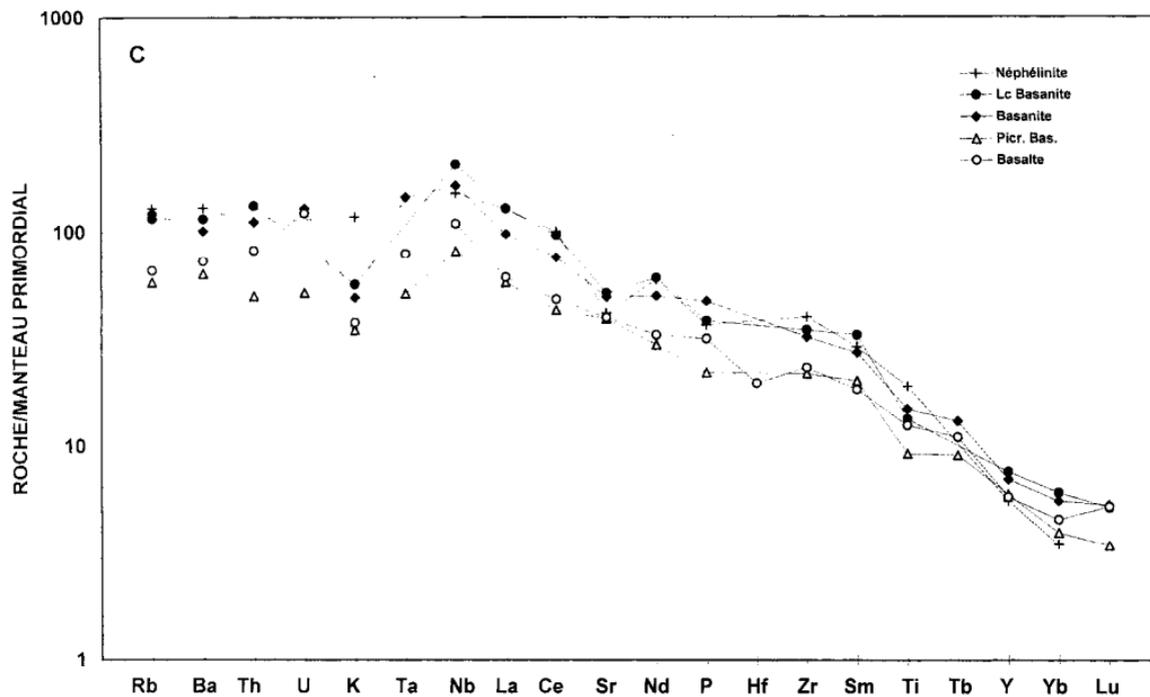


Fig. 17C - Spectres de normalisation multi-élémentaires (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) moyens (d'après tabl. 3) pour les laves des séries sous-saturées (A) et sursaturées (B) du Cantal.
 Comparaison des spectres moyens des différentes laves basiques (C)

réservoir mantellique initial, vierge de toute différenciation (extraction de la croûte continentale en particulier).

Le trait commun le plus évident de tous les spectres est un net enrichissement en éléments fortement incompatibles (de Rb à Ce) relativement aux éléments moins incompatibles (de Sm à Lu), connu de longue date dans les laves alcalines (Gast, 1968). Un autre trait commun aux spectres des laves basiques alcalines (ex. : Sun et MacDonough, 1989) est la forme « en cloche », qui traduit un enrichissement sélectif en Nb et Ta. Ce trait disparaît dans les différenciés sursaturés (trachyandésite, trachyte, rhyolite) et les phonolites, du fait d'une augmentation des rapports Rb/Nb(ou Ta), Th/Nb(ou Ta) et U/Nb(ou Ta).

Un caractère plus spécifique aux laves du Cantal est une anomalie négative assez systématique en K. Ce trait semble contradictoire avec l'affinité plutôt potassique du volcanisme cantalien ; en fait, ceci montre que si les magmas cantaliens sont particulièrement riches en K, ils le sont « encore plus » en Rb, Th, Nb, Ta ou Terres Rares légères. On notera que seules les néphélinites sont dépourvues d'une anomalie négative en K.

Si on ne considère que les laves basiques (fig. 17C), les différences principales résident dans un niveau moyen de teneurs en éléments incompatibles plus élevés dans les roches les plus sous-saturées (néphélinites, basanites) et un fractionnement plus marqué des spectres entre La et Lu. En première approximation, de telles différences satisfont un processus de fusion partielle à taux variable, d'un réservoir mantellique unique, avec décroissance du taux corrélatif de la sous-saturation (Gast, 1968 ; Chauvel, 1982).

Les laves les plus évoluées (phonolite, rhyolite et, *pro-parte*, trachytes) présentent des spectres souvent très différents de ceux des laves basiques. On note des anomalies négatives en Ba, Sr, P, Ti qui traduisent un fractionnement des feldspaths et une faible solubilité de l'apatite et des oxydes ferrotitanés. Dans les phonolites, un « creusement » du spectre au niveau des Terres Rares intermédiaires traduit le fractionnement du sphène (Downes, 1983 ; Villemant, 1985).

POURQUOI UNE TELLE ABONDANCE DE LAVES INTERMÉDIAIRES ?

La question posée peut se décomposer en deux :

- par quels mécanismes les magmas ont-ils évolué et quel mécanisme a été déterminant dans la production des magmas intermédiaires ? ;
- pourquoi ce mécanisme a-t-il pris une telle importance dans le cas du Cantal ?

Pour tenter de répondre à ces questions, nous examinerons successivement le rôle possible des différents mécanismes de différenciation dans la diversité des laves du Cantal.

Existence de deux « lignées de différenciation » et rôle de la cristallisation fractionnée

La diversité du volcanisme du Cantal est classiquement interprétée comme la conséquence de la coexistence de deux séries magmatiques (Vatin-Pérignon, 1966) : une série sous-saturée, évoluant des Ne-basaltes et Ne-basanites vers les phonolites, et une série sursaturée, évoluant des basaltes aux rhyolites, *via* les trachybasaltes et trachyandésites. À ces deux séries, s'ajoute le groupe marginal des néphélinites, d'affinité fortement alcaline et dont la différenciation est restée très limitée.

Dans l'hypothèse d'une évolution de ces séries par cristallisation fractionnée, la production d'une suite de laves intermédiaires à acides sous-saturées apparaît comme une conséquence normale de la précipitation d'un assemblage minéralogique essentiellement anhydre (olivine, pyroxènes, plagioclase) à partir d'un magma basaltique sous-saturé (basanite ou Ne-basalte). À l'inverse, l'apparition puis l'augmentation de la teneur en quartz normatif implique le fractionnement d'un assemblage plus sous-saturé que le magma dans lequel il cristallise. Deux types de minéraux, effectivement présents dans la séquence de cristallisation, satisfont cette exigence : l'amphibole et les oxydes (Maury et Varet, 1980). Dans le premier cas, le facteur favorisant est la pression d'eau ; dans le second cas, c'est la fugacité d'oxygène (ces deux facteurs étant liés). Si la fugacité d'oxygène augmente avec la différenciation, une fraction toujours plus importante du fer est présente à l'état oxydé (Fe^{3+}), favorisant l'apparition d'oxydes de fer au détriment des silicates.

On pourrait penser que l'existence de deux séries, l'une sous-saturée et l'autre sursaturée, traduit l'évolution de deux magmas primaires d'états de sous-saturation distincts : l'un, nettement sous-saturé donnant des différenciés sous-saturés, et l'autre, moins sous-saturé donnant des différenciés sursaturés par cristallisation fractionnée d'amphibole et oxydes. En fait, l'examen des compositions normatives (fig. 15) montre qu'aucune séparation claire n'existe au sein des laves basiques qui puisse justifier la définition de deux groupes. En effet, une évolution continue apparaît, qui mène depuis des néphélinites et Lc-basanite à plus de 30 % de Ne + Lc normatives, vers des basaltes saturés.

Cette absence de dualisme de la composition des magmas basiques est confirmée par les éléments traces fortement incompatibles. On sait,

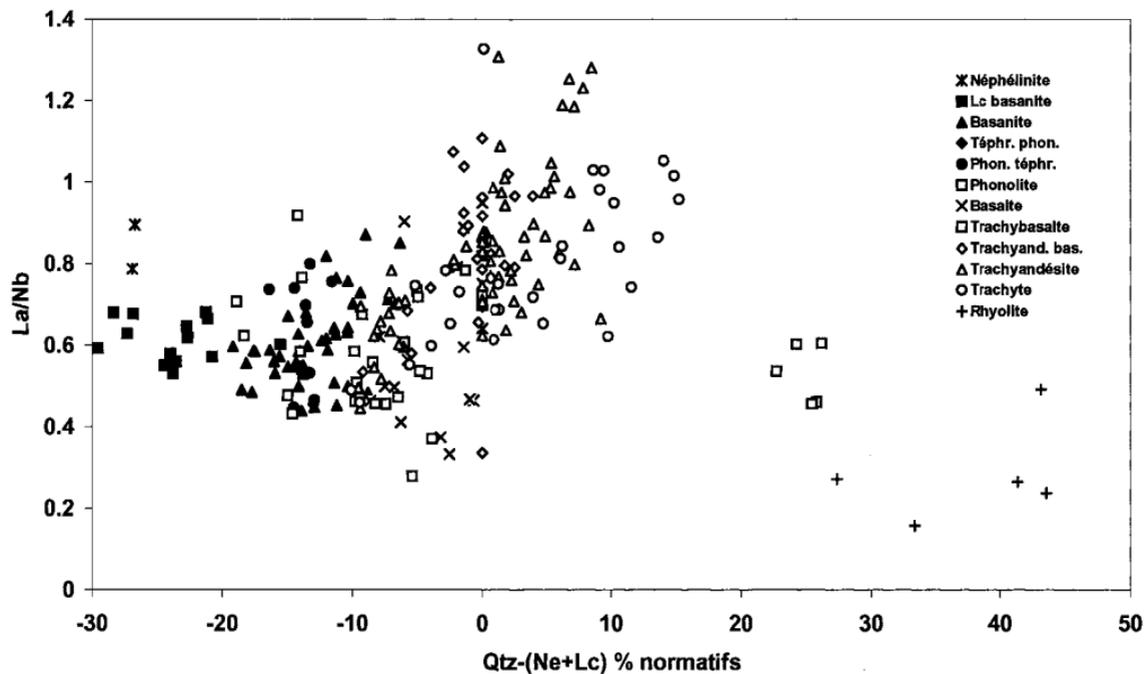


Fig. 18 - Diagramme Qtz-(Ne+Lc) vs. La/Nb pour les laves du volcan cantalien

effectivement, que de tels éléments gardent des rapports constants lors de la différenciation des magmas basaltiques (Treuil *et al.*, 1979). Un magma basique donné se trouve donc caractérisé par un rapport d'éléments incompatibles donné (ex. : La/Nb). Comme l'illustre le diagramme Qtz - (Ne + Lc vs. La/Nb (fig. 18), une très forte hétérogénéité de ce rapport existe dans les laves du Cantal, avec, en particulier, une augmentation très sensible dans les différenciés sursaturés - sur laquelle nous reviendrons. Si on ne considère que les laves basiques sous-saturées (basanites, basaltes), le rapport La/Nb varie d'environ 0,3 à 1. De façon caractéristique, cette variabilité est indépendante du taux de sous-saturation ; elle est légèrement plus importante dans les basaltes (~ 0,3-1) que dans les basanites (~ 0,4-0,9), avec un large recouvrement entre les deux gammes. Si l'évolution du Cantal se réduisait à l'évolution de deux magmas basiques de degrés de sous-saturation différents, alors chacun de ces magmas, outre son degré de sous-saturation, serait caractérisé par un rapport La/Nb donné. Il en est tout à fait différemment, puisque des laves basiques de degrés de sous-saturation très différents peuvent avoir les mêmes rapports La/Nb, mais, qu'inversement, des laves basiques de degrés de sous-saturation identiques peuvent avoir des rapports La/Nb très différents.

Les observations précédentes montrent que l'évolution pétrologique du volcan cantalien ne se résout pas à la différenciation de deux magmas primaires plus ou moins sous-saturés, mais qu'elle met en jeu une large gamme de magmas basaltiques de taux de saturation et de signatures géochimiques (rapport La/Nb par exemple) différents. Ceci n'exclut pas que la cristallisation fractionnée ait pu être le mécanisme dominant d'évolution des magmas. Dans cette hypothèse, la grande variabilité de la composition normative observée pour chaque type de lave peut suggérer que le mécanisme responsable de la sursaturation ait opéré avec plus ou moins d'intensité. Si ce mécanisme est le fractionnement d'amphibole (Maury et Varet, 1980), alors ceci implique que le pourcentage d'amphibole cristallisé préalablement à la production d'un type donné était variable, ce qui peut suggérer que les magmas basiques aient évolué sous des PH_2O variables.

Rôle de la contamination crustale

La contamination par la croûte continentale, que ce soit par mélange entre un magma mantellique basique et un magma crustal acide, ou par assimilation progressive de l'encaissant crustal par le magma en cours de différenciation, est un mécanisme invoqué de longue date pour rendre compte de la genèse des laves sursaturées des volcans centraux du Massif central (voir références dans R.-C. Maury et J. Varet, 1980). Depuis la fin des années 70, différentes études isotopiques ont confirmé cette hypothèse et permis de quantifier le processus. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés, mesurés

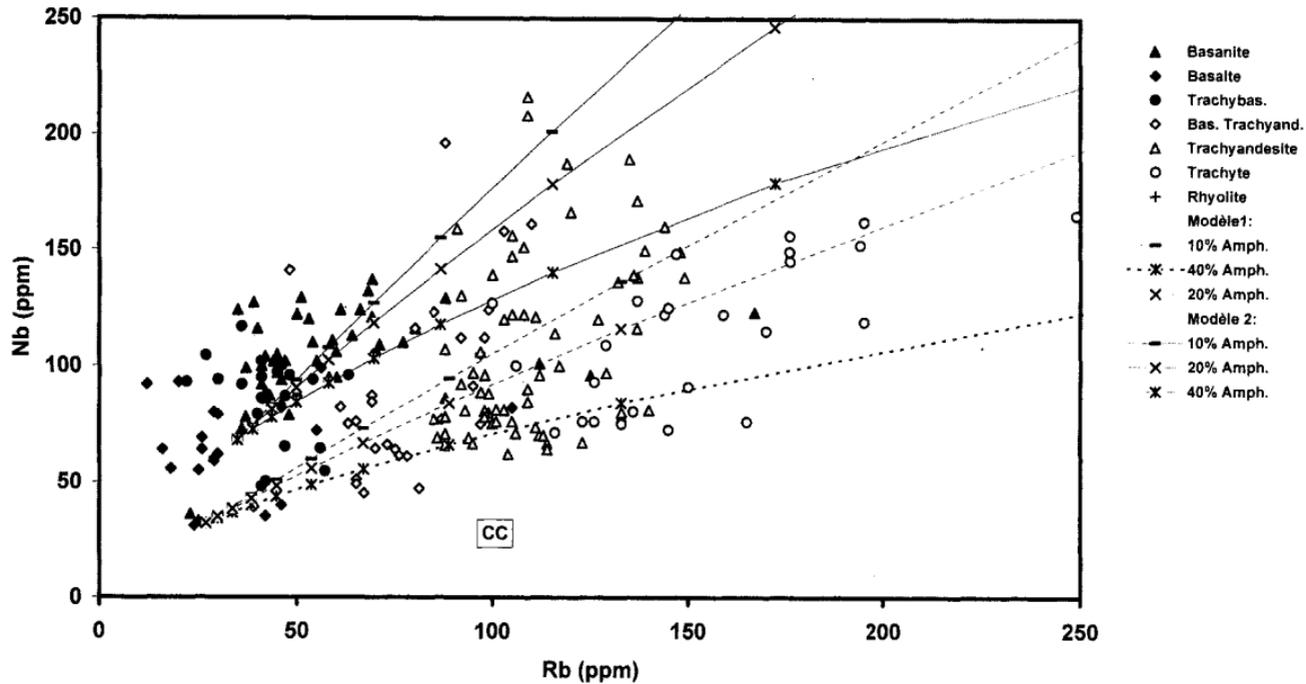


Fig. 19 - Diagrammes Rb vs. Nb pour les laves du volcan cantalien et modélisation d'un processus de cristallisation fractionnée

par A. Stettler et C.-J. Allègre (1979) dans des laves basiques à acides (rhyolites) du Cantal, sont considérés par ces auteurs comme la preuve du « rôle essentiel » de la contamination crustale dans l'évolution magmatique. Les auteurs notent toutefois que, pour chaque type pétrographique, existent des laves contaminées et non contaminées, ce qui témoigne de l'existence de deux séries de différenciation : l'une « pratiquement non contaminée » et l'autre « sérieusement contaminée ». Une origine particulière (crustale) est envisagée pour les rhyolites, cependant, le réservoir source n'est pas déterminé avec précision. Ultérieurement, R.-C. Maury et J. Varet, (1980) notent que les rhyolites analysées par A. Stettler et C.-J. Allègre (1979) étaient très altérées, et qu'en conséquence, la signature crustale du strontium n'aurait pas de signification magmatologique.

Les travaux plus récents de H. Downes (1983 ; 1987) et A. Colomb et S. Pilet (1996), qui incluent un dosage des isotopes de Sr, Nd \pm Pb, confirment néanmoins les résultats de A. Stettler et C.-J. Allègre (1979). Depuis les laves basiques vers les laves intermédiaires à acides sursaturées, les auteurs notent une évolution vers des compositions isotopiques toujours plus crustales, cohérente avec un processus de contamination. Un taux maximum de contamination de 30 % est déterminé par H. Downes (1983), qui identifie le contaminant comme un métasédiment granulitique « non appauvri » présent dans la croûte inférieure.

C. Legendre (1999) réexamine ce problème sur les laves de l'Élancèze. D'après une modélisation basée sur les éléments traces, l'auteur conclut à une contamination par un « composant de la croûte continentale supérieure ». Notons que cette conclusion ne contredit pas nécessairement celles de H. Downes (1983) puisque, du point de vue « élémentaire », un métasédiment granulitique « non appauvri » peut être supposé identique à un sédiment supracrustal.

Le modèle de contamination a été testé sur l'ensemble des analyses compilées dans la base de données géochimiques du projet Cantal et les résultats obtenus apparaissent cohérents avec l'hypothèse d'une assimilation de croûte continentale supérieure. Comme l'illustrent les diagrammes Rb vs.

Nb (fig. 19) et Rb/Nb vs. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (fig. 20), une variation systématique des rapports d'éléments incompatibles est ainsi observée depuis les laves mafiques (Rb/Nb = 0,25-1) vers les différenciés sous-saturés (Rb/Nb = 0,5-2) ; cette évolution amène vers des compositions « enrichies » en Rb et ^{87}Sr , toujours plus proches de la croûte continentale supérieure (Rb/Nb = 4, [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$] élevé, Taylor et MacLennan, 1985). De même, le rapport Rb/Nb, comme d'autres rapports élémentaires ou isotopiques sensibles au processus de contamination, augmente corrélativement du degré de saturation/sursaturation (fig. 21). Notons finalement qu'une modélisation quantitative, non reproduite ici, nous a permis d'estimer à respectivement 25 %, 35 %

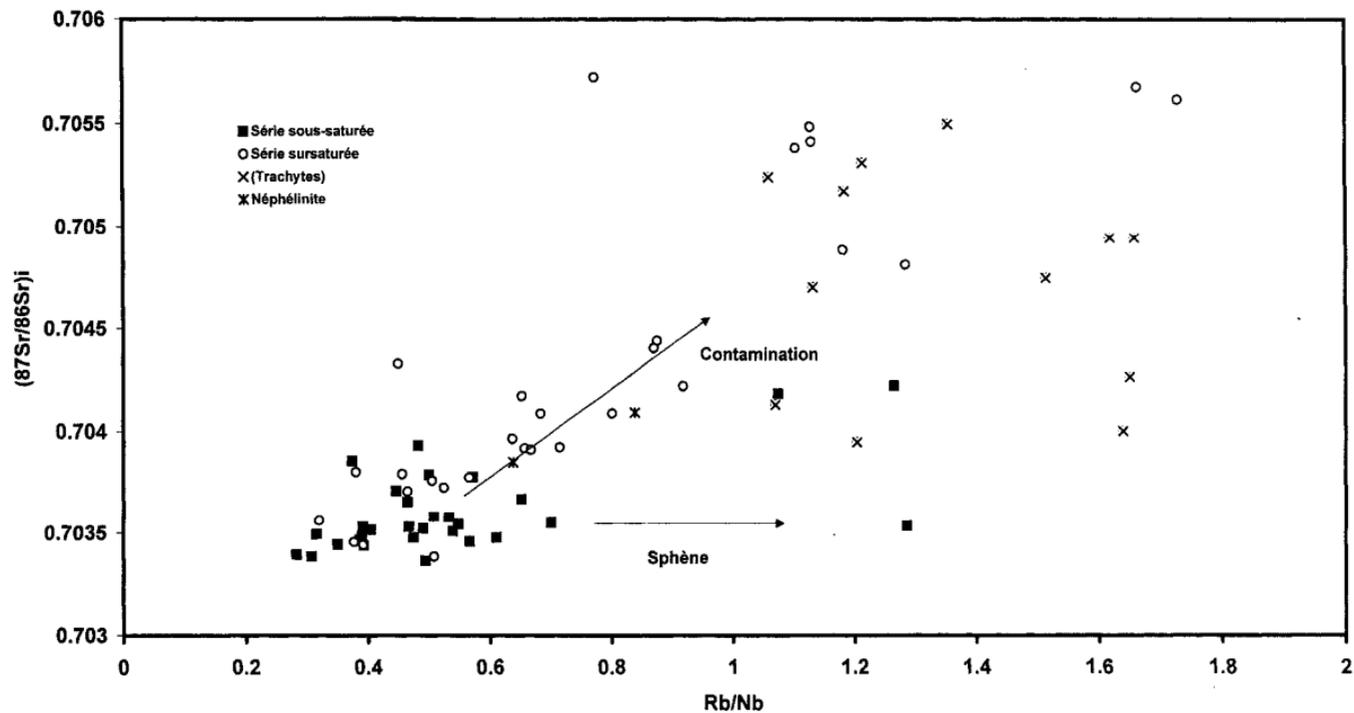


Fig. 20 - Diagramme Rb/Nb vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ pour les laves du volcan cantalien

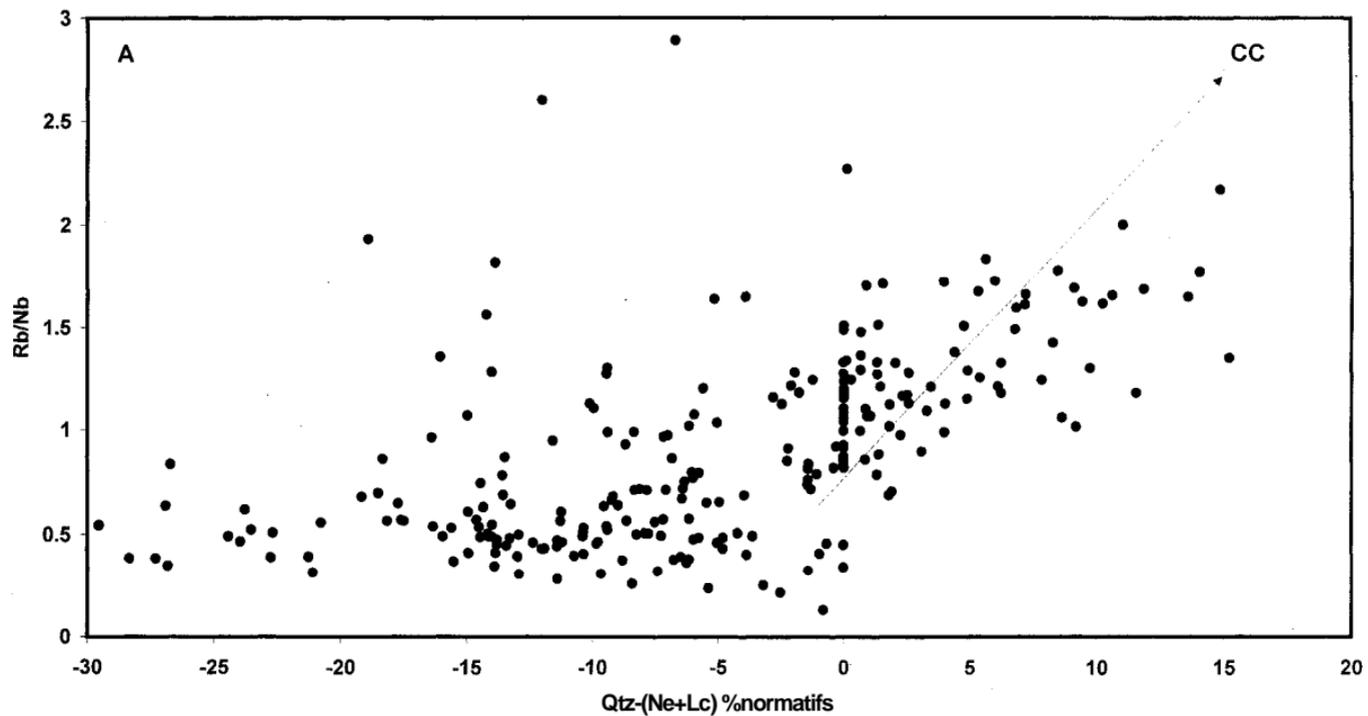


Fig. 21 - Évolution du rapport Rb/Nb en fonction de l'état de sous-saturation/sursaturation en silice (paramètre $Qtz+(Ne+Lc)$), dans les laves du volcan cantalien

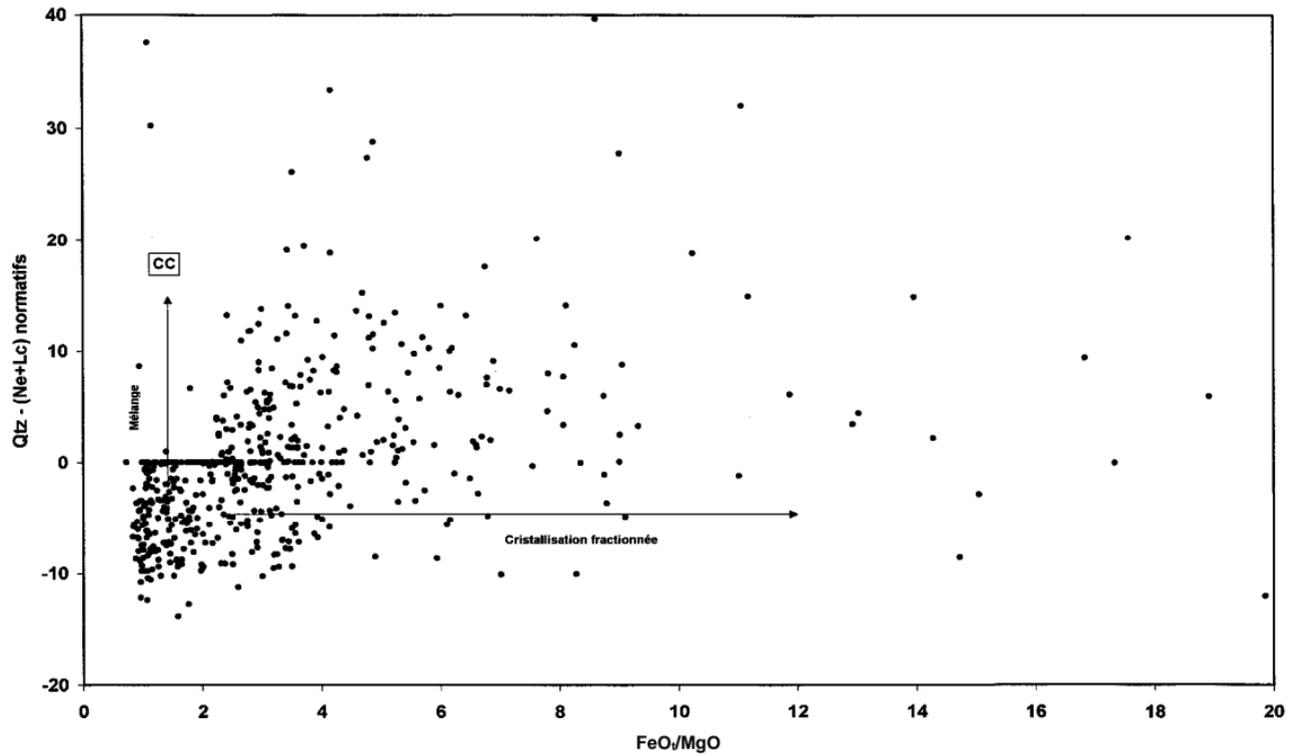


Fig. 22 - Diagramme FeO/MgO vs. Qtz-(Ne+Lc) pour les laves de la série saturée du volcan cantalien

et 45 % les taux de contamination dans les trachyandésites basaltiques, trachyandésites et trachytes (Thiéblemont et *al.*, en préparation), ce qui tend à confirmer l'hypothèse d'une assimilation poussée envisagée par H. Downes (1983).

En accord avec les données isotopiques, les éléments traces suggèrent que l'assimilation de « croûte continentale supérieure », par les magmas cantaliens, était un élément clé de l'évolution des magmas basiques vers des différenciés sursaturés, le taux d'assimilation ayant pu atteindre 30 % ou plus, néanmoins, il est clair que la contamination ne se résout pas à un mélange entre un magma basique alcalin et un magma acide crustal, mais que cristallisation fractionnée et contamination ont opéré « de concert » (Stettler et Allègre, 1979 ; Downes, 1983).

Mécanisme de contamination

Une assimilation progressive de croûte concomitante d'une cristallisation fractionnée dans des chambres « méso-crustales » (profondeur ~ 10 à 15 km) (modèle « AFC » de De Paolo, 1981) a été retenue par H. Downes (1983) comme le modèle le plus probable pour l'évolution de la série sursaturée. Un tel mécanisme implique que les laves soient d'autant plus contaminées qu'elles sont différenciées (par cristallisation fractionnée). Pour le tester, il convient donc d'opposer deux paramètres : l'un sensible à la contamination et l'autre sensible à la cristallisation fractionnée. De nombreux paramètres sont essentiellement sensibles à la contamination : rapport isotopique (ex. : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), rapport d'éléments incompatibles (ex. : Rb/Nb) ou taux de sursaturation en silice (Qtz-[Ne+Lc]). Inversement, peu d'indices de différenciation sont indifférents à la contamination. Le plus évident est sans doute le rapport FeO_t/MgO , dont la valeur est peu différente dans les basaltes cantaliens (~ 0,8-2) et la croûte continentale (= 2) (Taylor et MacLennan, 1981) (fig. 22). À l'inverse, ce rapport évolue rapidement par cristallisation fractionnée du fait du fractionnement de minéraux riches en MgO (olivine, pyroxène).

Le report de l'indice de saturation/sursaturation en fonction de FeO_t/MgO (fig. 22) montre que toutes les laves à quartz normatif ont des rapports FeO_t/MgO supérieurs à la valeur crustale. On doit donc conclure que ces laves ont subi une certaine différenciation par cristallisation fractionnée avant ou pendant la contamination. Néanmoins, il n'existe pas de corrélation simple entre le taux de quartz normatif et le rapport FeO_t/MgO qui pourrait suggérer que le mécanisme de contamination soit d'autant plus poussé que les magmas sont différenciés. On retiendra néanmoins que seules des laves « différenciées » (c'est-à-dire à rapport FeO_t/MgO élevé) semblent contaminées, ce qui suggère qu'un certain temps de résidence des magmas dans la croûte soit nécessaire pour que le processus de contamination opère.

L'hypothèse de contamination « globale » des magmas basiques par la croûte continentale implique une élévation importante de la température (800 °C ou plus) et un transfert très efficace de la chaleur du manteau vers la croûte. Ces points seront examinés plus loin.

POURQUOI LE MANTEAU FONDAIT-IL AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR SOUS LE CANTAL ?

L'essentiel de l'activité volcanique terrestre est associé aux dorsales océaniques et aux zones de subduction, c'est-à-dire aux limites de plaques, convergentes et divergentes. Une part non négligeable du magmatisme terrestre apparaît cependant en position intraplaque aussi bien en domaine océanique que continental. Le Cantal fournit un exemple particulièrement intéressant d'un tel volcanisme dont les causes restent largement débattues.

Certains volcans intraplaques, continentaux ou océaniques, comme les édifices de l'archipel de Hawaï, sont classiquement attribués à la remontée de panaches mantelliques d'origine asthénosphérique, dont les points chauds sont l'expression de surface. La migration des plaques océaniques au-dessus de ces panaches induirait l'organisation en chaînes classiquement observée pour le volcanisme intraplaque océanique : les volcans actuels se situant à l'aplomb du panache, et les plus anciens en étant les plus éloignés. La fusion partielle dans ces panaches est liée à la décompression, et produit des magmas allant des tholéïtes aux basaltes alcalins, voire aux néphélinites, en fonction du degré et des conditions de fusion partielle, ainsi que de la nature de la source. Néanmoins, le modèle de point chaud ne s'applique pas facilement à toutes les provinces alcalines. Fréquemment, le volcanisme alcalin est associé à des zones en extension (rifts, grabens) (Rift est-africain, Graben du Rhin, Basin and Range aux USA). Dans ce cas, la question du rôle éventuel de l'amincissement lithosphérique dans la remontée asthénosphérique se pose. Plus largement, le problème est celui de l'alternative « rifting » passif- « rifting » actif : le « rifting » est-il une conséquence de l'ascension d'un panache à l'aplomb d'un point chaud ?, ou bien l'extension induit-elle la remontée passive puis la fusion du manteau ?

Contraintes géophysiques

Les premiers travaux de sismique réfraction (Perrier et Ruegg, 1973) ont montré l'existence d'une croûte anormalement amincie, avec un Moho situé à une profondeur de 24 km, associée au graben de la Limagne. Cette croûte amincie est limitée à l'Est du Sillon houiller et surmonte une zone anormale avec des vitesses d'ondes P de 7,4 km/s. F. Lucazeau et *al.* (1984) ont suggéré que cette signature géophysique puisse être liée à d'importants

volumes de magmas basaltiques piégés sous la croûte. Un profil sismique (Novak, 1993) NW-SE, d'une longueur de 230 km, à travers le Cézallier, le Devès et le Velay, a mis en évidence l'existence d'un Moho plan à une profondeur de 29-30 km et d'un réflecteur intracrustal à 17-18 km de profondeur. A. Souriau (1976, 1981) fut le premier à montrer, à l'aide des ondes de surface, l'existence d'une zone à faible vitesse entre 70 et 240 km de profondeur dans une zone englobant les provinces volcaniques. Il a relié cette atténuation à une anomalie thermique et à une zone partiellement fondue.

Le Massif central est caractérisé par une importante anomalie de Bouguer négative, avec une amplitude d'environ -70 mgal. G. Perrier et J.-C. Ruegg (1973) ont interprété cette anomalie comme étant liée à la présence d'un corps de faible densité à 50 km de profondeur avec un contraste de densité de 30 kg/m^3 .

La distribution du flux de chaleur sous le Massif central est bien connue par différentes études (Lucazeau et Vasseur, 1981 ; Lucazeau et *al*, 1981 ; Lucazeau et Bayer, 1982 ; Vasseur et Lucazeau, 1982 ; Vasseur, 1982). Ainsi, des valeurs anormales de 105 mWm^2 ont été mesurées. En soustrayant la contribution crustale à ce flux de chaleur, F. Lucazeau et *al*. (1984) ont montré que la contribution mantellique à ce flux de chaleur était de 35 mWm^2 sur les bords de l'anomalie thermique, et de $60\text{-}70 \text{ mWm}^2$ sous l'axe du « rift ». Cette zone est corrélée avec les types texturaux des enclaves de péridotite mis en évidence par P. Coisy (1977) et P. Coisy et A. Nicolas (1978) (*cf. infra*).

Enfin, P. Coisy (1977) et P. Coisy et A. Nicolas (1978) ont montré, par l'étude de la texture des enclaves de péridotites remontées par les volcans du Massif central, que les plus déformées se rencontrent précisément à la limite de la zone de remontée de l'asthénosphère et dans des formations volcaniques d'âge inférieur à 4 Ma. Ils en ont déduit un modèle de remontée diapirique du manteau sous le Massif central. Cette remontée serait récente (moins de 5 Ma) et coïnciderait avec le paroxysme de l'activité volcanique. La zone de déformation maximale est localisée entre le Nord du Cantal et le Sud de la Chaîne des Puys.

Cependant, la taille de ce diapir est débattue : il pourrait s'agir d'un large diapir asthénosphérique ou d'un ensemble de petits diapirs individuels (Nicolas et *al.*, 1987) remontant à 35-45 km sous la surface. Une étude de tomographie sismique (Granet et *al*, 1995) a permis de préciser ces modèles. Avec un maillage de 15 km, ce réseau a enregistré les séismes naturels lointains dont les ondes ont permis d'éclairer les structures entre 20 et 270 km de profondeur. Ces travaux ont confirmé l'existence d'une zone à faible vitesse dans le manteau supérieur ainsi que l'existence d'une remontée mantellique. Dans la croûte, les zones à faible vitesse sont remarquablement

corrélées avec les complexes volcaniques et sont considérées comme étant les signatures thermiques reliques de chambres magmatiques ou de dykes associés à l'activité volcanique. Deux zones à faibles vitesses ont été localisées entre la surface et une profondeur de 200 km : l'une touche la surface dans la zone du Cantal - Mont Dore ; la seconde, sous le Devès, est bloquée dans la croûte. Il s'agit de signatures interprétées comme des zones de remontée de magma le long d'importantes fractures lithosphériques hercyniennes réactivées à l'Oligocène. La faible perturbation des vitesses sismiques dans ces deux zones, couplée aux données gravimétriques, indiquent la quasi-absence de liquides magmatiques dans ces chenaux, ce qui semble traduire l'absence de diapirs actifs dans la période actuelle.

Le modèle tomographique (Granet et *al.*, 1995), associé aux données pétrologiques et isotopiques, suggère une remontée de la base de la lithosphère vers 70-80 km de profondeur. La zone à vitesse anormale à plus de 100 km de profondeur est interprétée comme le toit d'une structure de type « mantle plume » (panache mantellique). C'est ce « mantle plume » qui d'après M. Granet et *al.* (1995) est vraisemblablement le moteur du volcanisme dans cette région depuis le Miocène. Cependant, le modèle ne descend qu'à 270 km, et le panache mantellique est donc difficile à démontrer.

En opposition avec le modèle de point chaud, certains auteurs considèrent la fusion du manteau sous le Massif central comme le résultat d'un « lifting » passif. À l'appui de ce modèle, O. Merle et *al.* (1998), O. Merle et L. Michon (2001), L. Michon et O. Merle (2001) notent que le volcanisme du Cantal, des monts Dore et du Velay, se produit plusieurs dizaines de millions d'années après l'extension oligocène et la formation des bassins sédimentaires. Cette observation, couplée à l'absence de signature pétrologique de point chaud (Berger, 1998), conduit O. Merle et L. Michon (2001) à considérer l'extension et la formation des bassins sédimentaires comme la conséquence du déplacement de matériel asthénosphérique pendant la formation de la racine lithosphérique des Alpes.

Les données géochimiques peuvent-elles permettre de départager les modèles ?

Contraintes géochimiques

Un des éléments clés de l'argumentaire géochimique en faveur du modèle de point chaud (« hot spot ») est l'observation de signatures supposées caractéristiques du manteau profond (asthénosphérique) le long des chaînes de volcans océaniques (ex. : Hawaii).

Depuis les travaux de P.W. Gast (1968), le net enrichissement en Terres Rares légères, et le fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes des laves alcalines, sont considérés comme les deux éléments clés de telles signatures. Le fractionnement entre Terres Rares lourdes implique une stabilité du grenat dans la source et, par-là, une fusion à pression relativement élevée. À l'inverse, les tholéiites abyssales, qui s'épanchent à l'axe des rides médio-océaniques, montrent des spectres non fractionnés en Terres Rares lourdes et appauvris en Terres Rares légères (Gast, 1968). Ces basaltes seraient issus de la fusion partielle à basse pression d'un manteau supérieur appauvri, tandis que les laves alcalines seraient issues de la fusion partielle à haute pression du manteau inférieur. Ces conclusions seraient cohérentes avec les résultats expérimentaux qui montrent que les basaltes alcalins sont produits par fusion partielle à plus haute pression et plus faible taux que les tholéiites. Notons toutefois que ces travaux expérimentaux négligent généralement l'effet d'une éventuelle hétérogénéité de la composition chimique du manteau.

Une fois qu'il est admis que les traits géochimiques des chaînes océaniques, telle Hawaii, sont caractéristiques du manteau inférieur, et qu'un tel volcanisme est induit par l'existence de panaches mantelliques, il est classique de considérer ces traits géochimiques comme la signature d'une dynamique de panache. Considérant qu'il n'existe pas de différence fondamentale entre les caractéristiques géochimiques des laves alcalines en domaine océanique et continental (Allègre et *al*, 1981), un tel raisonnement conduit à attribuer tout le volcanisme alcalin terrestre à la remontée de panaches, quand bien même l'organisation en chaînes n'est pas vérifiée. De fait, au-delà d'une possible origine « profonde » des magmas alcalins, la géochimie n'apporte aucune contrainte définitive sur les causes du magmatisme intraplaque et les hypothèses de rifting « actif » ou « passif » semblent tout autant acceptables pour peu que les processus envisagés induisent la fusion d'un manteau profond.

Hétérogénéité de la source mantellique

La plupart des études géochimiques menées sur le volcanisme du Cantal aboutissent à l'hypothèse d'une origine des magmas basaltiques et basanitiques à partir d'un manteau lherzolitique homogène, et à une variabilité de l'alcalinité induite par une variation du taux de fusion partielle dans les conditions de stabilité du grenat (Chauvel, 1982 ; Downes, 1983). Ce taux serait décroissant des basaltes vers les basanites. Selon M. Wilson et H. Downes (1991), la production des magmas mafiques, riches en potassium (néphélines), traduirait la présence de phlogopite dans la source mantellique.

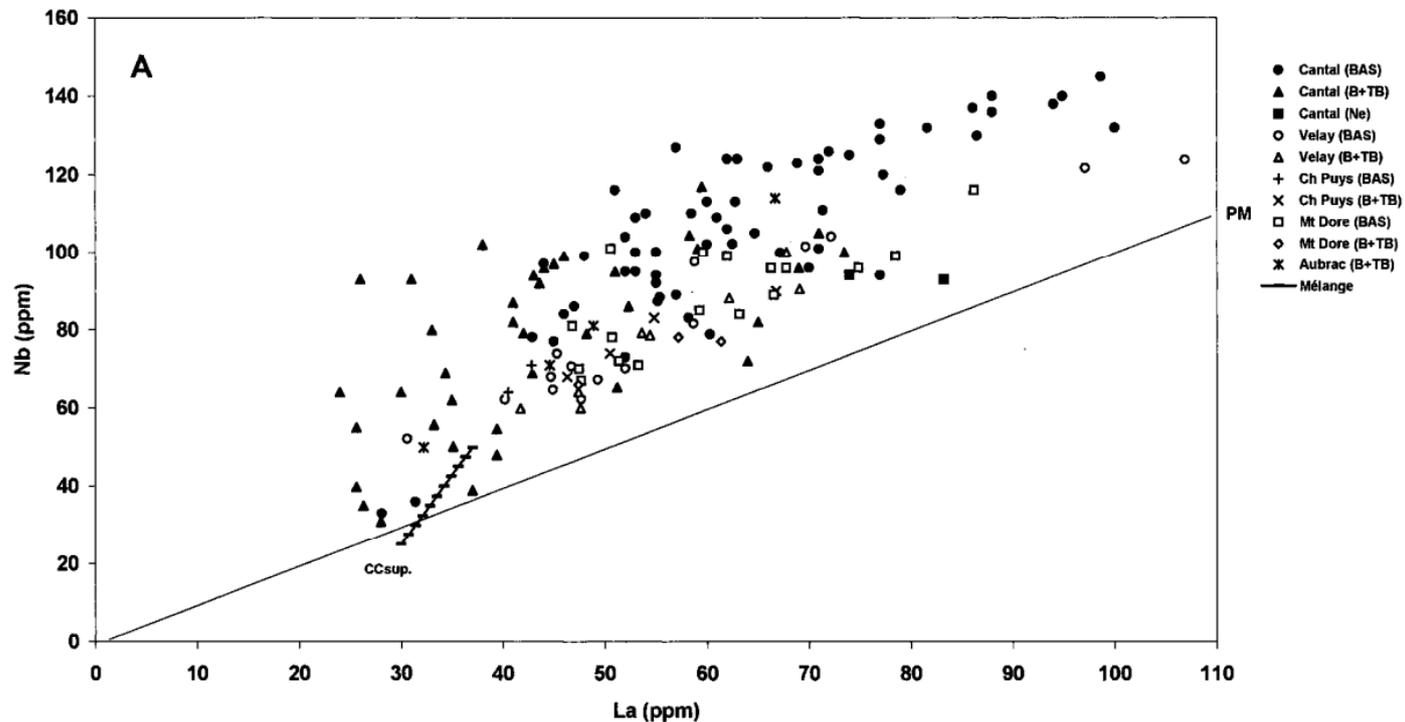


Fig. 23A - Comparaison entre les laves basiques du volcan cantalien et celles de différentes provinces volcaniques du Massif central dans les diagrammes La vs. Nb (A) et La vs.Th (B)

En fait, les données isotopiques (Sr, Nd, Pb) révèlent une certaine hétérogénéité de la source mantellique (Downes, 1983 ; Collomb et Pilet, 1996 ; Wilson et Downes, 1991), variabilité qui ne serait que de « détail » puisqu'elle ne remet pas en cause le modèle de point chaud qui reste le plus communément admis dans la communauté géochimique (Wilson et Downes, 1991 ; 1992).

Ce problème a été réévalué d'après les éléments incompatibles, éléments dont les rapports peuvent constituer des marqueurs sensibles des hétérogénéités de source (Treuil et *al.*, 1979). Si l'on ne considère que les laves les plus basiques de l'édifice cantalien (basaltes *s. l.*), une forte variabilité des teneurs et rapports d'éléments incompatibles apparaît (fig. 23 A-B). Cette variabilité est ainsi de plus de 1 à 4 pour La (~ 25-100 ppm), Nb (~ 30-140 ppm) ou Th (~ 3-13 ppm), et du même ordre pour les rapports La/Th (~ 3-8) ou La/Nb (~ 0,25-1), ces derniers restant, néanmoins, dans la gamme commune des séries alcalines (Briqueu et *al.*, 1984).

Une comparaison entre les résultats analytiques obtenus dans différents laboratoires et par différentes méthodes (université de Leeds [Downes, 1983], université de Rennes [Chauvel, 1982], BRGM [analyses non publiées] et université de Lausanne [Legendre, 1999 ; Collomb et Pilet, 1986]) montre que la variabilité précédente n'est pas liée à une incertitude analytique. En particulier, on note une très bonne cohérence des dosages de La et Th et du rapport La/Th dans les différents laboratoires. Seule une légère dérive systématique sur Nb pourrait suggérer un sous-dosage de cet élément dans le laboratoire de l'université de Lausanne.

Alternativement la variabilité des teneurs et rapports d'éléments incompatibles pourrait être induite par la contamination crustale. Un rapide calcul montre que si la variabilité du rapport La/Th était due à un tel processus, des taux de contamination de près de 50 % devraient être envisagés (fig. 23B), ce qui est clairement incompatible avec le caractère strictement basaltique ($\text{SiO}_2 < 52\%$) des laves considérées.

On peut donc conclure que la variabilité des rapports entre éléments fortement incompatibles dans les laves basiques cantaliennes est bien une image de la variabilité géochimique de ces laves et qu'elle n'est pas induite par un processus de contamination crustale. Deux processus peuvent dès lors être envisagés :

- 1) une variation du taux de fusion partielle ;
- 2) une hétérogénéité de la source mantellique.

Comme l'illustre le diagramme La vs. Ni (fig. 24), la forte variabilité des teneurs en La peut effectivement s'expliquer par un processus de fusion

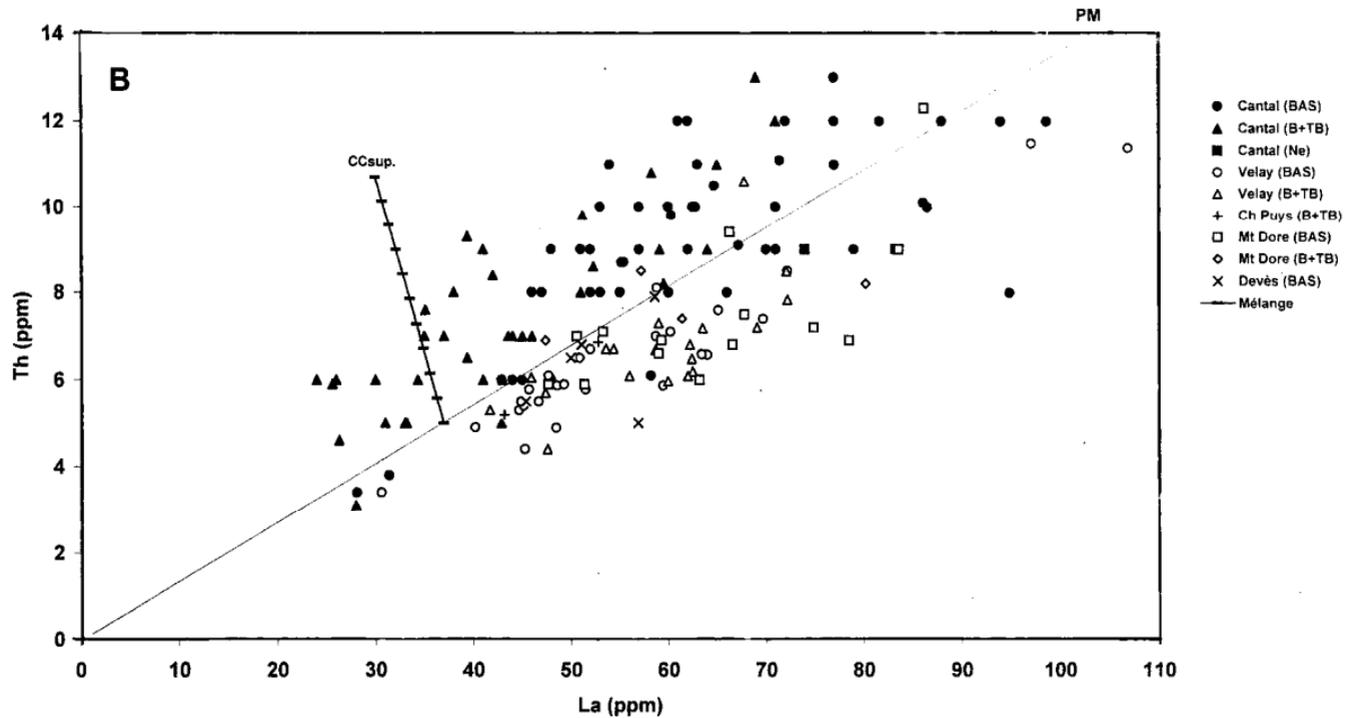


Fig. 23B - Comparaison entre les laves basiques du volcan cantalien et celles de différentes provinces volcaniques du Massif central dans les diagrammes La vs. Nb (A) et La vs. Th (B)

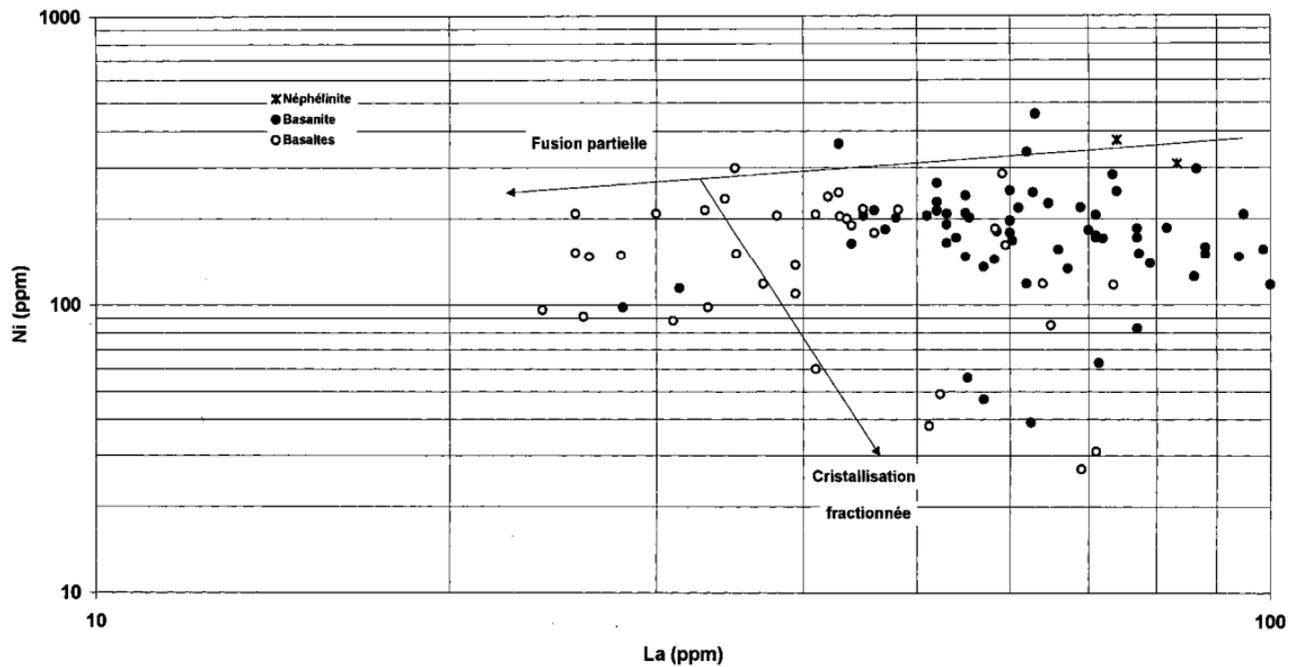


Fig. 24 - Diagramme La vs. Ni pour les laves basiques du volcan cantalien avec représentation schématique des processus de cristallisation fractionnée et fusion partielle

partielle, mais elle requiert une variation de l'ordre de 1 à 4 du taux de fusion. En d'autres termes, si le taux était de 10 % pour les basaltes, alors il n'était que de 2,5 % pour les basanites et néphélinites les plus riches en La.

Plus vraisemblablement, la variabilité des rapports et teneurs d'éléments incompatibles serait principalement liée à une hétérogénéité de leur source mantellique (Treuil et *al.*, 1979), et cette hypothèse est cohérente avec le fait qu'aucune corrélation n'existe entre les teneurs et rapports d'éléments incompatibles (pour une teneur donnée, les rapports peuvent être très variables) (fig. 23A-B). En fait, cette observation suggère que chaque région source, caractérisée par ses valeurs propres de rapports d'éléments, ait fondu à des degrés variables en donnant un ensemble de magmas plus ou moins alcalins et plus ou moins riches en éléments incompatibles.

Spécificités des basaltes cantaliens

Une comparaison des « signatures géochimiques » des basaltes cantaliens avec celles d'autres basaltes du Massif central a été entreprise. Cinq « provinces » volcaniques bien étudiées ont été considérées : le Mont Dore [Briot, 1988 ; Chauvel, 1982], le Velay [Chauvel, 1982 ; Villemant et Treuil, 1983], la Chaîne des Puys [Villemant et *al.*, 1980] l'Aubrac [Chauvel, 1982] et le Devès [Liotard et *al.*, 1983 ; 1988]). Le report dans les diagrammes La vs. Nb (fig. 23A) et La vs. Th (fig. 23B) met en évidence deux traits spécifiques au volcanisme cantalien : 1) l'existence d'un ensemble de basaltes relativement pauvres en éléments incompatibles ; 2) une valeur du rapport La/Th relativement faible, généralement inférieure à celle du manteau primordial (Hofmann, 1988), tandis qu'elle est supérieure à cette valeur dans les basaltes de la Chaîne des Puys, du Velay, des monts Dore et du Devès.

Ces observations suggèrent les hypothèses suivantes :

- 1) le taux de fusion partielle atteint à l'aplomb du volcan cantalien aurait été plus fort que dans les autres systèmes volcaniques (genèse de basaltes plus pauvres en La et Th) ;
- 2) les magmas cantaliens seraient issus d'une source mantellique distincte de celle ayant alimenté les autres systèmes volcaniques (valeur de $[La/Th]N < 1$ où $[La/Th]N$ représente la valeur normalisée au Manteau Primordial).

Dans un modèle de remontée diapirique de manteau asthénosphérique, les hypothèses précédentes impliqueraient, soit une forte hétérogénéité du panache, soit l'existence de panaches distincts, issus de domaines différents de l'asthénosphère et ayant atteint des profondeurs variables. Les profondeurs les plus faibles auraient été atteintes à l'aplomb du volcan cantalien où les taux de fusion partielle auraient été les plus poussés.

Finalement, la comparaison des basaltes en fonction de leur position dans l'un des trois ensembles stratigraphiques du volcan cantalien (basaltes infracantaliens, unité trachyandésitique, basaltes supracantaliens) (fig. 25) met en évidence une localisation préférentielle des basaltes les plus pauvres en éléments incompatibles (ex. : La < 40 ppm) vers la base de l'édifice (basaltes infracantaliens et unité trachyandésitique) et l'existence d'un large spectre de compositions au sein des basaltes supracantaliens. Les analyses sont toutefois encore insuffisantes pour tirer de ces observations des conclusions définitives.

En résumé, les basaltes cantaliens présentent les signatures géochimiques communes des séries alcalines continentales et océaniques. De telles signatures sont classiquement considérées comme caractéristiques d'un manteau inférieur. Les basaltes cantaliens montrent une variabilité significative des teneurs et rapports d'éléments incompatibles qui suggère une certaine hétérogénéité de leur source et une forte variabilité des taux de fusion corrélative du degré d'alcalinité. Relativement à d'autres systèmes volcaniques du Massif central, le Cantal se caractérise par une plus large gamme de teneurs en éléments incompatibles et un rapport La/Th spécifique. Ceci suggère que le volcan ait été alimenté par un réservoir mantellique spécifique. Un groupe particulier de basaltes, relativement pauvres en éléments compatibles, suggère que des taux de fusion partielle plus élevés fussent atteints à l'aplomb du volcan cantalien. Ces basaltes ont été émis tout au long de la vie du volcan.

STRUCTURE DU STRATOVOLCAN

LE SOUBASSEMENT DU CANTAL

Deux accidents majeurs affectent le substratum à la périphérie du volcan : le Sillon Houiller, de direction NNE-SSW, passe au niveau Mauriac et s'éloigne ensuite de la bordure ouest du massif ; le fossé tectonique NW-SE de Saint-Flour, allongé parallèlement au horst de la Margeride, est limité par des failles mettant en contact les terrains métamorphiques et les argiles sableuses tertiaires. Cette zone de dislocation, remblayée de sédiments d'âge oligocène, disparaît sous les formations volcaniques à la jonction du Cantal et des plateaux basaltiques du Cézallier (fig. 1). Toutefois, elle se prolonge vers le Nord-Ouest et s'infléchit en direction de Mauriac, occasionnant ainsi des décalages importants d'altitude du substratum, que l'on observe entre deux vallées voisines.

L'édifice cantalien s'est bâti sur une portion « affaissée » du socle cristallin. La Margeride, avec ses 1 100 m, domine la plaine de Saint-Flour située vers 900 m ; le bassin d'Aurillac, où le socle ne dépasse pas 580 m, est dominé par la Châtaigneraie, où il atteint 700 m.

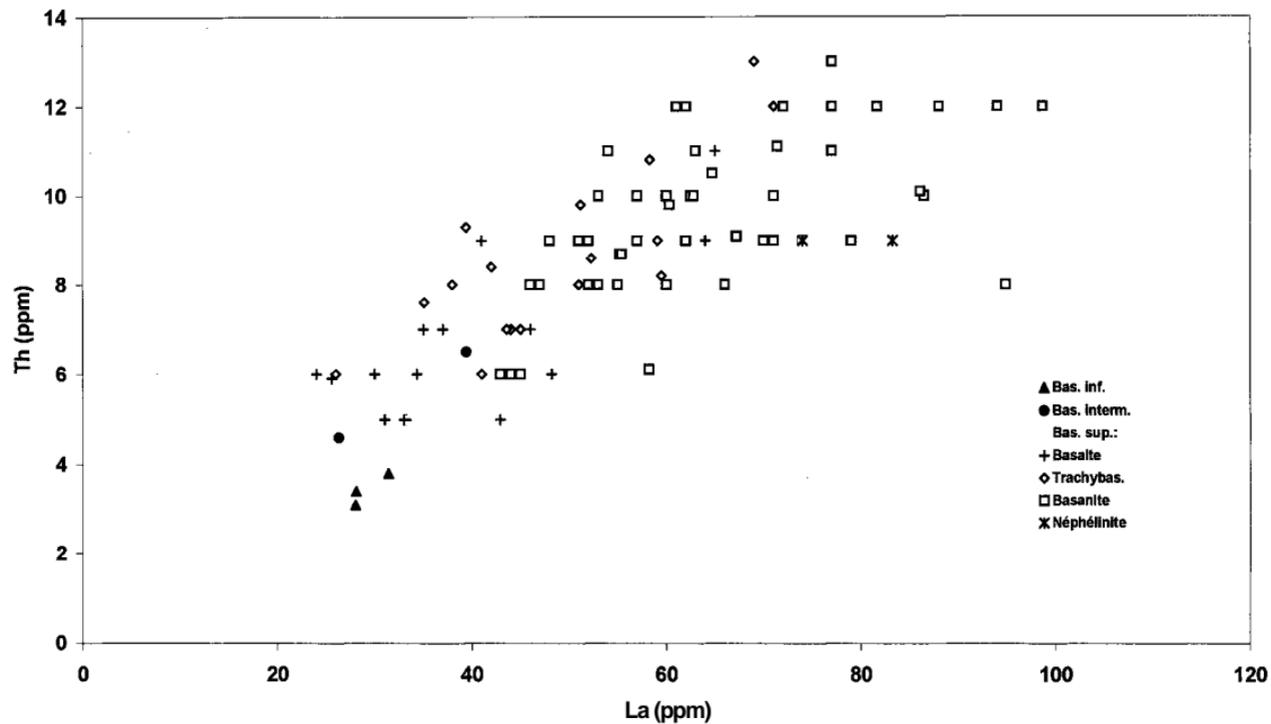


Fig 25 - Distinction entre les laves basiques des différentes périodes éruptives du volcan cantalien dans un diagramme La vs. Th.

Mais, sous le volcan même, le socle est affecté de grandes inégalités, puisqu'on le voit parfois affleurer au fond des vallées : à Vercueyres, sur FAuthre, vers 700 m ; à Thiézac, sur la Cère, vers 800 m ; à Cheylade, sur la Rhue, à plus de 1 150 m. Les formations volcaniques masquent ainsi une base extrêmement disloquée.

En regroupant les diverses données altimétriques des affleurements cristallins aux limites et à l'intérieur du Cantal volcanique, il est possible de donner au socle la topographie générale d'un vaste plateau ; celui-ci s'abaisse en grand de 400 m environ du Nord-Est au Sud-Ouest, depuis les plateaux du Cézallier entre 800 et 1 000 m jusqu'aux environs d'Aurillac, où il n'est plus qu'à 650-750 m.

L'altitude du contact socle/brèche se situe à 900 m au Falgoux et décroît vers l'Ouest jusqu'à atteindre 690 à 700 m en aval des Aldières. La pente moyenne est de 1,2 % vers le Nord-Ouest. En comparant les altitudes du socle dans le secteur Nord-Ouest du Cantal, il apparaît que la surface du substratum est légèrement pentée vers le Sud-Ouest (950 m à Collandres, 800 m au Vaulmier, 660 m vers Saint-Cernin).

RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES BASSINS OLIGOCÈNES

La taille réduite des affleurements, contrôlée par les déformations ultérieures et l'érosion qui en découle, l'importante extension de la couverture volcanique et, enfin, l'absence de niveaux stratigraphiques repères, rendent la reconstitution géométrique et paléogéographique de ces bassins relativement complexe.

Deux grands ensembles peuvent cependant être distingués. Le premier est constitué par le fossé margeridien présent à la bordure orientale du massif du Cantal ; il dessine un chapelet de petits bassins (Neussargues - Saint-Flour), alignés selon une direction NW-SE, qui se prolongent en Lozère jusqu'au Malzieu et Saint-Alban. Le second ensemble, le plus occidental, est le plus étendu ; il couvre l'aire des bassins d'Aurillac et de la région de Mauriac, et pourrait se prolonger jusqu'au centre du massif volcanique, comme en témoignent les quelques affleurements de brèche volcanique à clastes sédimentaires oligocènes observés dans les régions de Murât, Dienne et Mandailles, et dans la vallée de l'Épie.

Cette reconstitution ne saurait cependant masquer les nombreux problèmes en suspens. En effet, l'extension exacte des bassins sous l'édifice volcanique reste difficile à cerner avec précision. Les seuls affleurements connus, au cœur du volcan, se limitent à un panneau remonté à Thiézac, un

autre près de Dienne (région de Murât) perché à près de 1 100 m d'altitude (environ 500 m plus haut que les dépôts d'Aurillac) et un troisième à Mandailles à plus de 1 000 m d'altitude. Les quelques enclaves de sédiments, relevées ici et là dans les formations volcaniques, n'assurent pas pour autant de la géométrie et de la continuité latérale des dépôts sédimentaires enfouis sous le volcan.

Cependant, l'hypothèse d'un bassin central, beaucoup plus étendu que les affleurements ne le laissent supposer, est supportée par des données indirectes : études géophysiques et nature pétrographique de certaines enclaves incluses dans les brèches volcaniques.

UNE HYPOTHÉTIQUE FOSSE VOLCANO-TECTONIQUE

En 1966, les résultats d'une première campagne de prospection électrique (Vatin-Pérignon et Michel) permettaient de suggérer la présence d'un effondrement de socle (« fosse volcano-tectonique ») reconnu dans la partie centrale du massif. De nouvelles données, acquises, d'une part, grâce à l'exploitation du levé aéromagnétique effectué par le BRGM et l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (INAG), en 1975 (Roux et Senaud, 1978), d'autre part, lors de plusieurs campagnes de sondages électriques et magnétotelluriques entreprises sous contrats CNRS et INAG, entre 1974 et 1978 (Aubert et *al.*, 1979), ont conduit à préciser la géométrie de ce graben et les caractéristiques pétrophysiques de son remplissage.

La superposition du maximum magnétique avec les principaux sommets de la zone centrale du Cantal (Plomb du Cantal, Puy Griou, Puy Mary, etc.) et son alignement selon une direction NW-SE, parallèlement à la principale direction tectonique régionale, donnent une image de la géométrie du graben, clairement influencée par l'héritage hercynien. Ce graben, long de 20 km et orienté parallèlement à la faille de Joursac, apparaît rempli de formations de faible résistivité (5-10 m), moyennement magnétiques (1 A/m), interprétées, par M. Aubert et *al.* (1979), comme de nature pyroclastique.

A l'encontre de cette hypothèse, le remplissage partiel, voire total, du fossé d'effondrement pourrait fort bien être de nature sédimentaire et attribuable au comblement d'un bassin oligocène préexistant. En effet, deux directions principales (direction margeridienne N130-140° et direction N20° parallèle au Sillon houiller), compatibles avec les directions attribuées à la phase d'ouverture oligocène, viennent délimiter l'extension du fossé. De plus, l'interface fosse/socle est le plus souvent nette, à l'exception des vallées de l'Alagnon et du Lagnon où un ensemble de horsts et de grabens a été mis en évidence par M. Aubert et *al.* (1982). Ainsi, à Dienne et Laveissière, des sédiments, de même type que ceux du bassin d'Aurillac,

affleurent en position de horst. Par ailleurs, à proximité d'Albepierre, l'observation des premières manifestations volcaniques du Cantal (Milesi, 1976), reposant directement sur le socle, suggère l'existence d'un horst NW-SE d'âge oligocène, séparant alors les bassins d'Aurillac et de Mur-de-Barrez, du bassin de Neussargues.

L'extension de cette « fosse volcano-tectonique » vers le Sud, dans la vallée du Goul et du Siniq, reste problématique. Toutefois, elle suggère l'existence d'un fossé sédimentaire oligocène centré sur Mur-de-Barrez - Dienne - Laveissière, antérieur à l'épisode volcanique. Dans cette hypothèse, il faudrait alors envisager, d'après les données électriques et magnéto-telluriques, un remplissage sédimentaire de l'ordre de 700-800 m d'épaisseur, peu conforme aux épaisseurs relevées à l'affleurement dans le bassin de Mur-de-Barrez, qui n'excèdent pas 100 m.

Que conclure de ces données contradictoires quant à la nature du remplissage de la « fosse volcano-tectonique » ? : s'agit-il de marnes ou de formations pyroclastites fines ? Les données géophysiques ne permettent pas en l'état actuel de trancher. Notons simplement en conclusion, que M. Aubert et *al.* (1982) ont proposé, depuis, un remplissage mixte, d'abord sédimentaire et ensuite pyroclastique, le second étant favorisé par la réactivation des failles du bassin sédimentaire lors de la construction de l'édifice volcanique. Enfin, il est possible également d'invoquer, en totalité ou en partie, l'altération hydrothermale du socle sous le cœur du Cantal pour expliquer les anomalies géophysiques mesurées.

La présence d'enclaves de roches sédimentaires, attribuées à l'Oligocène et remaniées dans les brèches volcaniques, apporte un argument complémentaire en faveur de l'existence d'un bassin oligocène antérieur à la construction de l'édifice volcanique. Ces enclaves sont nombreuses, puisqu'on les signale à Laveissière, Dienne, Thiézac et Mandailles. Dans la cuvette de Murat, C. Maurizot-Blanc (1974) décrit un édifice de type « maar », riche en calcaires blancs verdâtres, vraisemblablement oligocènes. J. Demange (1974) a aussi signalé des enclaves de calcaires et d'argiles vertes dans la brèche de débouillage du tunnel du Lioran (« lahar du tunnel du Lioran ») et dans les ponces du château d'eau de Thiézac. Cependant, le contact direct, que l'on peut observer par exemple, entre le substratum hercynien, qui affleure très largement dans la vallée du Mars, et les brèches volcaniques, qui le coiffent sans niveau sédimentaire intercalé, pose problème : y a-t'il absence de dépôt oligocène ou bien dépôt suivi d'une érosion, préalablement à la mise en place des formations volcaniques ? L'importante structuration post-stampienne, et ses lourdes conséquences érosives, pourrait avoir favorisé la seconde hypothèse.

La constatation d'une épaisse formation de basse résistivité sous la région centrale du Cantal ne permet pas de préciser la nature de cette formation. Nous sommes tentés d'en déduire que la « fosse volcano-tectonique » antérieurement décrite est une fiction résultant de la conjonction de plusieurs facteurs. La cause des anomalies géophysiques doit être recherchée, pour l'essentiel, dans l'altération hydrothermale des roches du socle et du cœur de l'édifice volcanique lui-même, et pour partie, probablement minoritaire, dans l'existence locale de sédiments oligocènes argileux. Par ailleurs, cette « fosse volcano-tectonique », « lieu d'expulsion de la brèche pyroclastique » dans les modèles des années 1960 et 1970, n'a plus lieu d'être après réinterprétation de cette brèche en termes de dépôts d'avalanches de débris.

CALDERA ?

Aucune structure géophysique ou géologique particulière n'a été mise en évidence dans la zone couverte par la caldera définie par J.-R Milesi (1976) et J.-C. Baubron et J. Demange (1977). Les arguments avancés en faveur de l'existence de cette caldera (inversion de relief,...) sont maintenant interprétés comme étant liés aux avalanches de débris. Par ailleurs, dans le Cantal, aucun dépôt pyroclastique volumineux de type ignimbrite n'a été trouvé qui puisse impliquer l'existence d'une grande caldera d'effondrement, contrairement à ce qui existe dans les Monts Dore.

FAILLES

Ce qui frappe lors de l'examen des cartes géologiques du Cantal actuellement disponibles, c'est l'absence presque totale de tectonique affectant les formations volcaniques. Il est difficilement imaginable, pourtant, que la mise en place d'un appareil de la taille du Cantal ait pu se faire sans quelques réajustements tectoniques.

Ainsi, surimposé à une surrection globale du Massif central depuis la fin de l'Oligocène, un jeu en horst et graben, dont il est impossible de dessiner les failles, est responsable de la mise à l'affleurement des granites et des formations sédimentaires de Thiézac, Dienne et Mandailles. Par ailleurs, l'orientation margeridienne des vallées de l'Épie et du Mars est certainement liée à une structure tectonique affectant le substratum de ces vallées. Celle-ci est d'autant plus vraisemblable que ces deux vallées sont encadrées par les plus importantes fissures éruptives et alignements d'évents de l'ensemble basaltique supracantalien (planèzes) au sein duquel elles apparaissent comme une véritable zone de rift.

La limite Cantal - Cézallier est l'un des rares secteurs de la région où Tan peut envisager des mouvements tectoniques importants. Ainsi, les

niveaux fluviaux de Joursac, riches en galets volcaniques phonolitiques, sont décalés de 115 m (Goër de Herve (de) et Etienne, 1991) par les accidents d'orientation N135° (direction « margeridienne ») qui contrôlent le graben Saint-Flour - Neussargues.

Deux directions majeures apparaissent dans les alignements volcaniques et les fissures éruptives des planèzes :

- la direction N130-140° (margeridienne) est la plus représentée sur les planèzes de l'Est (Saint-Flour, Chalinargues, Cézens), mais aussi sur celles du Nord-Ouest (Violent, Trizac) ;
- la direction N30° (Sillon houiller) semble affecter préférentiellement les planèzes du Nord (Limon, bordure nord-ouest de la planèze de Chalinargues), mais aussi les régions centrales (ligne de crête de Plomb).

Une partie des vallées pourrait être d'origine tectonique. En effet, la plupart d'entre elles se disposent parallèlement aux alignements volcaniques ou aux fissures volcaniques qu'elles bordent. Ainsi, on peut noter :

- les alignements NW-SE, de part et d'autre de la vallée de l'Épi ;
- les alignements N30° à N50°, de part et d'autre de la vallée de la Santoire ;
- la ligne de crête du Plomb, parallèle à la vallée de la Cère ;
- les fissures éruptives du Suc Gros - Suc de Rond et de Roc des Ombres ;
- Puy Violent, de part et d'autre de la vallée du Mars ;
- les fissures éruptives de la planèze de Cézens et de Malbo, séparées par la vallée de Brezons.

Une analyse statistique des alignements d'événements volcaniques contemporains sur la planèze de Saint-Flour (Goër de Herve [de], 1972) montre l'homogénéité remarquable de leur orientation : 15 sur 18 alignements reconnus se regroupent entre N105°E et N140°E, c'est-à-dire selon une direction NW-SE. On retrouve la même orientation dans l'alignement des culots de Murat (N145°E) ou encore dans la grande traînée phonolitique du Puy Griou à Bort-les-Orgues. Ces directions coïncident avec celles des fractures élémentaires composant la grande faille de la Margeride (de N100° à N140°E).

DYKES

L'analyse spatiale de l'orientation des dykes montre qu'ils ne sont pas rayonnants par rapport au cœur du Cantal, mais qu'ils ont une forte tendance à s'aligner sub-parallèlement à la direction de la faille de la Margeride.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Grâce à la qualité des sols (des andosols) épais et à une répartition régulière des pluies sur toute l'année, le Cantal est une terre d'élevage renommée.

C'est le pays herbager par excellence où prairies et pacages régissent en maître dans le paysage rural. La superficie toujours en herbe représente la valeur la plus forte de tout le Massif central. Elle couvre 80 % environ de la « surface agricole utile ». Si l'on y ajoute les manteaux forestiers qui drapent les versants, c'est bien d'un « pays vert » qu'il faut parler.

Les andosols (sols noirs) sont particulièrement présents sur les basaltes des planèzes et ne comportent en général qu'un seul horizon peu épais, de teinte très foncée, et de texture limoneuse. La transition avec la roche mère est nette et s'effectue à faible profondeur (30 cm en moyenne).

SISMICITÉ

L'étude de la sismicité auvergnate sur une période de 30 ans, ainsi que de la sismicité historique, montre l'absence de sismicité importante sous le Cantal, à l'exception d'un secteur localisé à 10 km au Nord-Ouest de Saint-Flour (Dorel et *al.*, 1994). Ces séismes récents (1991, 1993) sont concentrés dans un rayon de 2 km autour du village de Coltines, et leur profondeur est voisine de 6 km. Les solutions de l'étude des mécanismes au foyer ont montré qu'il s'agit de mouvements le long d'une faille normale, probablement dans le prolongement du fossé de Saint-Flour sous la planèze, et suggère donc que ce bassin sédimentaire soit encore actif de nos jours.

Ceci est conforté par l'ultime surrection du horst de Margeride, autour de 5 Ma, dénivellant les coulées basaltiques à la commissure Cantal - Cézalier, avec un rejet cumulé excédant 100 m dans la région de Joursac.

MOUVEMENTS DE TERRAIN

D'importants glissements de terrain ont affecté les versants abrupts des vallées, postérieurement à la déglaciation. A. Meynier (1942) en a inventorié plus de quarante au Nord du sillon Cère - Alagnon. Parmi les plus spectaculaires, on citera ceux de : Murat, Anterroches, Bastide, les tranchades de Laqueyrie (près de Condat), le confluent de la Santoire et de l'Impradine (près de Lavigerie), la vallée du Mars (près du Vaulmier), l'Aspre en amont de Fontanges, le chaos du fond du pas de Cère, les gorges du Lioran sur l'Alagnon, le chaos de Casteltinet (près de Thiézac).

Plusieurs villages importants ont choisi de s'installer sur les dépôts des glissements de terrain, en dépit du danger permanent de mouvement dans les matériaux meubles, instables et gorgés d'eau : Thiézac (glissement au XII^e siècle avec destruction de l'église en 1818, 1918 et 1922) ; Saint-Jacques-de-Blats (glissement en 1901), Laveissière, Cheylade, Le Falgoux et Le Vaulmier.

Les glissements sont souvent favorisés par des niveaux de décollement pyroclastiques ou sédimentaires. H.J. Van Dorsser (1971) les a cartographiés dans les vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue, où ils se sont formés essentiellement aux dépens des brèches trachyandésitiques, après le retrait des glaciers. P. Watelet (1977) les a localisés à l'extrémité nord-est du Peyre Arse, sur le versant est de l'Impradine, où ils sont dus à un départ en masse de tout un pan de versant (Bade Bec, au-dessus du village de la Courbatière), et à un écroulement de blocs qui a pu ultérieurement évoluer en glissement de terrain.

Aux abords de Thiézac, sur les deux rives de la Cère, ces mouvements de terrain sont particulièrement abondants et situés au-dessus d'un niveau de décollement sédimentaire.

SOURCES MINÉRALES (cf. annexe 2)

À l'Est du Sillon houiller, dans la région qui englobe le Cantal et le Cézallier (jusqu'à la bordure orientale de la Limagne de Brioude), il existe une quarantaine de sources minérales froides. Leur caractère commun est d'avoir un chimisme bicarbonaté sodique et ferrugineux qui les distingue sans conteste des circulations superficielles de type arènes granitiques ou base de coulées volcaniques que l'on recense habituellement. Toutes possèdent du CO₂ et du ¹³C d'origine profonde, et certaines d'entre elles présentent, de plus, un enrichissement anormal en Rb, As, Cs, B, NH₄.

Ce sont des eaux froides dont les températures maximales en profondeur, quoique sujettes à caution, seraient de l'ordre de 140 °C (Berthier et al., 1982).

HYDROLOGIE ET EAUX SOUTERRAINES

Précipitations

Les précipitations sont abondantes sur les versants montagneux, particulièrement sur le versant occidental, où il tombe plus de 1 000 mm de précipitations par an. Cette hauteur d'eau peut atteindre 2 000 mm sur les sommets, en partie sous forme neigeuse.

Eaux souterraines

Les ressources en eaux souterraines dépendent des caractéristiques hydrauliques et géométriques des formations géologiques.

Les paléosols argilisés entre les coulées sont quelquefois imperméables et arrêtent la progression de l'eau dans l'empilement basaltique. C'est à ces niveaux que se situe l'essentiel des captages d'eau, généralement à faibles débits, dans les terrains volcaniques.

Sur le plan hydrogéologique, les formations d'âge oligocène représentent un potentiel négligeable à nul (lentilles sableuses ou bancs gréseux dans un milieu essentiellement argileux).

Les nappes alluviales sont les seules réserves d'eau importantes et susceptibles d'être intéressantes pour l'alimentation des agglomérations un peu importantes. Ce sont elles qui approvisionnent les villes principales : Aurillac et Arpajon. Cependant les risques de contamination chimique ou bactériologique de ces nappes sont importants, notamment à l'aval des agglomérations.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES (cf. annexe 3)

Diatomîte

Le site de Murat (aussi appelé Auxillac - Foufouilloux) est, avec ceux de la Bade, près de Riom-ès-Montagnes, et ceux de Nouvialle, sur la planèze de Saint-Flour, l'un des trois gros gisements d'importance économique dans le Cantal.

D'autres lits ou lentilles restreintes de diatomites, sans valeur économique, sont interstratifiés à divers niveaux de la stratigraphie du stratovolcan. Un gisement un peu plus important a fait l'objet de tentatives d'exploitation pendant la deuxième guerre mondiale à Servières, au Nord de Joursac. Bien que le minerai y soit de bonne qualité, ces tentatives ont échoué en raison des complications tectoniques qui affectent cette formation.

Lignite

L'unique gisement, ayant présenté un intérêt économique, est le gisement de lignite, de schistes ligniteux et de diatomite de Fraisse-Bas (avec son satellite de Chambeuil). Il est constitué de 5 couches de 0,40 à 0,70 m d'épaisseur, intercalées dans des argiles et des cinérites. Deux de ces couches furent exploitées (travaux souterrains) au cours de périodes successives (1885 à 1903 ; 1917 à 1934 ; et une dernière reprise en 1944).

La production passée peut être estimée à 17 000 t de diatomite, 10 000 t de lignite et 25 000 t de schistes ligniteux. Ce gisement, situé sous l'actuelle décharge d'ordures du Chambeuil, n'a pas été préservé. Les réserves y sont de 65 000 t de lignite auxquelles s'ajoutent 25 000 t de schistes ligniteux.

Tourbes

Les tourbières les plus vastes se situent sur les planèzes. Elles ont été autrefois exploitées (Landeyrat sur la feuille Riom-ès-Montagnes ; Coltines et Nouvialle sur la planèze de Saint-Flour). Ces tourbières sont généralement peu sableuses et leur puissance peut excéder 10 m.

Beaucoup de tourbières ont été drainées pour récupérer les herbages. L'existence des dépressions qui les contiennent peut résulter d'un barrage du réseau hydrographique par les coulées basaltiques (la Salesse, Pierrefitte sur la planèze de Saint-Flour) ou correspondre à des cuvettes préexistantes (anciens maars).

Sables, graviers

Des sablières ont été anciennement ouvertes dans les formations fluvio-glaciaires tapissant les vallées à Féniers, Condat, Le Monteil, aux environs de Riom-ès-Montagnes, Valette, La Grange. De nombreuses autres possibilités existent. Cependant, les terrains fluvio-glaciaires sont souvent trop terreux ou trop argileux pour être utilisés pour les bétons.

Calcaires

Quelques calcaires exploités anciennement dans des fours à chaux ont été répertoriés dans les vallées de l'Alagnon et de la Santoire. Aujourd'hui, la demande de calcaire à des fins d'agronomie (chaulage) est satisfaite par les carrières du bassin d'Aurillac.

Roches volcaniques

Autrefois très demandées pour la construction, les roches volcaniques sont actuellement moins exploitées.

Sur la planèze de Saint-Flour, les dolérites de Bouzentès ont longtemps joué, dans l'économie de la planèze, un rôle comparable à celui de la pierre de Volvic dans la région de Clermont-Ferrand. Dans le Nord du Cantal, les trachytes de Menoyre et d'Angoules fournissaient la majorité des « pierres taillées ». Sur la feuille Murat, étaient exploités les trachytes des Pialottes et de Vaur.

De nombreuses carrières étaient ouvertes dans les basaltes afin d'obtenir des gravillons et du ballast : Arches, Puy de Prodelles, Veyrières, Pommier sur la feuille Mauriac ; Rouffilange, La Barrière, sur la feuille Pleaux ; Plaine-de-Boissières et Ribassou, sur la feuille Chaudes-Aigues.

Les roches phonolitiques, autrefois retenues pour leurs lauzes (Roche, Vensac, table de Milhac,...) ne sont plus exploitées, pas plus que les tufs de Brocq et les scories soudées de Rochevieille. Les grandes lauzières du Col d'Entremont, près de Murat (trachyandésites à haüyne), ultérieurement utilisées en ballastières, sont actuellement comblées par la décharge d'ordures ménagères de Murat.

Pouzzolanes

Les projections scoriacées « stromboliennes », par leurs particularités physico-chimiques et techniques constituent un excellent granulat léger pour la confection de bétons et de parpaings. Cependant, contrairement à la Chaîne des Puy ou au Velay, aucune exploitation de ce type n'existe dans le Cantal.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Métalliques

Il n'existe pas, à proprement parler, de gisements métalliques dans le Cantal. Cependant, les circulations de fluides chauds qui ont existé pendant et après la formation du centre du massif volcanique ont largement altéré les roches encaissantes et les ont imprégnées de sulfures de fer et de cuivre (zone propylitisée visible au fond des vallées de la Jordanne et au Lioran). Les deux principaux indices (c'est ainsi que l'on nomme une concentration de métaux trop petite pour être exploitée) sont situés à proximité de Mandailles, dans la haute vallée de la Jordanne. Ces indices de pyrite disséminés dans des trachyandésites furent suspectés d'être l'une des sources possibles de la légende de l'or de la Jordanne. Toutes les recherches entreprises pour identifier des concentrations attractives dans cette optique ont échoué.

Non métalliques

L'inventaire minéralogique du Cantal (Pierrot et *al*, 1971) retient deux gîtes situés tous deux sur la commune de Fontanges :

- l'un présente de la nesquehonite (Brousse et Guérin, 1965) en éfilorescences blanc neige de 0,5 à 3 mm d'épaisseur dans des plans de diaclase du complexe bréchique, au lieu-dit le Roc-Blanc ($x = 6\ 158$, $y = 3\ 114$, $z = 750-800$ m). Il s'agit d'un sulfate hydraté de magnésium et de calcium ;

- l'autre présente de la pickéringite (sulfate hydraté d'aluminium et de magnésium) en efflorescences mamelonnées de couleur blanc neige qui se teintent en jaune-orange-rouge par altération. Il s'agit de cristaux aciculaires, soyeux, flexibles, de 1 à 3 mm de long, formant des plaques cristallines atteignant 1 à 10 cm d'épaisseur. On les trouve dans la propriété privée du château de Seilhols, dans un escarpement de brèche volcanique située derrière le château (x = 6 167, y = 3 112, z = 750-800 m).

Il s'agit de minéraux vraisemblablement d'origine hydrothermale.

Les autres minéralisations non métalliques sont surtout constituées de :

- filons de calcite autour de la source minérale de la Bastide et dans la zone propylitisée de la Jordanne ;
- phillipsite et chabasite, en remplissage de géodes des coulées du Suc de Rond, dans les fissures d'un sol thermométamorphisé du Suc de Rond et dans la « brèche blanche » du fond de l'Alagnon ;
- gypse, par altération d'anhydrite hydrothermale au plafond du gisement de feuilles de Bancabrel ;
- des filonnets d'aragonite, en veines dans les basaltes et les brèches ou en remplissage de vacuoles ;
- de la sidérose, dans les cassures et en rognons goëthitisés dans les formations volcano-sédimentaires.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'histoire du peuplement du massif cantalien est encore pleine d'incertitudes et de mystères. En dehors de quelques secteurs précis, les travaux archéologiques sont encore relativement peu développés.

La vigueur de l'érosion, qui a induit l'altération des gisements archéologiques ou bien leur recouvrement sous d'épaisses formations superficielles, constitue un obstacle certain pour la recherche. Néanmoins, la richesse du patrimoine archéologique et l'absence de grands travaux destructeurs font du massif cantalien un cadre très prometteur pour l'archéologie de demain.

Les plus vieilles traces de la présence humaine dans le secteur des monts du Cantal datent de la fin du tardi-glaciaire, c'est-à-dire de la fin de l'époque magdalénienne, il y a environ 15 000 ans (Surmely, 1998). Cette colonisation des hauteurs s'explique avant tout par la disparition des glaciers, le radoucissement du climat et les changements environnementaux, qui ont rendu la montagne attractive pour l'homme. C'est aussi à cette

période, que se sont peuplées les régions des Alpes et les Pyrénées. Des gisements magdaléniens ont été découverts dans des abris sous roche, notamment aux lieux-dits Cors (Saint-Chamant), la Tourille (Celles), le Cavalier (Molompize), la Bade (Collandres), à des altitudes s'étageant entre 700 et 1 200 m.

Il s'agissait de petits campements fréquentés de façon brève par de petits groupes humains très mobiles, dans le cadre de circuits plus vastes. La mauvaise conservation des restes organiques ne permet pas de connaître en détail les stratégies d'acquisition des ressources alimentaires. Les produits animaux issus de la chasse occupaient très certainement la première place, mais la pêche et surtout la cueillette, dont l'importance est trop souvent mésestimée, devaient jouer un rôle non négligeable. La moyenne montagne cantalienne, du fait de la très grande diversité géologique et topographique, offre en effet une très grande variété de ressources potentielles. La gestion programmée de l'approvisionnement en silex, mise en évidence à partir de l'étude des industries lithiques, montre sans conteste que les expéditions devaient être soigneusement préparées et organisées. L'image de bandes errantes et affamées, menant une vie hasardeuse, est à abandonner complètement, au profit de celle de populations sachant profiter au maximum des potentialités offertes par le milieu naturel et s'adaptant aux contraintes. Il est probable que la fréquentation de la moyenne montagne cantalienne se faisait dans un cadre saisonnier, avec une alternance de séjours en plaine et en montagne. Les hommes ont abondamment utilisé les silex des séries calcaires tertiaires du versant occidental (bassin d'Aurillac - Mur-de-Barrez) et du bassin du Malzieu. Les chailles jurassiques du bassin de Saint-Flour, peu propices à la taille en raison de leur petit module et de leur grain assez grossier, n'ont été utilisées que de façon marginale. Les occupants de l'abri de la Bade (Collandres) ont eu largement recours à la diatomite recristallisée, de couleur orangée et dont la provenance est locale. Les populations magdaléniennes du versant oriental ont également utilisé un excellent silex gris translucide, dont l'origine est à chercher dans les formations marines du Crétacé supérieur du Berry. Ce matériau se retrouve dans tous les gisements préhistoriques du Val d'Allier, à partir du Gravettien. Les modes d'acquisition de ce silex restent à déterminer : acheminement direct au cours de grandes migrations ou bien échanges entre populations voisines.

La densification progressive du couvert végétal au début de l'Holocène a accru encore la quantité et la variété des ressources potentielles de la moyenne montagne. Les hommes ont multiplié leurs incursions sporadiques, mais leurs territoires de parcours semblent s'être restreints (Surmely, 1998). L'important gisement mésolithique des Baraquettes (Velzic) révèle une fréquentation régulière du site au cours des phases anciennes et moyennes du mésolithique, entre 9 000 et 7 000 ans avant notre ère, avec une importante activité de chasse (sanglier, cerf, chamois, ours,...) et

de traitement des produits animaux. D'autres gisements de cette époque sont connus à Ventecul (Raulhac), ainsi qu'au Cuze (Sainte-Anastasie).

L'apparition de l'économie agricole, au cours du néolithique n'a pas remis en cause l'attractivité du massif cantalien. Au contraire, les sites se sont multipliés, comme le montrent les découvertes effectuées notamment sur la planèze de Saint-Flour, autour de la vallée de la Jordanne et dans le secteur de Massiac. Les premiers paysans se sont installés sur les hauts plateaux, jusqu'à 1 100 m, pour profiter des sols volcaniques des planèzes, à la fois légers et très fertiles. C'est le cas notamment de la planèze de Saint-Flour, qui était réputée jusqu'au siècle dernier pour être « le grenier à blé de la Haute-Auvergne ». Cette hypothèse est corroborée par la découverte de pollens de céréales et de plantes rudérales dans les tourbières. Les nombreuses haches polies, découvertes dans le Cantal (façonnées dans le silex, la fibrolithe ou le basalte), servaient à défricher les terres. Si les habitats étaient le plus souvent établis en plein air, les grottes et abris continuaient à être fréquentés régulièrement. La sédentarisation des populations a progressé fortement, mais ces dernières restent encore très mobiles.

Le Néolithique ancien est encore mal connu, avec quelques indices dans la vallée de la Jordanne. Le Néolithique moyen a vu la création de grands habitats établis sur des sites perchés, probablement fortifiés, tels celui de Chastel-sur-Murat. La sédentarisation et l'appropriation des territoires ont été marquées surtout par la construction de monuments mégalithiques (menhirs et surtout dolmens) au Néolithique final. Ils sont particulièrement nombreux sur la planèze de Saint-Flour. Les bâtisseurs ont soigneusement choisi les lieux d'implantation, au prix de déplacements de blocs de plusieurs tonnes sur plusieurs kilomètres (Surmely et *al*, 1996). Les critères d'implantation semblent avoir été la recherche d'une position dominante, aux limites de plusieurs biotopes. Il paraît donc plausible d'attribuer à ces monuments spectaculaires la fonction de marqueurs de territoire.

Des découvertes d'objets néolithiques isolés (notamment des pointes de flèches) sur les sommets du Cantal témoignent vraisemblablement d'expéditions de chasse en montagne. À Mur-de-Barrez (Aveyron), des mines de silex ont été exploitées, au moyen de galeries souterraines.

Avec les défrichements et la mise en culture, l'homme a imprimé désormais sa marque sur le milieu naturel. Mais ces transformations sont restées encore limitées.

Les changements se sont nettement accentués avec l'apparition des métaux, à la fin du troisième millénaire avant notre ère. Les progrès techniques (notamment liés à la métallurgie) ont permis une augmentation de la population et des productions agricoles avec, en parallèle, une hiérarchisation

et une structuration de la société. Faute de fouilles récentes, nous connaissons encore mal les modalités de peuplement durant cette époque, qui semble voir la naissance de distinctions entre villages et centres politiques fortifiés. L'ouverture de mines est prouvée pour l'époque gauloise (Labesette).

En revanche, le massif du Cantal recèle un nombre exceptionnellement élevé de tombes individuelles sous tumulus (Vinatié, 1995). Elles sont particulièrement nombreuses sur les hauts plateaux des communes de Mons, Laurie, Vernols, Allanche ou encore Saint-Bonnet-de-Salers. Ces structures funéraires, souvent groupées en nécropoles, se présentent sous la forme de tertres de pierres, soigneusement construits, qui protègent le plus souvent un coffre funéraire recelant un corps incinéré. Les tumulus devaient être réservés à une élite de petits chefs. Certains ont livré un riche mobilier funéraire, souvent métallique (armes, objets de parure en bronze et en or). Les tertres ont des dimensions variables, depuis d'imposants monuments jusqu'à de discrètes tombelles. On serait tenté d'attribuer ces variations morphologiques à des différences de statut social des défunts. Les tumulus semblent particulièrement nombreux sur les axes naturels de circulation ou au voisinage des cols, ce qui renvoie là encore à l'idée de marqueurs de territoire.

Cette organisation du peuplement s'accroît encore à l'époque gallo-romaine. L'économie agro-pastorale est structurée par la création de grands domaines (villae), qui sont nombreux sur les contreforts du massif, notamment dans le secteur d'Allanche - Massiac (Vinatié, 1995). L'aménagement de voies permet des échanges commerciaux plus importants, ainsi que la naissance de petites villes-marchés (Riom-ès-Montagnes, Arpajon-sur-Cère) et de centres thermaux et religieux (Coren-les-Eaux, Vic-sur-Cère, Ydes, Veyrines de Landeyrat).

À la fin de l'Antiquité, l'habitat paraît se concentrer, dans un premier temps, près de grands centres fortifiés (Chastel-Marlhac, Saint-Victor de Massiac, Escorailles,...), avant de s'étendre largement à partir de l'époque carolingienne. Cet essor économique et démographique s'accompagne d'un élan de construction d'églises (église de Lascelles) et de châteaux (Apchon, tour de Marzes), qui forment les cadres politiques.

Cette croissance, liée à l'optimum climatique de l'an Mil, explique la multiplication de villages permanents au coeur de la moyenne montagne, à 1 100 m, voire 1 200 m d'altitude. Les plus grands, comme celui d'Espinasse à Collandres ou de Cotteuges à Trizac, comprenaient plusieurs moulins et des canaux d'irrigation (Simon-Coste, 1988). Ces villages seront abandonnés quelques siècles plus tard, sous les effets conjugués de la crise démographique et de la dégradation climatique. Ces nombreux « villages désertés », qui jalonnent les hauts plateaux, ne sont pas à confondre avec les vestiges des anciens burons qui, dès la reprise économique de

l'époque moderne, marquent la naissance d'un nouveau type d'exploitation des hautes terres, autour de l'élevage extensif et capitalistique sur les « montagnes ». Les maîtres de la terre se plaisent à résider dans de somptueux châteaux qui sont souvent d'anciennes forteresses médiévales remises au goût du jour (château de Saint-Chamant).

ITINÉRAIRE DE DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUE DU CŒUR DU CANTAL

Deux itinéraires de découverte géologique du cœur du Cantal sont proposés. Le premier va d'Aurillac à Murat, le long des vallées de la Cère et de l'Alagnon, en passant par le Lioran et le Plomb du Cantal. Le deuxième va d'Aurillac à Salers, en passant par la vallée de la Jordanne, le Puy Mary et les vallées du Mars et de la Maronne. Les deux itinéraires présentent les formations du cœur du Cantal ainsi que les formations remaniées (fig. 26).

Premier jour : vallées de la Cère et de l'Allagnon

Vallée de la Cère : d'Aurillac au Lioran

Cet itinéraire permet de voir la succession stratigraphique suivante (de la périphérie de l'édifice vers le cœur) :

- les formations remaniées : lahars et avalanches de débris ;
- les parties « en place » : brèches trachyandésitiques et intrusions associées.

• La vallée de la Cère d'Aurillac au Lioran : les traces de l'érosion glaciaire

D'Aurillac, au Lioran par la N 122, on suit la vallée de la Cère, profonde et large. Entre Aurillac et Yolet, la vallée est creusée dans les sables, les argiles rouges, les marnes bariolées et les calcaires du bassin sédimentaire d'Aurillac. De Thiézac au Lioran, la route traverse essentiellement des brèches trachyandésitiques recoupées par de nombreux dykes, sills et dômes : basalte, trachyandésite, trachyte (Pialottes et Chazes), phonolite (Puy Griou) et rhyolites (Armandie).

Recalibrée par les glaciers, la vallée de la Cère a été surcreusée, en ombilics, aujourd'hui remblayés, ce qui lui donne localement un fond plat (secteur de Saint-Jacques-des-Blats, de Thiézac et de Vic-sur-Cère). Ces ombilics sont séparés par des verrous, comme le Pas-de-Compaing ou le Pas-de-Cère, que la rivière traverse en gorges. De très nombreux glissements affectent les versants, leur conférant, en particulier dans leur partie supérieure, un aspect chaotique (un des plus bels exemples, est le chaos de Casteltinet, en rive gauche de la Cère, face à Thiézac ou, encore, celui du pied de Curebourse, face à Vic-sur-Cère).

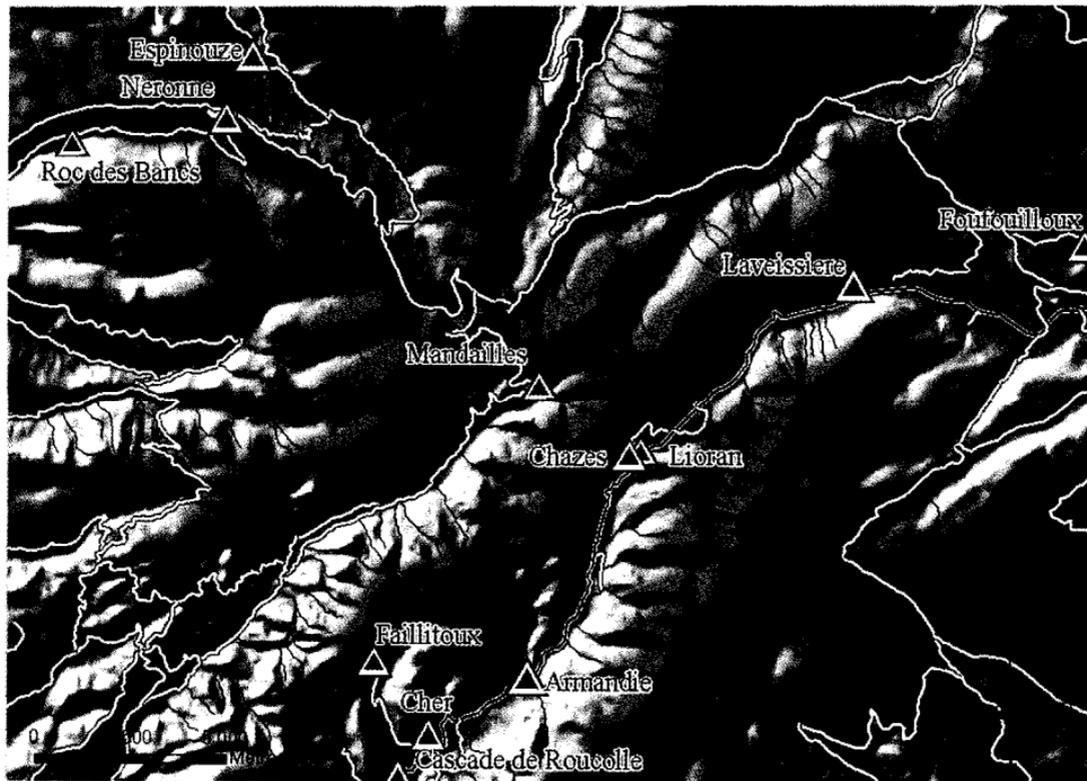


Fig. 26 - Localisation des principaux arrêts de l'itinéraire

• **L'avalanche de débris du Cantal - Le Pas de Cère et la cascade de la Roucolle (45°00'05" et 2°38'56")**

Située dans la vallée de la Cère, entre Thiézac et Vic-sur-Cère, cette cascade et le belvédère du Pas-de-Cère sont accessibles à partir du parking aménagé et fléché à l'aval immédiat de Thiézac.

À partir du belvédère, on peut observer deux unités sur la falaise située de l'autre côté de la Cère :

- un panneau lavique de 8 m d'épaisseur environ présentant, avec l'unité sous-jacente, un contact plan et horizontal ;
- une « brèche » riche en matrice, légèrement zonée, à éléments pluridécimétriques à plurimétriques fréquents.

Il s'agit, pour la première unité, d'un mégapanneau de lave qui a dévalé les pentes du volcan, emporté par l'avalanche de débris et dont la semelle, constituée de roches broyées, est située directement dessous. Cette semelle est visible en prenant le petit sentier qui conduit à la cascade de Roucolle. Celle-ci montre des fragments de roches arrondis et de tailles variables, de carbonates (jaune clair), d'argile (verte), de trachyandésite (grise) arrachés par l'avalanche de débris lors de sa progression, le tout baignant dans une matrice polygénique très abondante.

De l'autre côté de la route par rapport au parking, on peut admirer les brèches de type « nuée ardente » (matrice rouge), rebréchifiées par l'avalanche de débris (matrice jaune) ainsi que des éléments de carbonate jaune et de trachyte. Ces faciès sont aussi visibles sur les blocs du parking des bus, avec brèches de brèches, éléments de carbonates bréchifiés, « jigsaw cracks », poudre calcaro-trachyandésitique,...

• **Le sédimentaire de Thiézac**

La série sédimentaire affleure en talus de la route sur plus de 100 m de long. Elle est fortement basculée vers l'Ouest et montre au moins 40 m de série visible, constituée d'une alternance pluridécimétrique de bancs carbonatés et de marnes vertes, avec des nodules diagénétiques de carbonates pluricentimétriques montrant des effets de décoloration et des cœurs marneux. Les bancs sont marneux à la base et s'enrichissent progressivement en carbonates avant de passer à des micrites franches à ostracodes et charophytes.

Dans le lit de la Cère, les sédiments affleurent largement en bancs de calcaire marneux depuis la confluence du ruisseau descendant de Lagat et de la Cère jusqu'à 500 m en aval.

Au Puy des Roses, un four à chaux toujours visible, exploitait, tout comme à Laveissière et Dienne, la semelle bréchique, enrichie en carbonate, de l'avalanche de débris.

A l'aval de ce haut sédimentaire, la brèche trachyandésitique est chargée d'un grand nombre de blocs marno-calcaires quelquefois plurimétriques et vraisemblablement arrachés à ce seuil. On les observe particulièrement bien au niveau de la cascade de Roucolle (silex, calcaire, argiles vertes).

Des dolines d'origine karstique ont été anciennement décrites dans ces carbonates au niveau du village de Lagoutte par Y. Boisse de Black du Chouchet (1964), H. Vuittenez (1964) et H.J. Van Dorsser (1982). Un réexamen de ces structures a montré qu'il s'agit de cuvettes associées à des glissements de terrains et qu'elles n'ont pas une origine karstique.

Au carrefour aval de Thiézac, prendre la route qui va vers ce village pour aller visiter le horst de gneiss, le glissement de terrain, les lahars du Cher et la cascade de Faillitoux.

• ***Le horst gneissique de Thiézac***

La butte directement à côté du garage automobile à l'entrée de Thiézac est constituée de gneiss qui affleurent jusqu'au pied de la falaise de coulées de débris visible au-dessus. L'ensemble, avec les sédiments portés par les gneiss, constitue le horst de Thiézac. Il forme des pentes douces, sous les grandes falaises dominant Thiézac. L'affleurement s'étend sur environ 5 ha. Il s'agit de micaschistes à texture lépidoblastique. Sur le flanc gauche de la vallée de la Cère, les affleurements de socle sont plus discrets, on ne trouve que quelques galets dans les chenaux de ravinement, jusqu'à 850 m d'altitude.

Le village de Thiézac, comme beaucoup d'autres villages du Cantal, est installé sur un important glissement de terrain postglaciaire. Plusieurs rejeux de ce glissement ont été répertoriés : au XII^e siècle avec destruction de l'église, en 1818, 1918 et 1922.

• ***Le chaos de Casteltinet***

Ce gros glissement de terrain est visible en face de Thiézac et permet, grâce à un sentier aménagé, de faire une petite promenade dans ses dépôts. La falaise qui le surplombe est constituée d'un empilement de coulées de débris surmonté par des coulées trachyandésitiques.

• ***Les lahars du Cher (45°00'45" et 2°39'32")***

Près de la ferme du Cher, après l'intersection vers Lasmolineries et avant la ferme du Cher, on observe, dans la tranchée de la route, des dépôts de coulées de débris constituées d'une alternance de coulées de débris cohésives et non cohésives d'épaisseurs pluridécimétriques. Le pendage des lahars est orienté vers le Sud (6°). Plus haut, après la ferme du Cher, affleurent d'autres lahars jusqu'au relais de télévision.

Au cimetière de Thiézac, prendre la D 59 jusqu'à Lasmolineries. Dépasser ce hameau et laisser la voiture au virage suivant (épingle à cheveux). Aller à pied jusqu'à la cascade (fléchée).

• ***L'ankaramite de Faillitoux (45°0V46" et 2°3S'28")***

La cascade de Faillitoux franchit une coulée d'ankaramite prismée verticalement à gros cristaux de pyroxènes et d'olivine. Elle présente un débit colonnaire très net ; les prismes, de 0,5 m de section à la base, s'élèvent sur toute la hauteur de la falaise et s'infléchissent vers le haut de celle-ci.

Il s'agit d'une roche sombre porphyrique, microlitique. Les phénocristaux comprennent des augites automorphes, noires, dont la taille peut atteindre 2 cm, et des olivines parfois automorphes. La matrice contient des microlites de même nature auxquels s'adjoignent des plagioclases associés à des traces de titanomagnétite et de biotite. L'âge de la coulée est de 9,5 ± 0,5 Ma (K/Ar).

À l'Ouest de la cascade de Faillitoux, en remontant le petit ruisseau sur 200 m, on arrive à une autre belle cascade (15 m de haut) taillée dans un bel empilement de dépôt de coulées de débris de puissances pluridécimétriques à métriques et à grosses coulées ravinantes. Cette unité laharique repose sur une unité cendro-ponceuse décamétrique, et l'ensemble semble plaqué sur l'ankaramite de Faillitoux.

Revenir sur la N 122. Dans la descente vers Thiézac, admirez les très belles coulées de débris non cohésives surmontant des dépôts à faciès fluviatiles et qui affleurent dans les talus le long de la route entre la cascade et Lasmolineries.

• ***La rhyolite d'Armandie (45°01'31" et 2°41'28")***

La rhyolite d'Armandie n'affleure pas à proximité du lieu-dit Armandie, mais plus au Sud, dans le ruisseau de Tourcy, au Nord du Pas de Compaing. La rhyolite massive affleure de manière quasi-continue depuis le Pont de Pierre jusqu'au fond de la Cère.

Des brèches rhyolitiques sont visibles en bordure de la N 122, au bord de la Cère et le long du chemin montant à l'Antérieur.

Au bord de la N122, il s'agit d'une poche pluridécamétrique constituée de brèche rhyolitique et de rhyolite massive au sein d'une brèche trachyandésitique à gros blocs. A l'extrémité orientale, on observe un contact net (pendage apparent 65 °E) entre la brèche trachyandésitique et une grande masse rhyolitique feuilletée. Le contact est souligné par une brèche rhyolitique.

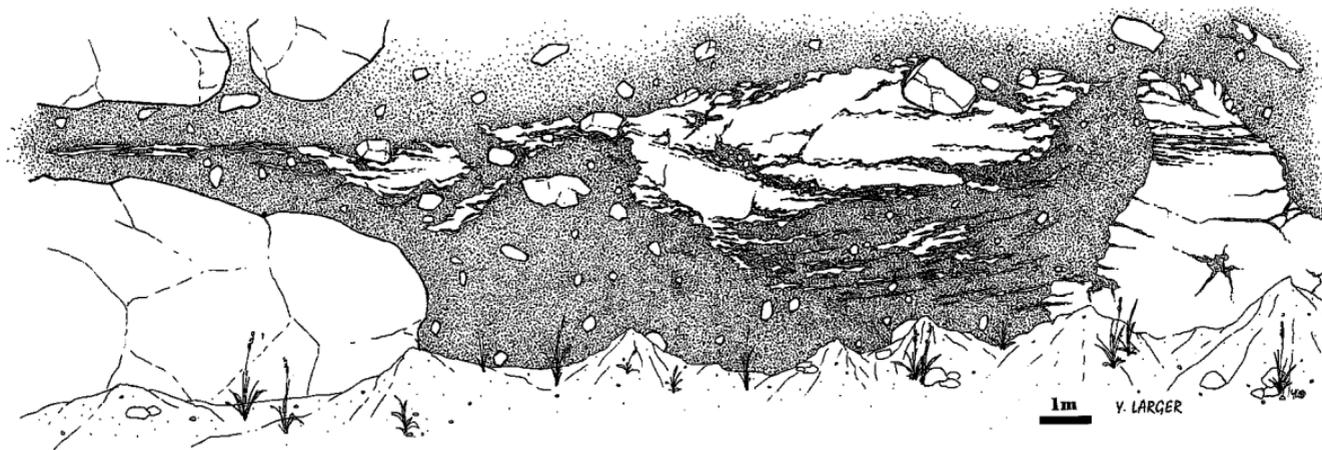


Fig. 27 - Blocs de rhyolite dilacérés par l'avalanche de débris (Vallée de la Cère) (d'après Larger, 1999)

Les brèches rhyolitiques n'affleurent que du côté aval de la masse rhyolitique principale et le contact rhyolite/avalanche de débris, bien que non observé, semble, à l'échelle cartographique, relativement plan.

Il s'agit d'une roche leucocrate (avec 36 % de quartz normatif), blanc-rose, à phénocristaux arrondis (2 mm) d'anorthose, biotite (3-4 %) et amphiboles résorbées. La pâte est largement vitreuse (40-60 %), le verre instable étant en voie de cristallisation sphérolitique. Quelques microlites d'anorthose, pyroxènes, zircon, sphène, minéraux opaques sont présents. Par ses fortes teneurs en sodium, la roche est hyperalcaline ; il s'agit d'une comendite, pauvre en fer.

L'âge de sa mise en place est de $9,0 \pm 0,4$ Ma (K/Ar).

L'importance de la bréchification, l'absence d'auréoles thermiques et de bordures figées et la présence de blocs de trachyandésite inclus suggèrent que le dôme de rhyolite a été décapité par l'avalanche de débris à gros blocs trachyandésitiques qui le surmonte. Cette hypothèse est confortée par la présence de fragments rhyolitiques de toutes tailles, se concentrant à l'aval du dôme décapité, dans la direction d'écoulement. Une fraction de la partie décapitée se mélange à la matrice de la brèche trachyandésitique, mais l'essentiel forme des blocs. La taille maximale des blocs diminue en fonction de la distance par fragmentation progressive.

Cent mètres plus haut (vers l'Est), le long de la route, voir les niveaux cendro-ponceux dilacérés par l'avalanche de débris et renfermant des fragments de bois (fig. 27 et 28).

• ***La brèche polygénique du tunnel du Lioran (45°04'42" et 2°43'45"), le trachyte des Chazes et l'entablement du Plomb.***

Un arrêt dans le cirque de la Cère, à l'intersection de la route du tunnel et de la route du col, permet d'admirer une brèche de débouillage à nombreux fragments de socle recoupant les brèches trachyandésitiques propylitisées de type « écoulement pyroclastique » (nuées ardentes) du cœur du Cantal.

Cette brèche renferme des fragments de trachyandésite en éléments infra-décimétriques, des fragments de gneiss et micaschistes et des trachytes. L'absence de fragments de carbonates et d'argiles traduit l'absence de ces éléments dans le substratum. Les affleurements sont recoupés par un grand nombre de dykes de basalte, de trachyandésite sombre (hawaïite) et clair (trachyandésites à biotites) à des états d'altération plus ou moins poussés dont certains complètement argilisés. L'affleurement vers le tunnel montre des relations complexes entre les différentes lithologies ainsi qu'un contact vertical entre une trachyandésite acide broyée et la brèche de débouillage qui la recoupe à l'emporte pièce.



Fig. 28 - Bréchification d'un bloc de rhyolite par l'avalanche de débris
(dessin d'après lame mince ; Larger, 1999)

L'aspect chaotique de la brèche, ses contacts tranchés, sa richesse en fragments de socle, l'absence de fragments de laves juvéniles et les filons clastiques injectés dans l'encaissant nous amènent à l'interpréter comme une brèche de débouillage de type « brèche de diatrème d'explosion phréatique ». Cette brèche, qui couvre une surface importante du cœur du Cantal, en fait un événement majeur de son évolution.

• **Le « complexe filonien » du Viaguin**

Situé entre l'entrée sud du tunnel du Lioran et la station de Super Lioran, ce « complexe filonien » affleure sur plus de 1 km de long. On y accède facilement en prenant le sentier à droite de l'entrée sud du tunnel routier du Lioran.

Il s'agit du secteur qui, avec le fond de la Jordanne, possède la plus forte concentration de dykes de tout le massif volcanique du Cantal. La plupart des filons recoupent transversalement le ruisseau du Viaguin, d'autres lui sont parallèles. À l'exception de quelques affleurements de brèches polyolithologiques, ce site n'est qu'une succession de filons que l'on suit parfois sur des dizaines de mètres sur l'un des côtés du ruisseau. La largeur des filons est variable, fréquemment comprise entre 1,50 et 5 m.

La nature de ces filons est essentiellement trachyandésitique *s.l.* Il s'agit très souvent de trachyandésites à lattes de plagioclases et biotite et plus rarement à amphiboles. On trouve également des filons de roches basiques ou très peu différenciées et quelques rares filons phonolitiques *s.l.*

• **Le trachyte des Chazes (45°04'36" et 2°43'30")**

Il affleure en bordure de la N 122, sous forme d'un dôme allongé de 400 m environ. Les conditions d'affleurement sont excellentes et le site est tout à fait accessible près d'une aire de repos, au lieu-dit « Les Chazes ». Ce dôme constitue l'un des nombreux affleurements de trachyte existant dans la vallée de la Cère.

Le dôme est allongé selon une direction nord-ouest. Il recoupe, au Nord-Ouest, une brèche monolithologique violacée et, au Sud-Est, une brèche polyolithologique à fragments de socle gneissique. Il est recoupé par plusieurs filons de basalte plus ou moins argilisés, visibles dans la partie centrale, et par un filon rhyolitique blanc, à son extrémité ouest. Par ailleurs, quelques filonnets de frictionnites recoupent le cœur du dôme. La bordure ouest montre un recuit de bordure de 20 cm d'épaisseur.

C'est une roche très claire à gros phénocristaux centimétriques de feldspaths et biotite automorphes. Deux catégories de feldspaths coexistent : des feldspaths formant des « taches blanches », de quelques millimètres

jusqu'à 1 cm, en quantité importante, et des cristaux automorphes translucides et pluricentimétriques, beaucoup plus rares. La taille des biotites dépasse rarement 2 mm.

Dans le ruisseau du Viaguin, des dykes de même nature correspondent probablement au réseau d'alimentation du dôme.

• **Le Plomb du Cantal : panorama sur l'édifice volcanique**

À pied ou en téléphérique, le Plomb du Cantal offre un panorama exceptionnel sur l'ensemble du stratovolcan. Point culminant du Cantal avec 1 855 m, le Plomb du Cantal est un culot de basanite de 140 m de diamètre qui a fourni l'un des âges les plus récents du Cantal ($2,9 \pm 0,2$ Ma ; K/Ar).

Le plug du Plomb du Cantal recoupe et repose sur une succession de plusieurs dizaines de coulées. Ces coulées sont constituées de trachyandésites à phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles avec des inter-coulées bréchiques de type « écoulement pyroclastique » (nuée ardente). Ce sont ces coulées et brèches associées, dont les vestiges subsistent au cœur de l'édifice volcanique, qui ont alimenté l'essentiel des avalanches de débris.

La table d'orientation située vers le Nord donne un aperçu des ensembles trachyandésitiques qui forment le cœur du Cantal.

La grande vallée, qui est au premier plan et qui s'étend sur la gauche, est la vallée de la Cère. L'intrusion phonolitique du Puy Griou domine la vallée. À droite du Puy Griou, des empilements de coulées trachyandésitiques forment un plateau. La base de l'empilement est située à quelques mètres sous la limite prairie - forêt. En continuant vers la droite, on remarque que la crête est découpée en « U » ; il s'agit du Col de Rombière, façonné par les glaciers. À droite de ce col et jusqu'au Téton de Vénus, s'étendent les coulées trachyandésitiques du Puy Bataillouse. Toute la crête, du Téton de Vénus jusqu'au Rocher du Bec de l'Aigle, est constituée d'une brèche trachyandésitique à blocs vésiculeux. La vallée visible à partir du Rocher du Bec de l'Aigle est celle de l'Alagnon. Les coulées trachyandésitiques du Puy de Seycheuse dominent cette vallée.

Entre la brèche du Rocher du Bec de l'Aigle et le Puy de Seycheuse, en arrière-plan, se dessinent les coulées basaltiques du Puy de Niermont. En continuant vers la droite, au premier plan, on remarque l'empilement de coulées trachyandésitiques du Puy de la Cède. Des coulées trachyandésitiques sont également observables dans le cirque glaciaire que domine le Plomb du Cantal.

Dans la vallée de la Cère, à gauche du Puy Griou, présentant également une forme pointue, se situe l'intrusion phonolitique du Puy de l'Usclade.

À côté, affleure un plateau constitué de coulées trachyandésitiques et basaltiques. À gauche de ce plateau et légèrement en retrait, on remarque l'empilement de coulées trachyandésitiques de l'Élancèze et du Puy de la Poche.

De l'autre côté de la vallée de la Cère, s'étend la vallée de la Jordanne, dominée par l'intrusion trachytique du Puy Mary façonnée par les glaciers qui lui ont donné cette morphologie typique en horn. La petite pointe située à gauche du Puy Mary est une intrusion de trachyandésite. La Roche Noire, visible à côté, est également constituée de trachyandésites. En continuant vers la gauche, on observera successivement la Chapeloune et le Puy Chavaroché qui sont constitués de formations scoriacées et de coulées trachyandésitiques. Les bandes claires subhorizontales de Cabrespine sont des coulées trachyandésitiques tardives.

Entre la Chapeloune et la Roche Noire, se dresse, en arrière-plan, l'intrusion phonolitique du Roc d'Hozières. Derrière le Roc d'Hozières, on aperçoit le Roc des Ombres, constitué d'un ensemble de brèches entre lesquelles s'intercalent des passées laviques. La pointe située dans le plan le plus éloigné, à gauche du Roc des Ombres, correspond au Puy Violent, point culminant de la planèze basanitique du Violent.

À droite du Puy Mary, apparaissent les coulées et les brèches de la Brèche de Roland. Le Puy de Peyre Arse, en arrière du Puy de Bataillouse, est formé de coulées trachyandésitiques. Derrière la vallée de la Jordanne, au Nord du Puy Mary, le Puy de la Tourte et la crête visible sont constitués de trachyandésites.

La table d'orientation tournée vers le Sud donne, en direction de l'ESE, un aperçu de la forme triangulaire typique de la planèze de Saint-Flour. Il s'agit d'un empilement de coulées basaltiques et basanitiques. Elle est limitée à droite par la vallée de la Sagnette et à gauche par le Lagnon. Au premier plan, sous le Plomb du Cantal, s'étale une vaste surface, modelée par l'érosion glaciaire et constituée de coulées trachyandésitiques et de dépôts glaciaires.

À droite de la planèze de Saint-Flour, s'étale un autre plateau triangulaire, constitué de coulées basaltiques soumises à l'érosion glaciaire. En bordure gauche, se trouve le Puy de la Jambe, délimité, sur la droite, par la vallée de l'Épie. Cette planèze est limitée à droite par la vallée du Brezons. Le Puy Gros, qui domine cette vallée, est constitué par des empilements de coulées basaltiques et basanitiques. En continuant sur la droite, au premier plan, on contemple les dépôts phréatomagmatiques stratifiés de l'Arpon du Diable qui recouvrent des coulées trachyandésitiques.

Vallée de l'Alagnon : du Lioran à Murat

Cet itinéraire effectué dans l'Alagnon permet d'établir la succession stratigraphique suivante, avec du haut vers le bas :

- coulées de basaltes supracantaliens de l'Alagnon, de la planèze de Chalinargues, diatomites de Murat ;
- lahars de Fraisse-Haut ;
- avalanche de débris du four à chaux de Laveissière ;
- coulées cendro-ponceuses de Pierre Taillade ;
- coulées de basalte infracantaliens de Murat.

• **Coulées pyroclastiques de Pierre Taillade**

Ces dépôts, étudiés en détail par J.-P. Milési (1976) et R. Platevoët et *al* (1999), affleurent en rive gauche de l'Alagnon, de 970 m à 1 090 m d'altitude, dans le lit du ravin de Pierre Taillade, ou en falaise sur ses deux rives et le long de la RN 122, de part et d'autre du pont du même nom, coté à 1 041 m d'altitude, sur une distance de près de 300 m. Ils affleurent aussi dans le lit de l'Alagnon, dans le lit du ravin de Fraisse-Haut de 1 000 à 1 015 m d'altitude, et en rive droite du thalweg de la Remise, à 1 150 m d'altitude, sous forme d'un petit affleurement de quelques mètres d'épaisseur. Ils sont aussi présents en rive droite de l'Alagnon, dans le ravin du treizième pont compté sur carte depuis la gare du Lioran, de 1 180 à plus de 1 200 m d'altitude.

Ces dépôts prennent, au niveau du pont sur le ruisseau de Pierre Taillade, la forme d'un front de langue (puissante de plus de 30 m), à relief légèrement inversé (visible en rive droite du petit ravin de la Remise) et dont les dimensions observables n'excèdent pas 250 m de large et 800 m de long. Son sens d'écoulement est sud-est, et sa pente, estimée d'après ses discontinuités, est de moins de 10°. Le ravin actuel de Pierre Taillade la partage ; celui de la Remise la borde sur son flanc est. L'épaisseur importante de l'ensemble des dépôts et leur répartition cartographique suggèrent une mise en place en fond de vallée.

La couleur d'ensemble est uniforme, dans des tons gris ou beige clair. Quelques traînées colorées en rouille ou rouge lardent la masse. Des diaclases verticales ou obliques recourent ces tufs, mais aucune prismation n'est visible. De rares discontinuités horizontales, difficiles à discerner, se présentent sous forme de joints parfois surmontés d'une bande à plus grande concentration de petits blocs et graviers. On en observe sur quelques mètres, le long des talus de la RN 122, 50 m à l'aval du pont de Pierre Taillade.

Au niveau du mémorial des FFI, R. Platevoët et *al*. (1999) ont montré l'existence de deux unités pyroclastiques superposées. L'interface entre les deux unités pyroclastiques est marquée par la présence d'un vitrophyre. Les

deux unités pyroclastiques sont constituées d'un tuf ponceux légèrement soudé, riche en cristaux de feldspaths, de clinopyroxènes de grande taille, accompagnés de quelques amphiboles et renfermant des lithiques de lave à texture microlitique. Le vitrophyre, qui marque la base de l'unité pyroclastique supérieure, présente un dense réseau de diaclases dont l'orientation est principalement perpendiculaire à la surface basale, suggérant l'existence d'une prismation d'origine thermique.

La coulée pyroclastique a été datée à $8,20 \pm 0,06$ Ma (Ar/Ar sur Plagioclase/Biotite ; Platevoët, 2001).

Les faciès distaux de ces coulées pyroclastiques affleurent plus à l'aval. Ainsi, aux environs de Chambréuil, au-dessus de l'ancienne gare de Pommier, affleure un tuf à lapilli peu induré, d'une puissance voisine de 10 m. Il est grossier, massif, mal classé et sans structures internes particulières. Il est très riche en ponces sub-arrondies renfermant des biotites, et contient quelques fragments lithiques inférieurs à 5 cm. L'âge obtenu sur ce faciès distal est voisin de celui mesuré sur Pierre Taillade : $8,16 \pm 0,05$ Ma (Ar/Ar sur feldspaths, biotites et amphiboles ; Platevoët et *al.*, 2001).

• **La carrière du four à chaux de Laveissière (45°07'00" et 2°47'58")**

Un peu avant Fraisse-Bas, prendre l'ancienne route en direction de Laveissière. À mi-chemin entre ce village (construit sur un glissement de terrain) et Fraisse-Haut, est située une ancienne carrière d'environ 20 m de haut et de plus de 100 m de large qui avait alimenté un four à chaux dont les haldes sont encore visibles dans les champs en contrebas. Le four à chaux exploitait de gros blocs de carbonates associés à une brèche essentiellement trachyandésitique (de type « nuée ardente » indurée) et des poches d'argiles vertes. Cette brèche très chaotique présente de fortes analogies avec celle de l'ancien four à chaux de Thiézac. Elle est interprétée comme une semelle polygénique d'avalanche de débris. La présence de carbonates dans la semelle de l'avalanche de débris suppose que ceux-ci affleurent à l'amont, davantage au cœur de l'édifice, et ont été arrachés par l'avalanche de débris.

La vallée de l'Alagnon, à l'amont de Murat, présente un fond complètement plat qui correspond au sommet d'un remplissage d'un ombilic glaciaire constitué de matériaux fluvio-glaciaires. Un kilomètre à l'aval de Murat, des repérages par sondages électriques (BRGM) laissent supposer plus de 100 m de dépôts meubles d'origine fluvio-glaciaire.

• **Les basaltes infracantaliens**

Entre Murat et Laveissière, affleurent, en beaux talus le long de la RN 122, des basaltes infracantaliens partiellement recouverts par des tills.

Les basaltes sont vacuolaires, sub-aphyriques et renferment de nombreuses enclaves de granite et de péridotite de taille inférieure au décimètre et relativement nombreux (5 à 10 % de l'ensemble des affleurements). Les coupées montrent de belles bases rougies.

Directement après le château d'Anterroches, un important glissement de terrain est visible sur la droite. La falaise met à l'affleurement une brèche trachyandésitique polyolithologique, riche en matrice, avec des blocs de taille décimétrique. La brèche est finement stratifiée vers le haut avec des lits à matrice très fine. L'ensemble est interprété comme un empilement de dépôts de lahars.

En rive droite de la vallée de l'Alagnon, 500 m à l'amont de Chambreuil, à l'emplacement de l'actuelle décharge à ordures, était situé un gisement économique de lignite, schistes ligniteux et diatomite. Il était constitué de 5 couches, de 0,40 à 0,70 m de puissance, intercalées dans des argiles et des cinérites qui furent exploitées en souterrain jusqu'en 1944.

• **Murat**

À Murat, située au confluent des vallées glaciaires de l'Alagnon, de la Chevade, du Benet et du Lagnon, on entre dans la partie montagneuse du Cantal. La ville est encadrée par deux pitons basanitiques : les rochers de Bonnevie (au Nord) et de Bredons (au Sud). Ce sont des necks déchaussés correspondant à des remplissages de diatrèmes, comme le montrent les gaines de brèches entourant leur base.

• **Le neck basanitique de Bredons**

La partie nord du rocher de Bredons est une cheminée volcanique composée de basanite à olivine. Elle se prolonge vers le Nord par un dyke que l'on aperçoit très bien en regardant vers le Nord depuis la face ouest de la chapelle. Les prismations du neck sont visibles dans la carrière abandonnée, accessible sur la droite de la route d'accès. L'association avec une brèche de scories basaltiques, que l'on peut étudier entre le village et la chapelle, signifie que l'on est en présence des racines d'un pointement volcanique. Le rocher de Bredons est aligné sur la même fissure éruptive que les deux autres rochers (Bonnevie et Chastel) visibles depuis la droite de la chapelle en direction du Nord et Laqueille, non visible, plus au Nord dans la vallée de la Santoire.

Les necks de Bredons et Bonnevie se rattachent chronologiquement aux éruptions des planèzes. La basanite à néphéline de Bredons, fortement déficiente en silice, est âgée de $4,3 \pm 0,1$ (datation K/Ar). Il s'agit d'une des plus récentes du Cantal.

L'église de Bredons du XI et XII^e siècle, fortifiée au XV^e siècle, est construite en pierres de taille de trachyandésite.

• **Les diatomites de Foufouilloux (45°07'32" et 2°52'39")**

Le gisement d'Auxillac - Foufouilloux, découvert entre 1899 et 1904 et actuellement exploité par deux sociétés, occupe une cuvette elliptique de 800 sur 1 300 m située en bordure de la planèze de Chalargues, à environ 3 km au Nord-Est de Murat.

Le gisement à diatomites a été décrit par de nombreux auteurs dont M. Boule (1896), A. Meynier (1951), F. Rey (1965), F. Fournier (1965) et C. Maurizot-Blanc (1974). Il s'agit de plusieurs carrières voisines. Les carrières de Sainte-Reine et de Fageol sont aujourd'hui abandonnées, tandis que la carrière de Foufouilloux est toujours en exploitation. Elle se situe près du hameau du même nom, à une altitude de 1 000 m.

L'origine de la dépression, occupée par le lac à diatomées, n'est pas connue avec précision. On suppose, cependant, qu'il s'agit d'un cratère d'explosion phréatique, mais aucune observation géologique n'a permis jusqu'ici d'étayer cette hypothèse. La puissance totale atteint par endroits 30 m, mais elle est très variable car le dépôt a été morcelé par l'érosion. La protection de la diatomite a été assurée par une moraine glaciaire dont l'épaisseur dépasse parfois 25 m (Champreux et Serieyssol, 1986). Le substratum est constitué par une brèche trachyandésitique, et la partie supérieure des diatomites montre, par endroits, des projections volcaniques interstratifiées. F. Fournier (1965) et C. Maurizot-Blanc (1974) ont observé des apports fluviatiles avec, notamment, des galets de phonolite ainsi que des intrusions basaltiques qui ne sont plus visibles aujourd'hui. La sédimentation siliceuse s'est effectuée en varves annuelles, épaisses de 0,3 mm environ, pauvres en matières organiques au printemps et au début de l'été, enrichies en ces éléments à la fin de l'été et en automne. Les varves étant au nombre d'environ 50 000, la durée de dépôt peut être estimée à au moins 50 000 ans (Fournier, 1965). L'âge K/Ar, de $5,6 \pm 0,3$ Ma, d'un filon de basalte traversant les diatomites, situe le gisement vers la limite Miocène - Pliocène (Rey, 1975).

P. Roiron (1991) a repris l'étude de l'abondante macroflore de ce gisement et en a tiré des informations sur l'évolution climatique à la fin du Miocène, dans le Massif central, caractérisé, alors, par un abaissement thermique sensible. À la surface, des plaquettes sont très bien conservées : des rosettes d'aiguilles (quelques cm) de vivianite bleue pliers ; des empreintes végétales variées de mousses, de conifères, de graminées ; des empreintes de feuilles de bouleaux, d'aulnes, de noisetiers, de charmes, de hêtres, de chênes, de châtaigniers, de platanes, de saules, de peupliers, d'ormes, de noyers, de micocouliers, de figuiers, de lauriers, de camphriers, d'érables,...

Deuxième jour :
Vallée de la Jordanne, Puy Mary, vallées du Mars
et de la Maronne, Salers

• **La vallée de la Jordanne**

La vallée de la Jordanne a un profil glaciaire typique à l'aval de Lascelle (45 m de fluvio-glaciaire à la carrière de Bouygues, 2 km en aval de cette localité). Puis, la route monte à travers le cirque glaciaire modelé dans les empilements de brèches et dominé par les intrusions et dômes-coulées trachyandésitiques et phonolitiques (Puy Griou, Griounou, Usclade).

• ***Le panorama sur le cirque de Mandailles (45°05'37" et 2°41'43")***

L'observation se fait depuis le point information le long de la route entre Mandailles et le col de Redondet.

L'ensemble phonolitique du Puy Griou est constitué de trois pointements phonolitiques principaux :

- le premier, le Puy de l'Usclade, est le plus méridional et le moins élevé (1 498 m) ;
- le Griounou est le deuxième sommet phonolitique. Il est constitué de deux corps distincts. Le premier est celui qui forme le sommet et qui alimentait les éboulis actuellement stabilisés ; il culmine à 1 514 m d'altitude et présente une prismation de la lave très importante. Le second corps est moins visible car il ne forme qu'une rupture de pente sur l'arête ouest ;
- le troisième pointement forme l'un des sommets les plus imposants du Cantal : le puy Griou. C'est une pyramide élancée, de 1 690 m d'altitude, dont l'accès est possible depuis le GR 400. Les éboulis tendent à masquer la roche et ils rendent l'ascension difficile.

À l'Ouest du complexe phonolitique, apparaît le massif de l'Élancèze, constitué d'un empilement de coulées trachyandésitiques mis en place de 9 à 8 Ma et séparé du Puy Griou par un paléo-creux occupé par les coulées du Perthus, datées à 7,1 Ma.

Le point d'observation est construit sur les coulées de trachyandésitiques du fond de la Jordanne, ici intensément chloritisées (*cf.* affleurements au départ du chemin de ski de fond).

• ***Les gabbros de la Jordanne et la zone propylitisée du cœur du Cantal***

La partie centrale du volcan composite du Cantal est occupée principalement par des unités laviques et pyroclastiques trachyandésitiques recoupées par :

- des monzonites, au-dessous du village de Rudez ;
- des gabbros essexitiques, au buron de la Font des Vaches, sur les pentes du Griou ;
- des gabbros, sur la berge droite de la Jordanne, en amont de la ferme de Lacoste.

Ces trois massifs ont fait l'objet de plusieurs études pétrographiques (Vatin-Pérignon, 1961, 1966 ; Démange, 1974), géochronologiques et géochimiques (Baubron et Demange, 1977 ; Stettler et Allègre, 1979). M.-C. Prévost (1978) a mis en rapport la propylitisation des formations volcaniques de la partie centrale du volcan avec la mise en place de ces massifs plutoniques. Ch. Trémois (1982) a étudié les minéralisations qui leur sont associées. Par ailleurs, un sondage carotté, destiné à la mesure du flux thermique, a été réalisé en 1977 par le BRGM, sur la masse grenue principale de Lacoste : il a été foré sur environ 300 m sans que la base ait été atteinte.

• ***La formation de pente du Puy Mary et la cicatrice de l'avalanche de débris***

Cet affleurement de bonne qualité et d'accès facile, au bord de la D 17, dans le grand virage à gauche avant de passer le col de la Roche Noire en allant vers le Pas de Peyrol, montre une succession de petits éboulis dont la taille des éléments varie du millimètre à environ 50 centimètres. La formation a une épaisseur d'environ 50 à 70 m et est visible sur une centaine de mètres. Le pendage des bancs est de plus de 30° vers l'Ouest. L'ensemble est interprété comme une brèche de pente qui scelle un accident subvertical. Elles sont issues de la remobilisation (éboulis fossiles) de la brèche trachybasaltique de Rolland et pourrait correspondre à la trace d'une caldeira d'avalanche de débris. L'ensemble est scellé par les coulées et brèches trachyandésitiques de l'ensemble du Puy Chavaroché. L'orientation des dépôts de pente est interprétée comme l'orientation locale de la vergence de l'effondrement.

• ***Le dyke phonolitique de la Chapeloune***

Le dyke phonolitique de la Chapeloune, d'une épaisseur de 15 m, recoupe en N130° l'ensemble des coulées trachyandésitiques de la Chapeloune. L'âge de ce dyke ($6,9 \pm 0,2$ Ma) le situe entre ceux des coulées de la Chapeloune (aux alentours de 7,5 Ma) et du Puy Mary ($6,43 \pm 0,08$ Ma ; K/Ar sur feldspaths).

• ***La brèche trachybasaltique des fours de Peyre Arse***

Cet affleurement, formant l'escarpement et la crête des fours de Peyre Arse, est visible sur près de 2 km, entre le point coté 1 555 m et la Roche Noire. Une extension de la zone affleurante est possible sur le versant nord du Puy Mary et dans les cirques glaciaires de l'Impradine et de la Petite Rhue.

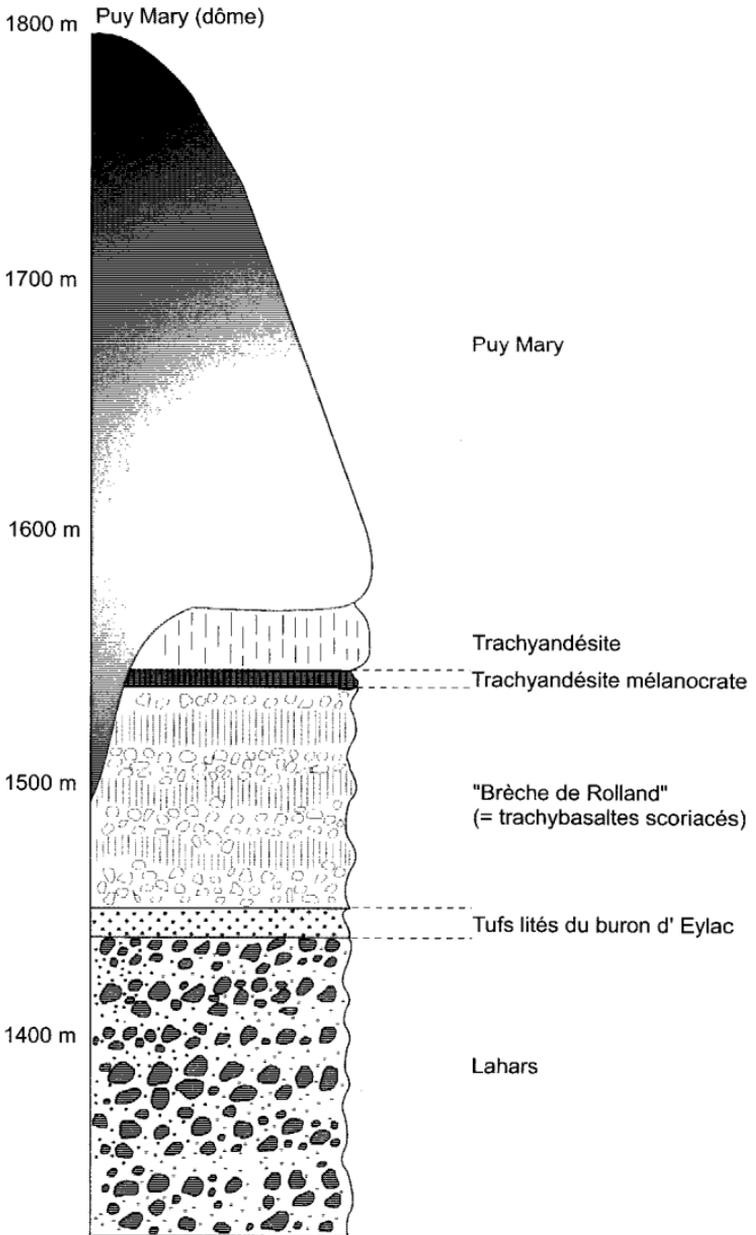


Fig. 29 - Stratigraphie simplifiée du complexe bréchiqve et lavique à l'aplomb du Puy Mary (côté impradine) (modifié d'après Watelet, 1977)

La formation trachybasaltique est composée d'une alternance de lits cendreaux et de strates scoriacées. Les horizons cendreaux contiennent quelques lapilli trachybasaltiques. Les autres strates sont plus grossières et composées de scories soudées et de petites passées laviques. Le passage d'une strate à une autre n'est pas continu. Latéralement, les séquences s'imbriquent les unes dans les autres. Ces dépôts correspondent à une succession de retombées cendreaux et scoriacées, intercalées avec des coulées scoriacées ou de fines coulées de lave trachybasaltique. Cette formation est plus épaisse sous le Puy Mary (environ 30 séquences de lits cendreaux et d'horizons grossiers), qu'au-dessus du point coté 1 555 m où le faciès est nettement plus cendreaux. Cette brèche stratifiée présente un pendage, généralement orienté vers le Nord, d'environ 5°.

Un point de sortie, localisé aux environs des ruines du ruisseau de Vachy, permet d'expliquer la variation d'épaisseur de la formation ainsi que son pendage général. Les coulées se sont épanchées sur les lahars trachyandésitiques du Puy Bataillouse et les coulées trachyandésitiques du point coté 1 555 m (7,6 à 8,0 Ma). Ce volcan a été recouvert par les coulées trachyandésitiques de l'ensemble du Puy Chavaroche (7,6-7,2 Ma).

• **Le Puy Mary (1 783 m)**

Le Puy Mary (fig. 29) est, sans conteste, avec le Puy Griou, l'un des plus beaux sommets de tout le Cantal. C'est une pyramide élancée, à base rectangulaire, qui domine la tête des vallées de la Jordanne, du Mars, de la Petite Rhue et de l'Impradine. L'érosion en a fait un véritable horn (fig. 30).

Le Puy Mary présente tous les caractères d'un cumulo-dôme, formé par une accumulation de lave visqueuse autour d'un point de sortie préalablement ouvert par une phase initiale explosive. La base de ce dôme devait être grossièrement circulaire, d'un diamètre proche de 700 m.

L'âge obtenu par K/Ar sur feldspaths est de $6,43 \pm 0,08$ Ma.

Au Pas de Peyrol, la base du Puy Mary est masquée par des brèches de couleur blanche, chaotiques et très hétérométriques. Celles-ci, de même nature lithologique que le dôme, sont interprétées comme des nuées ardentes. Les blocs, dont certains atteignent 200 m³, sont emballés dans une matrice très pulvérulente, composée de fragments de roche finement pulvérisés. Ceux-ci affleurent très bien au niveau du parking le long de la RN 680 descendant vers la vallée du Mars où l'on voit plusieurs nuées successives séparées par de minces niveaux cendreaux. La lave est une trachyte à biotite et oxy-hornblende, à la limite du champ des trachyandésites ; la pâte contient 10 % de tridymite.

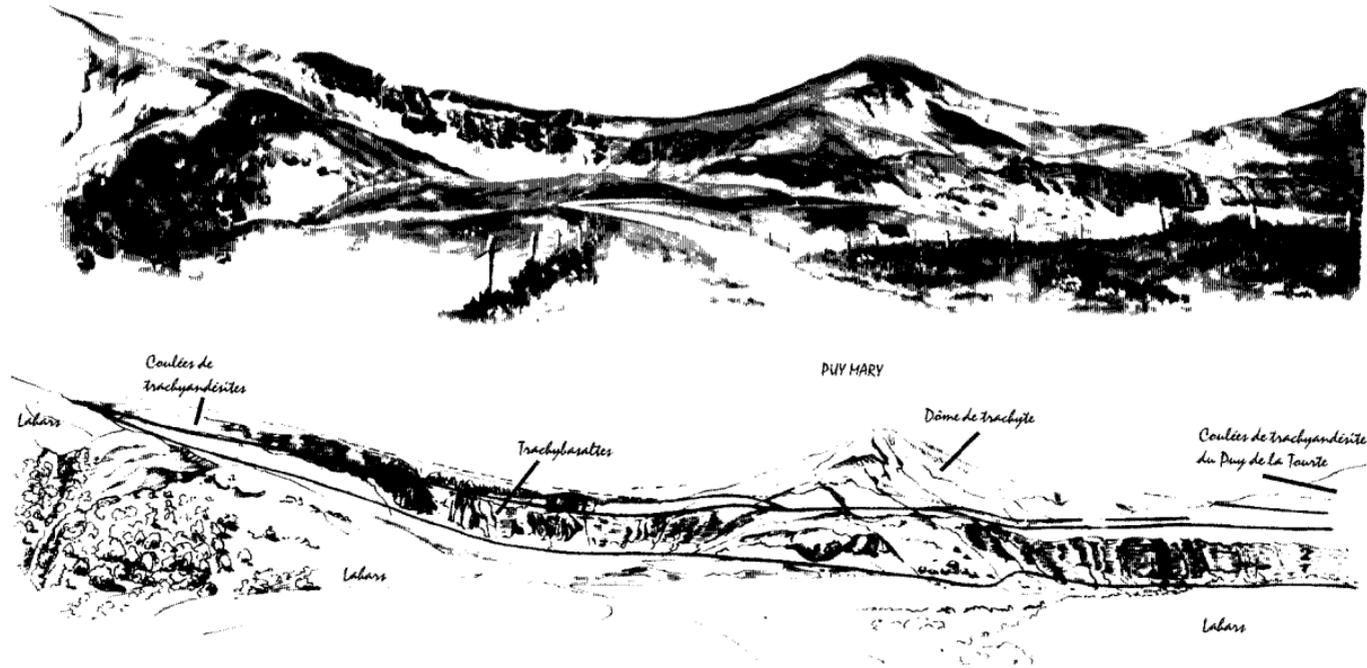


Fig. 30 - Panorama de l'ensemble du Puy Mary vu à partir de l'Impradine (modifié d'après Watelet, 1977)

Au Nord, ces nuées sont recouvertes par un empilement de 5 coulées trachyandésitiques (*s.l.*) séparées par des niveaux bréchiques, le tout formant le Puy de la Tourte.

On peut facilement (une heure aller-retour) atteindre à pied le sommet de ce dôme péléen. La roche est une trachyte à phénocristaux d'oligoclase, de sanidine (beaucoup plus rare) et de hornblende brune tandis que la pâte est riche en sanidine et contient près de 10 % de tridymite.

• **Le panorama depuis le sommet du Puy Mary**

Le sommet (1 783 m) offre un magnifique panorama (table d'orientation) sur les sommets cantaliens, presque tous trachyandésitiques, à l'exception du culot basaltique terminal du Plomb du Cantal, et des pitons phonolitiques comme le Griou, le Griounou et l'Usclade. Les célèbres vallées rayonnantes ont profondément gravé, sur les flancs du massif, leur réseau en étoile très caractéristique.

Au Nord, la première vallée que l'on peut admirer est celle de la Petite Rhue. Le ruisseau s'écoule vers Le Claux, en direction du Nord, dans une vallée en auge glaciaire. Au dernier plan, lorsque le temps est suffisamment clair, il est possible d'observer les crêtes du massif des Monts Dore, second stratovolcan du Massif central, et les sommets du Cézallier. Plus à l'Est et au premier plan, le col de Serre sépare les vallées de la Petite Rhue et de l'Impradine. Il est constitué par un empilement de dépôts de lahars. C'est cette même formation qui affleure dans le cirque de l'Impradine. Dans la continuité du col de Serre, on aperçoit le Signal de Niermont et la planèze basaltique du Limon. Ce plateau, d'origine volcanique, s'est mis en place à la fin de l'histoire éruptive du stratovolcan.

À l'Est, le paysage est masqué par le Puy de Peyre Arse. Ce sommet relativement élevé (1 806 m) est formé par des coulées de trachyandésite qui reposent sur des lahars, identiques à ceux du col de Serre. Entre le Puy Mary et le Puy de Peyre Arse, la muraille, constituée de la formation de la brèche de Rolland, sépare les vallées de l'Impradine et de la Jordanne. Au loin, on reconnaît le sommet du massif cantalien, le Plomb du Cantal (1 855 m). Il est formé par un empilement de coulées trachyandésitiques chapeauté par un neck basaltique datant de la fin de l'histoire du stratovolcan (2,9 Ma).

En continuant vers le Sud, la vallée de la Jordanne s'ouvre à nous. Les formations géologiques qui y affleurent font partie des plus anciennes du volcan : coulées de trachyandésite très altérées, nuées ardentes, intrusions de roches grenues. Entre la vallée de la Jordanne et celle de la Cère, les intrusions phonolitiques forment des pointes rocheuses. Elles constituent les Puy Griou (1 690 m), Griounou (1 514 m) et de l'Usclade (1 498 m).

Plus au Sud, l'Élancèze forme le dernier massif élevé entre Jordanne et Cère. C'est un vestige du Cantal, constitué d'une superposition de coulées trachyandésitiques.

En rive droite de la vallée de la Jordanne, les formations géologiques sont très différentes de celles déjà rencontrées. En effet, du Piquet au col de Redondet, en passant par le puy de Chavaroche, des brèches et des coulées de trachyandésite comblent une caldeira d'avalanche, datée à 7,4 Ma. Derrière ces différents sommets, on aperçoit les vallées de la Doire et de la Bertrande. Contrairement aux autres vallées du Cantal, elles ne prennent pas leur source au pied du Puy Mary ou des sommets centraux.

Ensuite, en tournant toujours vers le Nord, on observe au premier plan le col de Redondet sur lequel repose la coulée de lave de la Roche Noire. Au Nord de ce col, commence la vallée du Mars. En rive gauche, les sommets du Roc des Ombres et de la Roche Taillade tendent à cacher les planèzes basaltiques mises en place tardivement. Le Roc d'Hozières est une intrusion phonolitique sub-contemporaine des intrusions phonolitiques centrales. A droite et à l'arrière du Roc d'Hozières, affleure le Roc du Merle. C'est une intrusion basaltique de grande taille, témoin profond d'un édifice de surface. Il se présente sous la forme d'une importante masse de basalte à olivine (2 mm), prismée en tous sens, dégagée par l'érosion d'environ 200 m de coulées de débris et de coulées sus-jacentes.

Au Nord, en rive droite de la vallée du Mars, le Puy de la Tourte, malgré son altitude relativement élevée (1 702 m), ne peut masquer le Roc de l'Aygue et la planèze basaltique associée. Le Puy de la Tourte est constitué d'un empilement de coulées trachyandésitiques.

À l'Est des burons d'Eylac, un verrou barre incomplètement le cirque ; sur le plancher, deux petites accumulations morainiques ont été mises en place par un glacier tardif qui n'occupait que la partie occidentale de l'amphithéâtre, au pied même du Puy Mary.

• Les lahars du col de Serre et le complexe trachyandésitique du Puy Bataillouse

La crête située entre l'Impradine et la Petite Rhue, au niveau du col de Serre, est intégralement constituée de coulées de débris avec de rares intrusions de trachyandésites acides visibles directement au col, par exemple. Le premier lacet, sous le col de Serre, en descendant vers la Petite Rhue, montre, en entaille de la route, un empilement de coulées de débris avec des ravinements, des granoclassements inverses et des niveaux fins de décantation. L'absence de prismations radiaires vers le centre des blocs, la nature polygénique, les croûtes sableuses en surface des séquences, les gros blocs en

toit de séquence, les chenalisations et les mesures paléomagnétiques sur blocs et matrices (Rochette et *al*, 1995) indiquent clairement qu'il ne s'agit pas de dépôts de nuées ardentes.

• ***L'avalanche de débris de la vallée du Mars : les mégablocs de l'avalanche de débris à la Peubrélie***

La falaise de la Peubrélie, en aval du Falgoux, permet une étude détaillée des mégablocs de l'avalanche de débris. La brèche est très hétérogène en raison de la diversité des blocs et des matrices. Les blocs sont constitués soit :

- de brèches trachyandésitiques monogéniques de type « nuée ardente » ;
- de brèches trachybasaltiques scoriacées ;
- de coulées de débris.

• ***La base de l'avalanche de débris à Espinouze (45°10'11" et 2°36'01")***

À 200 m au Sud d'Espinouze, dans la vallée du Mars, au niveau d'un ruisseau en bord est de la route, la base de l'avalanche de débris (mégabloc de type « nuée ardente ») affleure largement en contact avec le socle varisque (leucogranite à biotite et muscovite), par l'intermédiaire d'une semelle sombre de puissance décimétrique (fig. 31). Cette semelle est particulièrement développée dans les aspérités de la formation sus-jacente. Sa puissance maximale est de 2 m et, localement, peut renfermer des blocs de granite en forme d'amandes, des poches de matrice d'avalanche. La semelle prend un aspect étiré, fluidal par l'alignement des minéraux et des fragments lithiques qui la constituent. Cette cataclase s'injecte dans le granite sous-jacent sous forme de poches clastiques de taille inférieure à 2 m. Rarement préservé, le paléosol, développé au toit du granite (traces de racines), est quelquefois conservé dans des poches.

• ***Les basaltes infracantaliens à Franconèche***

À Franconèche, le long de la D 12, en amont du Falgoux, juste avant de passer le pont sur le ruisseau du Luchard, affleurent quatre coulées basaltiques associées à des scories stromboliennes rouges avec des bombes en fuseaux. Les laves sont constituées de basaltes porphyriques microlitiques, contenant des phénocristaux de pyroxène d'olivine. Cet édifice infracantalien a été décapité par l'avalanche de débris du Nord-Ouest. L'âge K/Ar sur feldspaths est de $7,3 \pm 0,1$ Ma.

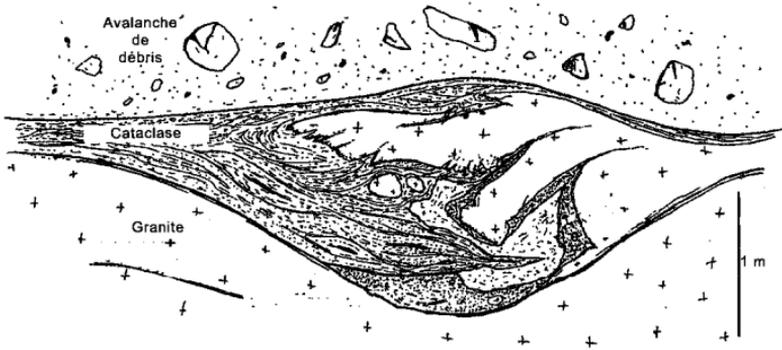


Fig. 31 - Semelle de l'avalanche de débris à Espinouze (vallée du Mars)

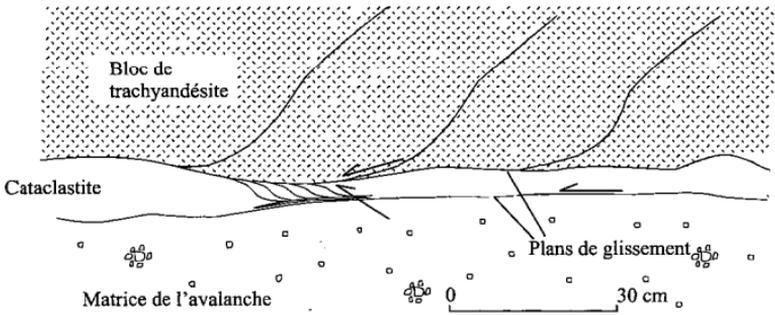


Fig. 32 - Semelle cataclastée du mégabloc lavique au Roc des Bancs (Vallée de la Maronne)

• **Le col de Néronne (45°09'19" et 2°35'31")**

Le col de Néronne, entre la vallée du Mars et la vallée de la Maronne, est situé à la tête de la planèze de Salers. On peut y voir les premières coulées de la planèze constituées de basalte riche en olivine reposant sur des sols cuits et des projections.

• **Le Roc des Bancs (45°09'00" et 2°32'27")**

Le Roc des Bancs, localisé à égale distance de Salers et de Récusset, montre le contact entre un mégaclaste lavique de taille hectométrique et son substratum. L'absence de prismation, de bordure figée, de recuit basai ou de base scoriacée indique clairement qu'il ne s'agit pas d'une coulée, ni d'un sill, mais d'un mégabloc pris dans l'avalanche de débris. Ceci est confirmé par la nature cataclastique de la semelle du mégabloc, d'une épaisseur de 3 m, renfermant quelques poissons tectoniques, ainsi que par de nombreuses fractures et stries tectoniques indiquant clairement un transport solide (fig. 32).

• **L'avalanche de débris de Salers**

Dans la montée vers Salers, en venant de Saint-Paul-de-Salers, au niveau d'un virage en épingle, affleure un beau mégabloc de lave, affecté de « jigsaw cracks » dans une matrice polygénique (fig. 33). Au-dessus de l'avalanche de débris, dans les talus de la route, affleurent des dépôts de coulées de débris et de coulées hyperconcentrées. Leur mise en place est quelquefois ravinante, le granoclassement généralement inverse et les éléments arrondis.

• **Salers**

La plupart des maisons de Salers, ainsi que l'église, sont construites en belles pierres de taille de brèche volcanique. La matrice est généralement plus foncée que les éléments arrondis et de taille inférieure au décimètre, composés de trachyandésite à mégacristaux de sanidine. L'ensemble a une teinte allant du jaune au rouge en passant par le marron et le gris. Cette pierre de taille, très prisée dans les vallées cantaliennes, est présente en blocs dans les avalanches de débris. À l'origine, il s'agit de dépôts de nuées ardentes trachyandésitiques que l'on peut encore admirer en place au cœur du Cantal, dans l'entablement du Plomb du Cantal, dans le Font de Cère et d'Alagnon.

Les carrières d'exploitation de la pierre sont visibles sous Salers, dans les blocs tombés de la falaise située le long de la D 35 allant à Fontanges directement sous le bourg de Salers.

BIBLIOGRAPHIE

- AGUILA L., NEWHALL C.G., MILLER CD., LISTANCO E. (1986) - Reconnaissance of a large volcanic debris avalanche at Iriga volcano, Philip. *J. Volcanol*, 3, p. 54-72.
- ALARD O., DAUTRIA J.-M., BODINIER J.-L. (1996) - Nature du manteau supérieur et processus métasomatiques de part et d'autre du Sillon houiller (Massif central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 323, p. 763-770.
- ALLÈGRE C.-J., TREUIL M., MINSTER J.-E, MINSTER B., ALBAREDE E (1977) - Systematic use of trace element in igneous process. Part I: fractional crystallization process in volcanic suites. *Contrib. Mineral Petrol*, 60, p. 57-75.
- ALLÈGRE C.-J., MINSTER J.-E (1978) - Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, p. 1-25.
- ALLÈGRE C.-J., DUPRÉ B., LAMBRET B., RICHARD P. (1981) - The subcontinental versus suboceanic debate. I lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area: the Ahaggar volcanic suite. *Earth Planet. Sci. Lett*, Amsterdam, 52, p. 85-92.
- ALLEN J.C., BOETTCHER A.L. (1978) - Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P.T fH₂O-fO₂. *Amer. mineral*, vol. 63, p. 1074-1087.
- ANCOCHEA E., HERNAN E, CENDRERO A., CANTAGREL J.-M., FUSTER J.-M., IBARROLA E., COELLO J. (1994) - Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Island, and the genesis of the caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, p. 243-262.
- ARNAUD N. (1998) - Organisation spatio-temporelle des lahars (Nord-Ouest du Cantal, France). M.A.G. n° 178, IGAL, Cergy, 103 p. (inédit).
- ARNAUD N. (2000) - Les dépôts de lahars dans le stratovolcan du Cantal (France). Essai de caractérisation pétrographique et sédimentologique des dépôts dans les vallées des Petites Rhues, de la Véronne, du Martinet et du Mars. M.G. IGAL, 125, Cergy, 239 p.
- ARNAUD N., LEYRIT H., SARACENI A., JAMET A., BINET E, VANNIER W., FREOUR G. (2000) - Les dépôts de lahars du Cantal (France). *Bull. liaison Soc. Fr. Minér. Crist.*, vol. 12, p. 16-17.
- ARNAUD N., LEYRIT H., JAMET A., BINET E, VANNIER W. (1998) - Organisation des produits volcaniques de remaniement du Cantal. 17^e Réunion des Sciences de la Terre, Brest, p. 64.
- ARNAUD N., LEYRIT H., JAMET A., BINET F. (1999) - Les formations épivolcanoclastiques du Cantal miocène : cas du piémont au Nord-Ouest du stratovolcan. *Doc. BRGM*, n° 291, p. 7-8 et *Bull. Sect. Volcanol. Soc. géol. FK*, n°49, Paris, p. 5-7.
- AUBERT M., GOËR de HERVE A. (de) (1972) - Sondages électriques dans les moraines au Nord de la Planèze de Saint-Flour et dans la vallée de l'Alagnon. Note IOPG Clermont-Ferrand, n° 6.

- AUBERT M., DUPIS A., LENAT J.-E, ROUX X, SENAUD G. (1979) - Exploration géophysique de la fosse volcano-tectonique du Cantal. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 288, 2, p. 215-218.
- AUBERT M., ROUX J. (1980) - Étude géophysique de la Planèze de Talizat - Saint-Flour. Rapport IOPG, Clermont-Ferrand, n° 80-01.
- AUBERT M. (1981) - Nouvelle interprétation de la structure magnétique profonde du Massif central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 14-17.
- AUBERT M., DUPIS A., LENAT J.-E, ROUX J., SENAUD G. (1982) - Structure of the Cantal stratovolcano, French Central massif, from electric, magnetotelluric soundings and aeromagnetic data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, p. 77-99.
- AUNIORD M. (1952) - Étude de la brèche andésitique du Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 50, n° 237, p. 182-190.
- BABUSKA V, PLOMEROVA J. (1992) - The lithosphere in Central Europe: seismological and petrological aspects. *Tectonophysics*, 207, p. 141-163.
- BACHELERY P. (1994) - Glissements de flancs et avalanches de débris des volcans-boucliers basaltiques. 15^e Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, p. 131.
- BAUBRON J.-C, DEMANGE J. (1974) - Confirmation par des mesures radiométriques (méthode K/Ar) de l'épisode explosif du Miocène supérieur dans le centre du Massif du Cantal (Cantal, France). *C.R. somm. Soc. géol., Fr.*
- BAUBRON J.-C, DEMANGE J. (1975) - Implications d'une étude pétrologique et géochronologique (méthode K/Ar) de formations volcaniques postérieure au complexe intermédiaire du centre du volcan du Cantal (Massif central français). 4^e Réunion des Sciences de la Terre, Paris.
- BAUBRON J.-C, DEMANGE J. (1977) - Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du stratovolcan du Cantal (Massif central français). Méthode potassium-argon. Implications volcanologiques. Rapport BRGM 77 SGN 268 MGA/GTH.
- BAUBRON J.-C, DEMANGE J., VARET J. (1977) - Age K/Ar de quelques phonolites et trachytes du centre et du nord du Massif du Cantal. Implications pétrogénétiques. 5^e Réunion des Sciences de la Terre, Rennes.
- BAUBRON J.-C, DEFAUT B., DEMANGE J., MAURY R. (1978) - Existence d'un volcanisme anté-néogène dans les Causses (Massif central français). BRGM, *Res. Sci. Techn.*, SGN, p. 29.
- BAUDIN D. (1841) - Carte géologique du département du Cantal.
- BAUDIN D. (1843) - Statistique minéralogique du département du Cantal.
- BAUDOIN V (1998) - Géologie des hautes vallées de l'Authre et de la Doire. M.A.G., n° 157, IGAL, Cergy, 98 p. (inédit).

- BEAULIEU J.-L. (de), REILLE M. (1978) - Nouvelles analyses polliniques de sédiments tardi-glaciaires et holocènes du Cantal (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 287, 2, p. 73-76.
- BEGET J.-E., KIENLE J. (1992) - Cyclic formation of debris avalanches at Mount Saint Augustine volcano. *Nature, G.B.*, 356, p. 701-704.
- BELLON H. (1971) - Datations absolues des laves d'Auvergne par la méthode K-Ar. Thèse 3^e cycle, Orsay, 68 p.
- BELLON H., BROUSSE R., LAMBERT A., CORNEN G., LE GARREC M.-J., MAURY R., PESME M.-R., BLAIS S., LARROQUE P., BAUDEIGNE L. (1972) - Longue activité volcanique du Cantal, de 21 à 3,8 millions d'années. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 274, p. 2409-2412.
- BELLON H., GILLOT P.Y., NATIVEL P. (1974) - Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif central (France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, p. 53-58.
- BELLON H., GIBERT J.-P. (1975) - Datations absolues du contexte géologique de l'aire d'émergence des eaux hyperthermales de Chaudes-Aiguës, Cantal, France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 280, p. 1849-1852.
- BELLON H., GIBERT J.-P. (1979) - Aperçu géochronologique (K/Ar) du volcanisme nord-Margeride, Massif central, France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr*, fasc. 1, p. 16-19.
- BELLON H., HERNANDEZ J. (1979) - Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif central français) : place dans l'activité tertiaire de France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr*, 4, p. 175-179.
- BELLON H., GIBERT J.-P. (1983) - Le volcanisme dispersé du Gévaudan : un jalon important dans l'évolution cénozoïque du volcanisme du Massif central français. *Géologie Méditerranéenne*, tome X, n° 2, p. 115-127.
- BELOUSOVA M.G., BELOUSOV A.B. (1995) - Prehistoric and 1933 debris avalanches and associate eruptions of Harimkotan volcano (Kurile Islands). *Per Mineral*, 64, p. 99-100.
- BELOUSOV A.B. (1996) - Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamtchatka, Russia. *Bull. Volcanol.*, 57, p. 649-662.
- BERGER E. (1998) - 25 ans de modèles expliquant le volcanisme du Massif central : fausses certitudes et vraies hypothèses. 17^e RST, Brest, p. 72.
- BERGER E.-T., CHAZOT G., MERLE O., MICHON L. (1999) - Is there a hot spot beneath the French Massif Central? Some petrological constraints and new propositions. EUG 10, Strasbourg, p. 339.
- BERGERAT F. (1977) - La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, 19, p. 325-338.

- BERGERAT F., MUGNIER J.-L., GUELLEC S., TRUFFERT C., CAZES M., DAMOTTE B., ROURE F. (1990) - Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin: an interpretation from ECORS data. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156, p. 145-156.
- BERTHIER (1820) - Analyse de l'eau de deux sources minérales de Chaudes-Aigues (Cantal). *Ann. des Mines*, 5, p. 499.
- BEST L. (1992) - Sedimentology and event timing of a catastrophic volcanoclastic mass flow, volcano Hudson, Southern Chile. *Bull. Volcanol.*, 54, p. 299-318.
- BINET F. (1996) - Géologie de la haute vallée du Mars. M.A.G., n° 136, IGAL, Cergy, 99 p. (inédit).
- BINET F. (1998) - Contribution à la géologie du Cantal : la haute vallée du Mars (France). M.G. n° 81, IGAL, Cergy, 138 p.
- BLAIS S. (1972) - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal : géologie du Carladès. Thèse 3^e cycle, Orsay, 150 p. + annexes.
- BOCQUIER E., MARTY P. (1923) - Les dépôts récents de la vallée de la Cère et de la plaine d'Arpajon (Cantal). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 83-86.
- Bois C. (1993) - Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226, p. 227-252.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1921) - Les franes de la vallée de la Cère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 1595-1597.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1925-1926-1928) - Révision de la feuille Saint-Flour. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1925, t. 29, n° 158, p. 123-127 ; 1926, t. 30, n° 162, p. 134-139 ; 1928, t. 31, n° 166, p. 132-136.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1951) - Les glaciations de l'Auvergne. Massifs du Cantal, Cézallier, Mont-Dore. Étude géographique et géologique. 1 vol., 135 p. Aurillac : Impr. Moderne.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1954) - Observations nouvelles sur le Nord du Cantal (entre le Plateau de Limon et le Chenal Houiller). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 52, n° 241, p. 181-196.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1958) - Observations sur la commissure entre le Cantal, le Mont-Dore et le Cézallier, et sur le volcanisme qui la jalonne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 246, p. 1577.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1964) - Observations complémentaires sur l'Ouest du Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 277, 60, p. 561-575.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1964) - Notions nouvelles et hypothèses sur le volcanisme et la tectonique du Cantal septentrional et occidental. *Rev. Haute Auvergne*, 39, p. 42-55.

- BOULE M. (1900) - Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal. t. II, n° 76, p. 279-358.
- BOURDIER J.-L., GOËR de HERVE A. (de), RANÇON I-P., VINCENT P.-M. (1989) Volumineux dépôts d'avalanches de débris sur les versants sud et ouest du massif du Cantal. Implications stratigraphiques et volcano-structurales. *CR. Acad. Sci.*, Paris, 309, p. 2127-2133.
- BOURDIER J.-L., PRATOMO L, THOURET I-C., VINCENT P. M., BOUDON G. (1995) - Écoulements pyroclastiques dans l'éruption plinienne de 1990 au Kelut (Indonésie). 15^e RST, Nancy, p. 133.
- BOUT P. (1973) - Problèmes du volcanisme, datations absolues. *Rev. Auvergne*, 87, (1), p. 78-80.
- BRGM (1972) - Atlas des ressources du sous-sol du département du Cantal; possibilités d'utilisation industrielle.
- BRGM (1975) - Inventaire des ressources naturelles du département du Cantal: ressources minières, matériaux de carrière, sources minérales et thermales. Rapport BRGM 75 SGN 096 MCE.
- BRIL H. (1985) - Histoire géologique du Cantal. Doc. n° 1, Maison des Volcans, 114 p.
- BRIOT D. (1988) - Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Étude géochimique (éléments traces et isotopes Sr-Nd-O) du volcan du Mont Dore (Massif central français). Thèse univ. Clermont-Ferrand, 195 p.
- BRIOT D., POIDEVIN I-L. (1998) - Stratigraphie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de quelques laminites carbonatées du Rupélien supérieur du fossé de Limagne: incursions marines dans le rift du Massif central ? *CR. Acad. Sci.*, Paris, 326, p.479-484.
- BRIQUEU L., BOUGAULT H., JORON J.-L. (1984) - Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, p. 297-308.
- BROUSSE R. (1961) - Identification de « deux coulées de ponces » dans le massif volcanique du Mont Dore. *CR. Acad. Sci.*, Paris, 257, p. 2869-2871.
- BROUSSE R. (1961) - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 263, t. 58, 136 p.
- BROUSSE R. (1963) - La phonolite de Compains et les phonolites néogènes de France. 88^e congrès des Soc. savantes, (II), p. 93-114.
- BROUSSE R. (1979) - Le volcanisme du Cantal; phonolites miaskitiques et agpaitiques de fin de série. In « Livret-guide d'excursion: le volcanisme alcalin lié aux distensions cénozoïques de l'ouest européen (Massif central, Fossé Rhénan) », R. Brousse et W. Wimmenauer édit., Sciences de la Terre, 23, (3), p. 12-15.

- BROUSSE R., V ARET J. (1966) - Les trachytes du Mont Dore et du Cantal septentrional, leurs enclaves. Soc. géol. Fr., n° 3, p. 133.
- BROUSSE R., LEFEVRE C. (1966) - Nappes de ponces du Cantal et du Mont Dore. Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. 8, p. 223-245.
- BROUSSE R. et coll. (1972) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Riom-ès-Montagnes (764). Orléans: BRGM. Notice explicative par BROUSSE R. et coll.
- BROUSSE R. et coll. (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vic-sur-Cère (812). Orléans : BRGM. Notice explicative par BROUSSE R. et coll.
- BROUSSE R., BELLON H., GILLOT P.-Y. (1975) - Recognition of Mio-pliocène distensional phases in the North Mediterranean region by analysis of Cantalian volcanism, France. Meeting of European Geological Societies, Reading (U.K).
- BROUSSE R., HEINTZ E., PARK F., BELLON H. (1975) - Gisement, faune et géochronologie du Puy Courmy (Cantal, France). *Annales de l'université de Provence, Géologie Méditerranéenne*, t. II, n° 3, p. 135-142.
- BROUSSE R., LAMBERT A., CHANTRET F. (1975) - Un curieux aspect de l'altération des brèches du Cantal; la formation d'hydromagnésite et de nesquehonite. Congrès national des Sociétés savantes, Sect. Sci. C.R. 95, 1, p. 207-214.
- BROUSSE R. et coll. (1977) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pleaux (787). Orléans: BRGM. Notice explicative par BROUSSE R. et coll.
- BROUSSE R. et coll. (1980) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Aurillac (811). Orléans: BRGM. Notice explicative par BROUSSE R. et coll.
- BROUSSE R. et RANÇON J.-P. (1984) - Crystallization trends of pyroxenes from albitic phonolites (Cantal, France). *Mineral. Mag.*, vol. 48, p. 39-45.
- BROUSSE R. et coll. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mauriac (763). Orléans: BRGM. Notice explicative par BROUSSE R. et coll.
- BRUN J.-P., GUTSCHER M.A., DEKORP-ECORS teams (1992) - Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208, p. 139-147.
- CAILLEAU A. (1999) - Lavalanche de débris du Nord-Ouest du Cantal (France). Mém. IGAL, n° 203, 69 p.
- CAMUS G. (1975) - La Chaîne des Puys. Étude structurale et volcanologique. Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand publié par l'Unité d'Enseignement et de Recherche des Sciences Exactes et Naturelles, 318 p.
- CANTAGREL J.-M., VATIN-PÈRIGNON N., MILÈSI J.-P., WATELET P. (1977) Datations K/Ar des épisodes éruptifs du Cantal oriental: courte période d'édification du massif trachyandésitique. 5^e RST, Rennes, p. 129.

- CANTAGREL I-M. (1989) - Debris avalanches and debris flows : is the Cantal volcano a wide pile of ruins ? (Massif central français). EUG V, Strasbourg, Terra Abstracts, 1, 1, p. 28.
- CANTAGREL I-M. (1995) - Avalanches et coulées de débris dans un volcan complexe intraplaque : vers un nouveau schéma volcano-structural du massif du Cantal (Massif central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 3, p. 285-293.
- CANTAGREL I-M., THONAT A. (1976) - Âge du volcanisme dans le Cézallier (Massif central français) et migration de l'activité volcanique en Auvergne. *C.R. Acad. Sei.*, Paris, t. 282, D, p. 1837-1840.
- CANTAGREL IM., BAUBRON IC. (1983) - Chronologie des éruptions dans le Massif volcanique des Monts Dore (K-Ar), implications volcanologiques. *Géol. France*, BRGM, (2) 1, 1-2, p. 123-142.
- CANTAGREL I-M., SIGMARSON O., CONDOM INES M. (1987) - Chronologie du volcanisme aux environs du forage de Chazolles (Cézallier). *Géol. France*, BRGM, 4, p. 157-162.
- CANTAGREL I-M., BRIOT D. (1990) - Avalanches et coulées de débris: le volcan du Guéry ; où est la caldéra d'effondrement dans le massif des Monts Dore (Massif central, France). *C.R. Acad. Sei.*, Paris, 311, Sér. II, p.219-225.
- CARBON D. (1992) - Le champ de contraintes dans le Massif central, de l'Oligocène à l'Actuel. Mémoire de DEA, Montpellier, 54 p.
- CAROFF M., AMBRICS C., MAURY R.C., COTTEN J. (1997) - From alkali basait to phonolite in hand-size samples : vapor-differentiation effects in the Bouzents lava flow (Cantal, France). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 79, p. 47-61.
- CARRASCO-NUÑEZ G., VALLANCE J.W, ROSE W.I. (1993) - A voluminous avalanche-inducedlahar from Citlaltepétl volcano, Mexico. Implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59, p. 35-46.
- CAVELIER C. (1979) - La limite Éocène-Oligocène en Europe occidentale. *Mém. Sci. Géol. Strasbourg*, n° 54, 280 p.
- CEBRIA I. M., WILSON M. (1995) - Cenozoic mafic magmatism in Western/Central Europe: A common european asthenospheric reservoir. *Terra Nova*, abstract supplement n° 1, p. 162.
- CHAMBON S. (1997) - Géochronologie ³⁹/₄₀Ar de quelques amphiboles de pépérites de Limagne. TER (inédit), Clermont-Ferrand, 37 p.
- CHANTEPIE M. (1990). - Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dornes: étude pétrographique et géochronologique. DEA, Clermont-Ferrand, 40 p.
- CHAUVEL C. (1982) - Géochimie isotopique (Nd et Sr) et géochimie des éléments en traces des basaltes alcalins du Massif central : contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes.

- CHAUVEL C., JAHN R.M. (1984) - Nd/Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, p. 93-110.
- CHEGUER L. (1996) - Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolites) associée à un rift intracontinental. Thèse, univ. Clermont-Ferrand.
- CHESWORTH W., DEJOU J., LARROQUE P. (1981) - The weathering of basalts and relative mobilities of the major elements at Belbex, France. *Geochem. and Cosmochem. Acta*, 45, 7, p. 1235-1243.
- CHESWORTH W., DEJOU J., KIMPE C. (de), MACIAS VASQUEZ E., CANTAGREL I-M., LARROQUE P., GARCIA PAL. C., GARCIA ROJEDA D., QUANTIN P. (1983) Étude de paléosols rouges développés sur les basaltes miocènes du Massif central français. Principales caractéristiques physico-chimiques de ces pédogenèses. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, xx, 3, p. 189-208.
- CHURLET A., VELDE D. (1976) - Description d'une roche vitreuse (à composition chimique de basanite) à olivine, haüyne, clinopyroxène et analcime, mais sans plagioclase, affleurant au Sud d'Apchon (Cantal). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 282, 24, p. 2131-2134.
- CIUSEAU R., MUNCK F. (1964) - Contribution à l'étude de la structure du massif volcanique du Cantal. Sondages électriques. Rapport BRGM, DS 65 A4, 10 p.
- COISY P. (1977) - Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. Modèles géodynamiques du manteau supérieur. Thèse USTL, 117 p.
- COISY P., NICOLAS A. (1978) - Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central. *Nature, G.B.*, 274, p. 429-432.
- COLIN E (1966, 1971) - Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français). Thèse État, Clermont-Ferrand (1966); *Mém. BRGM*, n° 62 (1971).
- COLIN E, VATIN-PÉRIGNON N. (1969) - Les basaltes de l'Aubrac semblent contemporains des « basanites des plateaux » cantaliens. *C.R. . l'omm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 77.
- COLLECTIF (1986) - Les richesses du sous-sol en Auvergne et Limousin. Édité par la ville d'Aurillac.
- COLLOMB A., PILET S. (1996) - Pétrographie et minéralogie de la zone centrale du massif volcanique du Cantal (Massif central, France). Diplôme de Minéralogie, univ. Lausanne.
- CORNEN G. (1972) - Géologie du bassin des Rhues et Santoire (Massif du Cantal). Thèse 3^e cycle, Orsay, 134 p.

- CRANDELL D.R. (1989) - Gigantic debris avalanche of Pleistocène age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris avalanche hazard zonation. *Us. Geol. Surv. Bull.*, 1861,32 p.
- CRANDELL D.R., MULLINEAUX D.R., SIGAFOOS R.S., RUDIN M. (1974) - Chaos crags, eruptions and rockfall avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, 12, p. 143-146.
- CRANDELL D.R., MILLER C.D., GLICKEN H.X., CHRISTIANSEN R.L., NEWHALL C.G. (1984) - Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta, California. *Geology*, 12, p. 143-146.
- CRUZ-MERMY D. (2000) - L.:avalanche de débris de la Jordanne; caractéristiques des dépôts, dynamisme et déformations (Cantal, France). *Mém. IGAL*, 224, 114 p.
- DANTIER M. (1969) - La vallée de la moyenne Santoire et les plateaux voisins (Cantal). Thèse 3^e cycle, univ. Orsay, 266 p.
- DARDoN A. (1996) - Carte géologique au 1/25000 et notice du cirque de la Cère. Rapport de stage BRGM, 45 p.
- DARDoN A. (1996) - Synthèse chrono-magmatologique du stratovolcan du Cantal (Massif central, France). *Mém. de Maîtrise*, univ. Orléans, 35 p.
- DAVIDSON J., DE SILVA S. (2000) - Composite Volcanoes. In Sigurdsson H. (ed) "Encyclopedia of Volcanoes". Academic Press, p. 663-681.
- DEBÉGUA N. (1984) - Interprétation des profils gravimétriques de la Bresse. *Mém. BRGM*, n° 125, p. 52-57.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n° 125.
- DEJOU J., CHESWORTH W. (1979) - Nouvelles observations concernant l'évolution géochimique superficielle des basaltes miocènes du bassin d'Aurillac (Cantal). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, D, n° 3, p. 295-298.
- DEJOU J., ILDEFONSE P. (1979) - Analogies et différences enregistrées au cours des altérations superficielles naissantes et anciennes développées sur roches basiques en régions tempérées humides; cas des roches gabbroïques de la haute vallée de la Jordanne (Cantal) et du massif du Pallet (Loire Atlantique). *C.R. Acad. Sci. LeU.* 44 (2), p. 269-278.
- DEJOU J., de KIMPE C., LARROQUE P., MAYENOBE C., MOYNAC P. (1984) - Caractérisation d'un niveau argileux surmontant une arène granitique et fossilisé par les brèches volcaniques près du Falgoux (Cantal). *Rev. sci. nat. d'Auvergne*, 50, 1-4, p. 33-44.
- DEJOU J., de KIMPE C., LARROQUE P., MAYENOBE C., MOYNAC P. - Caractérisation et évolution géochimique superficielle d'un massif granitique fossilisé par des formations volcaniques près du Falgoux (Cantal). *Rev. sci. nat. d'Auvergne*, 49, (1-4), p. 19-29.

- DEJOU J., CHESWORTH W., LARROQUE P. - Données nouvelles sur l'évolution superficielle fersialitique subie par les basaltes pontiens du bassin d'Aurillac (Cantal, France). Cas du profil de Saint-Etienne de Carlat et considérations paléoclimatiques. *Pédologie Belg.*, 32, (1), p. 67-83.
- DELPUECH A., FERNANDES P. (1983) - Préhistoire du massif cantalien : données récentes et essai sur la dynamique du peuplement. *Bull. Soc. anthropologie Sud-Ouest*, t. XLI, p. 1-44, 20 fig.
- DELPUECH A., FERNANDES P. (1986) - Du peuplement préhistorique d'une moyenne montagne, le stratovolcan cantalien. Réunion annuelle des sciences de la Terre, Clermont Ferrand, II, p. 51.
- DEMANGE J. (1974) - Contribution à l'étude du volcanisme de la Haute Vallée de la Cère (Cantal). Thèse 3e cycle, Orsay, 231 p.
- DERRUAU M. (1986) - Morphologie périglaciaire des affleurements volcaniques. *Biuletyn Pelyglacjalny*, 31, p. 47-62.
- DERUELLE J., DERUELLE B. (1969) - Contribution à la géologie du Cantal: la zone orientale de la feuille de Riom-cs-Montagnes, 32 p.
- DESMARET J. (1769) - Mémoire sur l'origine du basalte. *Mém. Acad. Sci.*, 1771, p. 705, 1773, p. 599.
- DEVINEAU K. (1996) - Dynamique d'un rift intracontinental: enregistrement par les variations isotopiques Sr-Nd dans la fraction détritique des sédiments. DEA, Clermont-Ferrand, 29 p.
- DOREL J., FOURVEL D., DONNAOIEU G. (1994) - Étude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1. 166, n° 3, p. 271-284.
- DOWNES H. (1982) - Volcanism in Cantal, *MCE J Geol. Soc. London*, 139, part 5, p. 659.
- DOWNES H. (1983) - The petrogenesis of coexisting saturated and undersaturated continental alkaline magma serie: Cantal, France. PhD Thesis. Univers. of Leeds. 279 p. + appendices.
- DOWNES H. (1984) - Depleted and undepleted granulite xenoliths, Cantal, Fr. *J Geol. Soc. London*, 141, part 6, p. 1076-1077.
- DOWNES H. (1984) - Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, p.321-334.
- DOWNES H. (1987) - Tertiary and quaternary volcanism in the Massif Central, France. In: J.G. Fitton and B.G.J. Upton (Editors), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., 30, p. 517-530.
- DOWNES H. (1989) - Magma mixing in undersaturated volcanics, Cantal, France. *Mineral. Mag.* 53, p. 43-53.
- DOWNES H., Dupuy C. (1987) - Textual, isotopic and REE variation in spinel peridotitic xenoliths, Massif Central, France. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 82, p. 121-135.

- DOWNES H., WILSON M., in press - Contrasting fractionation trends in evolved alkaline magmas, Cantal, French Massif Central. *Chem. Geol.*, submitted.
- DUBOIS X. (2000) - L'avalanche de débris de la Jordanne. Caractéristiques des dépôts, dynamisme et déformations (Cantal, France). Mém. IGAL 224, 114 p.
- DUPUY J.C. (1985) - Recherche d'un aquifère sous la planèze de Saint-Flour (Cantal). *Hydrogéologie, Géologie de l'Ingénieur*, 1981, 4, p. 299-306.
- DURANCE G. (1996) - Les volcanoclastites de la vallée de la Jordanne: stratigraphie, pétrologie et dynamique sédimentaire (Cantal, France). Mem. IGAL, 141 p.
- DURANCE G. (1998) - Contribution à la géologie du Cantal: la vallée de la Jordanne. Mémoire de Géologue, nO 103, IGAL 130 p.
- DURANCE G., VANNIER W, BINET F., LEYRIT H. (1996) - Valeurs stratigraphique et chronologique des niveaux volcano-sédimentaires du stratovolcan cantalien. 16^e RST, Orléans 75 p.
- ECH-CHÉRIF EL KETTANI D. (1996) - Géologie du fossé du Forez : essai de synthèse et comparaison avec les autres bassins tertiaires du Massif central français. Thèse d'Université, Saint-Étienne, 372 p.
- EL ARABI A. (1990) - Les ordanchites (trachyandésites à hauïyne) des stratovolcans auvergnats: Cantal, Cézallier et Mont-Dore (Massif central, France). Études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Comparaison avec d'autres laves intermédiaire à hauïyne de séries intraplaques océaniques et continentales. Thèse doctorat Univ. Clermont-Ferrand.
- EMBERGER E., PÉRICHAUD J.J. (1979) - Carte des ressources minérales du Massif central, 1/1 000000, introduction à la connaissance des gisements miniers. Orléans: BRGM édit.
- EPPLER D.B. (1987) - The may 1915 eruptions of Lassen Peak, II: may 22 volcanic blast effects, sedimentology and stratigraphy of deposits, and characteristics of the blast cloud. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, p. 65-85.
- EPPLER D.B., FINK J., FLETCHER R. (1987) - Rheologie properties and kinematics of emplacement of the Chaos Jumbles rockfall avalanche, Lassen. Volcanic National Park, California. *J. Geophys. Res.*, vol. 92, n° B5, p. 2632-3633.
- FERNANDES P., DELPUECH A. (1986) - Matières premières siliceuses du sudouest cantalien et prehistoire, premiers résultats. Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, II, 58 p.
- FEYBESSE J.L. (1981) - Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif Central français). Thèse d'État, Clermont-Ferrand, 227 p.

- FISHER R.V, SMITH G.A., Eds. (1991) - Sedimentation in volcanic settings. Soc. Sedim. Geol., Spec. Publi., Tusa, USA, n° 45, 257 p.
- FONTAINE- VIVE M. (1981) - 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. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 336 p.
- FONTAINE-VIVE M., GOËR de HERVÉ A. (de) (1984) - Deux exemples de mélange par brassage mécanique entre laves alcalines contrastées dans le stratovolcan du Cantal (Massif central français). Implications volcanologiques. *Bull. Volcanol.*, Rome, vol. 47, p. 807-825.
- FOXWORTHY B.L., HILL M. (1982) - Volcanic Eruptions of 1980 at Mount St Helens. The first 100 Days. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1249, 125 p.
- FouQuÉ F. (1881) - Sur la série de roches qui constituent le sol de la Haute-Auvergne. *C.R. Acad. Sci.*, t. 92, 1039 p.
- FOURNIER F. (1965) - Étude de quelques gisements diatomifères d'Auvergne. DES Orsay, 80 p.
- FRANCIS P. (1993) - Volcanoes. A planetary perspective. Ed. Clarendon Press, 443 p.
- FRANCIS P., SELF S. (1987) - Effondrements et glissements de terrain au flanc des volcans. *Pour la Science*, août 1987, p. 59-66.
- FRANCIS P.w., WELLS G.L. (1988) - Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bull. Volcanol.*, 50, p.258-278.
- FRÉOUR G. (1996) - La caldeira du Cantal, mythe ou réalité ? Cartographie et pétrographie du Cirque de Mandailles. M.A.G., n° 144, IGAL, Cergy, 108 p., (inédit).
- FRÉOUR G. (1998) - Modèle d'évolution volcano-structurale du Cantal: rôle et répartition des déstabilisations de flancs de volcans en zone proximale (Cantal-France). M.G., n° 89, IGAL, Cergy, 2T, 101 p., 73 p., 112 fig, 3 pl., 6 cartes et une notice h.t.
- FRÉOUR G., LEYRIT H., NEHLIG P. (1998) - Six déstabilisations en masse du stratovolcan cantalien (Massif Central, France). 17^e RST, France, p. 116-117.
- FROMONT A., ROCHETTE P. (1995) - Étude paléomagnétique des modes de construction du stratovolcan du Cantal. Rapport BRGM, 45 p.
- FROMONT A., ROCHETTE P., NEHLIG P., VIDAL N. (1996) - Étude paléomagnétique des modes de construction du stratovolcan du Cantal. 16^e RST, Orléans, 76 p.
- GABLIER F. - Les étapes du creusement de l'Alagnon moyen et inférieur. Étude paléogéographique et géomorphologique. Mémoire de maîtrise effectué sous la direction de A. Godard. (1994) - Université de Paris I. 134 p.

- GAGNOL I., PUPIN I.p. (1985) - Typologie du zircon dans les termes volcaniques intermédiaires et différenciés du Cantal (Massif central français): implications pétrogénétiques. *CR. Acad. Sei.*, 300, 10, p. 457-462.
- GAST P. W. (1968) - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 32, p. 1057-1086.
- GAUTRAND C., BARBIER L. (1972) - Note préliminaire sur les dolmens du Cantal et de la Haute-Loire. *Revue de la Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 43, fasc. 2, 7 p., 7 photos.
- GERBE M.C., GONORD H., ARNAUD N. (1998) - Âge miocène des formations de bordure du fossé du Forez (Massif Central). *Géologie de la France*, 2, p.47-53.
- GIBERT J.P. (1972) - Géologie de la basse vallée de l' Authre et des plateaux environnants (Cantal). Thèse 3^e cycle, Orsay, 238 p.
- GIBERT J.P., SOREL O., VERGELY P. (1975) - Tectonique cassante polyphasée et émergences d'eaux hyperthermales : le site de Chaudes-Aigues (Cantal). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 629-636.
- GIBERT J., PRIVE GILL C., BROUSSE R. (1977) - Données géochronologiques K-Ar sur quelques gisements à plantes du massif volcanique du néogène du Cantal (Massif Central, France). *Rev. paléobot. palynol.*, 24,2, p. 101-118.
- GIBERT J.P., PAUL S. (1983) - Télédétection aérienne et phénomènes géothermiques : bilan des recherches technologiques et méthodologiques sur le site naturel de Chaudes Aigues (Cantal, France). *Cahiers géologiques*, 102, p. 641-666.
- GIRAUD J. (1902) - Études géologiques sur la Limagne (Auvergne). Thèse d'État, Ed. Ch. Béranger, Paris, 410 p.
- GIRAUD A., GOURC I.P., BESSON L., FABRE D. - Approche pluridisciplinaire des problèmes posés par un glissement de terrain sur faible pente. *Rev. Fr. Géotech.*, n° 14.
- GIRET A., MESTREL A. (1986) - Origine du complexe métamorphique de la vallée de l'Allagnon (Cantal). *RAST II*, 80 p.
- GIROD M., LEFÈVRE C. (1972) - Nature et origine des « andésites » et « trachyandésites » du M.C.F. *Contrib. minéral. pétrol.* 36-4, p. 315-328.
- GLANGEAUD P. (1921) - Sur le Plomb du Cantal, grand volcan autonome. *CR. Acad. Sci.*, t. 173, p. 919-921.
- GLANGEAUD P. (1922) - Le bassin oligocène effondré de Saint-Flour - Le Malzieu, la Truyère miocène, affluent de l'Allier. *CR. Acad. Sei.*, Paris, t. 263, p. 1936-1939.
- GUCKEN H. (1986) - Rockslide debris avalanche of may 18, 1980, Mount Saint Helens volcano, Washington. PhD Dissertation, Univ. of California, Santa Barbara California.

- GUCKEN H. (1991) - Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. Sedimentation in volcanic settings, SEPM, Special publication, n° 45.
- GUCKEN H., ASMORO P., LUBIS H., FRANK D., CASEDEVALL T. (1986) - The 1772 debris avalanche eruption of Papandayan volcano, Indonesia, and hazards from future similar events. Open file Report.
- GUCKEN H., NAKAMURA Y. (1989) - Blast and deposit from 1888 eruption of Bandaï volcano, Japan. *Geology*.
- GOËR de HERVE A. (de) (1966) - Données nouvelles sur la genèse de la planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal). *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, p. 1936-1939.
- GOËR de HERVE A. (de) (1967) - Des pillow-lavas sous la Planèze de Saint-Flour (Cantal). *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 265, p. 1273-1275.
- GOËR de HERVE A. (de) (1968) - Réflexions sur les pegmatitoïdes huileux des carrières de dolérites de Bouzentès (Planèze de Saint-Flour, Cantal). *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 267, p. 2260-2263.
- GOËR de HERVE A. (de) (1971) - Corrélations entre formes et dépôts glaciaires dits « des vallées » et « des plateaux » dans l'Est du massif volcanique du Cantal, Massif central !Tançais. *CR. somm. Soc. géol. Fr.*, 1971, 3, 260 p.
- GOËR de HERVE A. (de) (1972) - La planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal, France). Vol. I - Structure et stratigraphie, 254 p., 84 fig. Vol. II - Formes et dépôts glaciaires, 213 p., 41 fig. *Annales scient. univ. Clermont-Ferrand*, n° 47 et 48.
- GOËR de HERVE A. (de) (1980) - Le Cantal. *In Géologie des pays européens*, 26° Congo Géol. Int., Paris, 1. France, Belgique, Luxembourg, Dunod Ed.
- GOËR de HERVE A. (de), V ATIN PÉRIGNON N. (1966) - Les ordanchites et roches affinées du massif du Cantal. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VII, p. 298-307.
- GOËR de HERVE A. (de), MILESI I.P. (1976) - Étude préliminaire de la falaise d'Auzolles, modèle dynamique d'une origine directement éruptive des « conglomérats andésitiques » du Cantal (Massif central français). *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, p. 977-980.
- GOËR de HERVE A. (de), FONTAINE-VIVE M., MILÉSI I.P., V ATIN-PÉRIGNON N., VINCENT M.P., W ATELET P. (1979) - La relation orthopyroxène-bréchification des laves intermédiaires du Cantal. 7° Réunion. *Ann. Sc. Terre*.
- GOËR de HERVE A. (de), FONTAINE-VIVE (1983) - Les « Ordanchites » des Monts Dore et du Cantal (Massif central français) sont-elles le résultat d'un mélange entre un magma phonolitique et un magma trachyandésitique ? Inédit.
- GOËR de HERVE A. (de), coll. (1990) - Carte géologique 1/50 000 et notice, Saint-Flour, BRGM, Serv. Géol. Nat.

- GOËR de HERVE A. (de), BAUBRON I-C., CANTAGREL I-M., MAKOU L I (1991) Le volcanisme de l'*Aubrac* (Massif Central) : un bref épisode basaltique (25000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, 4, p.3-14.
- GOËR de HERVE A. (de), BURG I-P., coll. (1991) - Carte géologique 1/50000 et notice, Chaudes-Aigues, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- GOËR de HERVE A. (de), ÉTIENNE R. (1991) - Le contact Margeride, Cézallier, Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bull. Lab. Rhodanien de Géomorphologie*, 24-28, p. 3-21.
- GOËR de HERVE A. (de), CAMUS G., MIALLIARD., SANZELLE S., FALGUÈRES C., FAIN J., MONTRET M., PILLEYRE T. (1993) - Le puy de Gravenoire et ses coulées, dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (MCF), un modèle inhabituel d'avalanche de débris déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t.164, n° 6, p. 783-793.
- GOËR de HERVE A. (de), coll. (1994) - Carte géologique de la France à 1/50 000e feuille de Nasbinals et notice 122 p., BRGM, Serv. Géol. Nat.
- GOËR de HERVE A. (de) (1995) - Les volcans d'Auvergne, Le Cantal, dans volcanisme et volcans d'Auvergne. La Dépêche scientifique du Parc, p. 32-35.
- GOËR de HERVE A. (de) (1997) - Volcans d'Auvergne. Éditions Ouest France, 63 p.
- GORIN G. (1974) - Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central, France). Thèse Doc. Etat, Univ. Genève, 314 p.
- GORSHKOV G.S. (1959) - Gigantic Eruption of the volcano Bezymianny. *Bull. Volcanol.*, p. 77-109.
- GORSHKOV G.S., DUBIL Y.M. (1970) - Gigantic directed blast at Shiveluch volcano (Kamtchatka). *Bull. Valcanol.*, 34, p. 262-288.
- GRAND I (1956) - La planèze de Saint-Flour, étude morphologique. Dipl. ét. sup. (géographie), Clermont-Ferrand, 61 p.
- GRANET M., WILSON M., ACHAUER U. (1995) - Detection of a mantle plume beneath the Massif Central (France) from seismic tomography and geochemical data. Terra Nova, Abstract Supplement n° 1, vol. 7, 86 p.
- GRANET M., WILSON M., ACHAUER U. (1995) - Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 136, p. 281-296.
- GRANET M., STOLL G., DOREL J., ACHAUER U., POUPINET G., FUCHS K. (1995) - Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 121, p. 33-48.

- GUEIJON I-S. (1988) - Les enclaves subvolcaniques dans les roches volcaniques du Mont Dore et du Cantal. Doctorat d'État, Paris **II**.
- GUÉRIN H.-M. (1966) - Contribution à la géologie du Cantal: les confins de la Haute-Vallée de l'Aspre. Dipl. Et. sup., Orsay, 58 p.
- GUETIARD H. (1751) - Mémoire sur quelques montagnes de la France qui ont été des volcans. Mémoire de l'Académie Royale des Sciences, 27 p.
- GUETIARD H. (1759) - Mémoire sur la minéralogie de l'Auvergne. Mém. Acad. Roy. Sci., 538 p.
- GUIBERT I, POUPINET G., KELNER S., ALLEMAND P. (1999) - Massif central: détermination et modélisation de l'atténuation des ondes P téléseismiques. *CR. Acad. Sci.*, 328, p. 789-796.
- HENOU B. (1973) - Les sources minérales et thermales du Cantal: leur cadre géologique. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 133 p.
- GRIFFAULT L., BEAUFORT D., MEUNIER A. (1985) - Étude des altérations hydrothermales dans les sondages de Chassoles et Mercoeur et dans l'environnement des Ouches. *Prog. Géol. Prof. Fr.*
- HAYASHI IN., SELF S. (1992) - A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, n° B6, p. 9063-9071.
- HÉRAUD H., RESTITUITO J. (1980) - Dynamitage des roches de Coursavy (Cantal, France). *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées*, 10, n° spéc., p. 87-92.
- HETIER J. (1973) - Caractères et répartitions des sols volcaniques du Massif central : **II** ; comparaison Cantal-Chaine des Puys. *Assoc. fr. Etud. Sol Bill.*, 2, p. 97-114.
- HIRN, A., PERRIER, G. (1974) - Deep seismic sounding in the Limagne graben. In *Approaches to Taphrogenesis*, Ed. Illies, J.H. & Fuch, K., Stuttgart, p. 329-340.
- HOERNLE K., ZHANG YS., GRAHAM D. (1995) - Seismic and geochemical evidence for large scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature, G.B.*, vol. 374, p. 34-39.
- HOFMANN A. W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam*, 90, p. 297-314.
- HOSKULDSSON A. (1985) - Contribution à la géologie du Cantal Occidental. DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 26 p.
- HOURRIÈRE E, LEYRIT H., BESSONNEAU D., BULTEAU IE, DERVIN T. (1998) - Âge, genèse et évolution des diatrèmes pépéritiques de Limagne (Massif central). 17^e RST, Brest, 131 p.
- HUGUET D., NEHLIG P., THOURET Ie. (2001) - Les lahars du strato-volcan du Cantal (Massif central, France) : stratigraphie, modes de mise en place et implications paléogéomorphologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 5, p. 573-585.

- HUGUET D., KARÁTSON O., TELBISZ T. (2001) - Paleotlow directions and emplacement mechanisms of miocene lahar deposits in the Cantal stratovolcano (Massif Central, France) as inferred from a photo-statistical method. J. Conf., EUGXI, Strasbourg.
- HUGUET D., NEHLIG P., THOURET le., RAFFY J. (2000) – L'exhumation des paléo-formes en domaines volcanisés, RST XVIIIe, Paris-la-Villette, p. 157.
- HUGUET D., THOURET IC., NEHLIG P., RAFFY J. (2000) - Représentation cartographique des dépôts d'écoulements dynamiques dérivés: exemples des dépôts d'avalanches de débris volcaniques et de lahars. Comptes Rendus du Colloque « Géographie, Sciences sociales et Cartographie », Tours, p. 31-32.
- HUGUET D., NEHLIG P., THOURET IC. (1999) - Les dépôts de lahars du stratovolcan du Cantal: essai de synthèse. Doc. BRGM, nO 291, p. 20-23.
- HUGUET D., NEHLIG P., THOURET IC. (1999) - Lahar (Volcanic Debris tlow) Deposits from the Cantal Stratovolcano (Massif Central, France). J. Conf., EUG 10, 321.
- ILDEFONSE Ph. (1987) - Analyse pétrologique des altérations prémétéoriques et météoriques de deux roches basaltiques (basalte alcalin de Belbex (Cantal) et Hawaii de M'Bouda (Cameroun). Thèse Doctorat d'État Paris 7.
- JAMET A. (1997) - Contribution à la géologie de la vallée de la Maronne (Cantal, France). MAG., n° 167, IGAL, Cergy, 105 p. (inédit).
- JAMET A. (1999) - Le Piémont occidental du stratovolcan du Cantal (France). Sédimentologie, pétrographie et litho stratigraphie des formations épi-volcanoclastiques. M.G. IGAL, 114, Cergy, 138 p.
- JAVOY M. (1971) - Utilisation des isotopes de l'oxygène en magmatologie. Thèse de doctorat d'Etat, Université Paris 6 et 7, 250 p.
- JULIEN A. (1869) - Des phénomènes glaciaires dans le Plateau Central de la France, et en particulier dans le Puy-de-Dôme et le Cantal. Thèse, Montpellier, 105 p.
- JUNG J. (1946) - Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. SerY. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 372 p.
- JUNG J. – Symposium (1971) - Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Clermont-Ferrand: Plein-Air Service édit., 154 fig., 610 p.
- JUNG I, BROUSSE R. (1964) - Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 58, 267 p.
- JUVIGNE E. (1983) - Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal: la retombée volcanique de la taphanel. Quaternaire (Paris), 20, 13, p. 3-7.

- KIEFFER G. (1962) - Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif central et sur leurs bordures, par les enseignements des coulées de laves. Thèse 3^e cycle, Géographie, Clermont-Ferrand, 302 p.
- KIEFFER G. (1969) - Caractères des coulées de lave à entablement de « faux prismes ». *CR. Acad. Sci.*, Paris, 1. 269, p. 2178-2181.
- KOMOROWSKI J.C., GLICKEN H.X., SHERIDAN M.F. (1991) - Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sandsize clasts from the 1980 Mount St Helens debris avalanche deposit: Implications for particle - particle interactions. *Geology*, 19, p. 261-264.
- KOWALIK Z., MURTY T.S. (1987) - Influence of the size, shape and orientation of the earthquake source area in the Shumagin seismic gap on the resulting tsunami. *J. phys. Ocean.*, vol. 17, n° 7.
- LACROIX A. (1890) - Note sur les andésites à hypersthène du Cantal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e s, 1. 18, p. 881-886.
- LACROIX A. (1916) - Les verres volcaniques du massif du Cantal. *CR. Acad. Sci.*, Paris, 1. 163, p. 406-411.
- LACROIX A. (1917) - Les laves à hauyne d'Auvergne et leurs enclaves homogènes : importance théorique de ces dernières. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 1. 164, p. 581-588.
- LAKATOS C. (1959) - Bibliographie géologique et minière des départements du Puy-de-Dôme, du Cantal, de la Haute-Loire et de l'Allier. Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont. Géologie Minéralogie, 3^e fascicule, n° 1.
- LAMBERT A. (1969) - Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents (Massif du Cantal). Thèse 3^e cycle, Orsay, 247 p.
- LAPADU-HARGUES P. (1953) - Note sur la constitution du dépôt de la source du Par de Chaudes-Aigues (Cantal). *Rev. Sci. Nat. Auv.*, 1-2, 25 p.
- LARGER Y. (1999) - Avalanche de débris : évolution latérale et relations au substratum (Vallée de la Cère, France. *MAG IGAL*, 209, 101 p.
- LARROQUE P. (1971) - Présence d'un volcanisme attribuable au Permien dans le socle de l'Ouest du Cantal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 6, p. 312-314.
- LARROQUE P. (1975) - Contribution à la géologie du Cantal: le versant droit de la moyenne vallée de l'Authre et la région d'Ayrens. Thèse 3^e cycle, Orsay, 235 p.
- LARROQUE P. (1977) - Le bassin sédimentaire oligocène d'Aurillac (Cantal) ; essai de synthèse à la lumière des études récentes. Congr. natl. Soc. savantes, Sect. Sci., 102, 2, p. 83-93.
- LAURENT L. (1904) - Flore pliocène des cinérites du pas de la Mogudo et de Saint-Vincent La Sabie (Cantal). *Ann. Mus. Histoire naturelle*. Marseille, 9, 313 p.

- LAURENT L. (1908 - Flore plaisancienne des argiles cinéritiques de Niac (Cantal). *Ann. Mus. Histoire naturelle*. Marseille, 8, 88 p.
- LAURENT L., MARTY P. (1927) - Flore pliocène des cinérites des hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne (Cantal). *Ann. Mus. Histoire naturelle*, Marseille, 21, 132 p.
- LEDRU P., LARDEAU IM., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL IM., FLOC'H IP., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND I, PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes du Massif central français? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 605-618.
- LEDRU P., COSTA S., ECHTLER H. (1994) - Structure. *In* J.D. Keppie Ed. : Pre-Mesozoic Geology in France and Related areas. Springer Verlag. p. 305-323.
- LEFÈVRE C. (1968) - Géologie du massif du Cantal au niveau des vallées de la Maronne, de la Bertrande et de la Doire. Thèse 3^e cycle, Orsay, 285 p.
- LEGENDRE Ch. (1997) - Étude géologique du paléovolcan cantalien dans le secteur de Mandailles. Cartographie, pétrographie, géochimie (Cantal, France). *MAG.*, n° 169 IGAL, Cergy, 114 p. (inédit).
- LEGENDRE C. (1999) - Le stratovolcan du Cantal entre 9,5 et 8 Ma : cartographie et magmatologie du secteur de l'Elancèze. *Mém. Géol. Igal*, 115, Inst. Géol. A. de Lapparent, 241 p.
- LEGENDRE C., LEYRIT H., HERNANDEZ I, NEHLIG P., THIÈBLEMONT O., SARACENI A. (1999) - Geochemical evolution of Mio-Pliocene Cantal stratovolcano : preliminary results. *J. Conf. 4 (1)*, Xe EUG Strasbourg, 322 p.
- LEGENDRE C., LEYRIT H., NEHLIG P., HERNANDEZ J., CAROFF M. (1999) - Le stratovolcan du Cantal entre 9,5 et 8,5 Ma : minéralogie et géochimie du secteur de l'Elancèze. *Doc. BRGM 291*, p. 28-30 et *Bull. Sect. Volcanol. Soc. géol. Fr.*, n° 49, Paris, p. 27-29.
- LE GARREC M.I (1977) - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal' les proches régions de Condat en Feniers et de Marcenat. Thèse 3^e cycle, Université de Rennes, 198 p.
- LE GARREC M.J. (1988) - Volcanologie aux limites Nord et Ouest de la province du Cantal: la transition Cantal-Cézallier et Cantal-Sillon Houiller, le volcanisme de l'Artense. Thèse doctorat d'État, Paris Sud-Orsay.
- LE GRIEL A. (1991) - Évolution géomorphologique du Massif central français: essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'État, Saint-Étienne, 3 vol., 772 p.
- LE MAITRE R.W, BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LE BAS M.J., SANIBINE P.A., SCHMIND R., SCENSEN H., STRECKEISEN A. (1989) - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackweel Oxford.
- LENOIR X., DAUTRIA J.M., BODINIER J.L. (1997) - Les enclaves mantelliques protogranulaires du Forez: témoin de l'érosion lithosphérique en bordure du panache du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 325, p. 235-241.

- LEYRIT H. (2000) - Flank collapse and debris avalanches a review. *In* Leyrit H. & Montenat C. (Eds), « Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments ». Gordon and Breach Publisher Science, London, p. 111-129.
- LEYRIT H., ARNACD N., FRÉOUR G., NEHLIG P. (1999) - Debris avalanches and lahars in the Cantal stratovolcano: characteristics and relationships. *J. Conf.* 4 (1), xe EUG Strasbourg, 321 p.
- LEYRIT H., LARGER Y., NEHLIG P. (1999) - Évolution de la mégabrière d'avalanche de débris volcanique (vallée de la Cère, Cantal, France). *Doc. BRGM*, 291, p. 31-33 et *Bull. Sect. Volc. Soc. Géol. Fr.*, n° 49, Paris, p.32-34.
- LEYRIT H., ARNAUD N., JAMET A., LEGENDRE C., NEHLIG P (2000) - Cycles de construction et de destruction d'un strato-volcan (Cantal, France), 18^e R.S.T. Paris, 180 p.
- LEYRIT H., CRUZ-MER MY D., DUBOIS X., LARGER Y, CAILLEAU A., NEHLIG P. (2000) - Les avalanches de débris du secteur sud-ouest du Cantal. Réunion Spécial. « Jubilé P. Vincent », *Bull. Sect. Volcanol. Soc. géol. Fr.* 52,47 p.
- LIOTARD J.M., BRIOT D., BOIVIN P. (1988) - Petrological and Mineralogical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkalibasalts from Central Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 1, p.81-90.
- LIPMAN W.P, MULLINEAUX D.R. (1981) - The 1980 eruptions of Mount Saint-Helens, Washington, Geological Survey Professional Paper 1250, 844 p.
- LUHR J.F, PRESTEGAARD K.L. (1988) - Caldera formation at volcan Colima, Mexico, by a large holocene volcanic debris avalanche. *J. Volc. Geoth. Res.*, 35, p. 335-348.
- LUCAZLAU F, BAYER R. (1982) - Évolution géothermique et géodynamique du Massif Central français depuis l'Oligocène. *Ann. Geophys.*, 38, p. 405-429.
- LUCAZEAU F, VASSIUR G., BAYER, R. (1984) - Interpretation of heat flow data in the french massif central. *Tectonophysics*, 103, p. 99-119.
- LY MING HOUR (1982) - Le plateau de Perrier et la Limagne du sud: études volcanologiques et chronologiques des produits montdoriers (Massif central français). Thèse d'Université, Clermont-Ferrand, 180 p.
- MC EWEN MALIN M.C. (1989) - Dynamics of mount St Helens 1980 pyroclastic flows, rocks li de-avalanche, lahars and blast. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 37, p. 205-231
- MC PHIE J., DOYLE M., ALLEN R. (1993) - Volcanic textures, A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, CODES ed., Univ of Tasmania, 198 p.
- MMIONTHIER M. (1974) - Les roches volcaniques du Sillon Houiller (Massif central français). Étude minéralogique de deux types de basanite à leucite. Thèse 3C cycle, Paris VI, 133 p.

- MAGONTHIER M.C. (1975) - Les basanites à leucite tertiaires de la partie nord du Sillon Houiller (d'Herment à Pontaumur, Puy-de-Dôme). Comparaison avec deux autres provinces à caractère potassique du Massif central français (Sioule et Sillon Houiller Sud). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 98, p. 245-253.
- MAGONTHIER M.C., VELDE (1972) - Sur la présence de basanites riches en leucite parmi les roches volcaniques tertiaires du Sillon Houiller (Massif central français) et sur le caractère potassique du volcanisme de ce district. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, séance du 19 juin 1972, p. 216-217.
- MAGONTHIER M.C., VELDE (1976) - Mineralogy and petrology of some tertiary leucite-rhonite basanites from Central France. *Mineral. Mag., G.R.*, décembre 1976, vol. 4, p. 817-826.
- MAKOUL J. (1991) - Le volcanisme de l'Aubrac (Massif Central) : un bref épisode basaltique (25 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-14.
- MANCEAU M. (1967) - Contribution à la géologie du Cantal: la vallée de la Petite Rhue de Cheylade et ses environs. Dipl. Ét. sup., Orsay, 96 p.
- MARTIN A. (1970) - Le glaciaire de l'ancienne vallée de la petite Rhue (Cantal). *Assoc. géogr. fr. Bull.*, n° 377-378, p. 47-51.
- MARTY P. (1894) - Le thalweg géologique de la moyenne vallée de la Cère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XXII, p. 34-64.
- MARTY P. (1903) - Flore miocène de Joursac. Rev. Haute-Auvergne, Aurillac. Libr. Baillères, Paris, 91 p.
- MARTY P. (1905) - Végétaux fossiles des cinérites pliocènes de Las Clausades (Cantal). Rev. Haute-Auvergne, Aurillac, 35 p.
- MARTY P. (1910) - Nouvelles observations sur la flore du Cantal. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 150, p. 244-246.
- MARTY P. (1937) - Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 39, n° 193, p. 1-29.
- MAURIZOT-BLANC C. (1974) - Étude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade. Étude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la plaine de Saint-Flour (Cantal). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 211 p.
- MAURY R. (1968) - Contribution à la géologie du Cantal: les hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne. Dipl. Ét. approf., Orsay, 126 p.
- MAURY R. (1971) - Minéralisations des bois fossilisés dans les tephres du massif volcanique du Cantal (Auvergne). *In Études sur le Quaternaire dans le Monde*, Vol. 2, *Assoc. fr. Étude Quat., Bull. Suppl.*, 4, p. 729-735.

- MAURY R. (1976) - Contamination (par l'encaissant et ses enclaves) et cristallisation fractionnée des séries volcaniques alcalines continentales (Massif central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse, Orsay.
- MAURY R., BROUSSE R. (1978) - Présence de pigconite et d'orthopyroxène dans certaines laves du Massif central français ; leur répartition et leur origine. *Bull. Minéralogie*, 101, 1, p. 10-21.
- MAURY R.C., VARET J. (1980) - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In : « *Géologie de la France* ». Colloque C7 du 26^e CGI. Mém. BRGM nO 107, p 137-159.
- MAURY R.C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). *Bull. Minéral.*, 103, p. 250-266.
- MAZET A.G. (1975) - Une série basalte alcalin - trachyandésite à hypersthène comendite, moyenne vallée de la Cère, Cantal, France. Thèse 3^e cycle, Orsay, 99 p.
- MELOUX J. - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500000, feuille Lyon. Orléans: BRGM édit.
- MERGOIL J., BOIVIN P. (1993) - Le Velay, son volcanisme et les formations associées. *Géologie de la France*, 3, p. 3-96.
- MERLE O., MICHON L., CAMUS G., DE GOER A. (199X) - L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift de Massif central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 169,5, p. 615-626.
- MERLE O., MICHON L. (2001) - The formation of the West European Rift: A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172,2, p. 81-89.
- MEYNIER A. (1942) - Les formes mineures du relief cantalien. *Rev. Géogr. alpine. Grenoble*, 25, p. 655-699.
- MEYNIER A. (1951) - Cratères d'explosion dans l'Est du Cantal. *Rev. Géogr. alpine. Grenoble*, p. 746-749.
- MEYNIER A. (1954) - Notes de géographie physique cantalienne. *Rev. Haute Auvergne*, 27, p. 129-149.
- MEYNIER A. (1961) - Les vallées cantaliennes sont-elles de formation glaciaire? *Norois FI*, II, p. 449-552.
- MEYNIER A. (1965) - Une mise au point sur la géologie du Cantal. *Norois Fr.*, 12, p. 29-31.
- MEYNIER A. (1966) - Quelques observations nouvelles sur l'ancienne glaciation du Cantal. *Rev. Haute-Auvergne*, 40, p. 85-104.
- MIALL A.D. (1996) - The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 565 p.

- MICHEL LEVY (1894) - *Bull. Soc. géol. Fr.* 3, 804 p.
- MICHEL R., V ATIN-PÉRIGNON N. (1960) - Caractères pétrographiques et magmatiques de la série volcanique mio-pliocène du Cantal (Massif Central français). *Rivista Stromboli*, 8, p. 1-8.
- MICHON L. (1996) - Carte géologique au 1/25 000 + notice du cirque de la Jordanne. Rapport BRGM, inédit, 45 p.
- MICHON L. (1997) - Le rift du Massif central 1. Mécanisme de l'extension oligocène à l'échelle lithosphérique. 2. Interprétation des champs de failles dans la région des Couzes. DEA Clermont-Ferrand, 48 p.
- MICHON L., NEHLIG P., VIDAL N. (1997) - Characterization of flank collapse and debris avalanches in ancient volcanoes: the example of the Cantal Volcano (Massif-Central, France). EUG'9 Strasbourg 23-27 mars 1997. Abstract, p. 195.
- MICHON L., MERLE O., BERGER E.T. (1999) - Spatial and temporal distribution of tertiary volcanism in the Massif Central (France). EUG 10, Strasbourg, p. 321.
- MICHON L., MERLE O. (2001) - The evolution of the Massif Central Rift : Spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 2, p. 69-80.
- MILÉSI I.-P., VATIN-PÉRIGNON N. (1975) - Les épisodes acides (ignimbrites, domes et retombées aériennes) précédant les cycles andésitiques dans la vallée de l'Alagnon (massif du Cantal). 3^e Réunion Sci. Terre, Montpellier, (abstr.), p. 266.
- MILÉSI J.-P. (1976) - Dynamisme des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental, sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 197 p.
- MILÉSI I.-P., de GOËR A., VATIN-PÉRIGNON N. (1977) - Les laves composites des volcans d'Auzolles et de Seycheuse (Cantal) : modèle génétique proposé. 5^e Réunion Sci. Terre, Rennes (abstr.), p. 340.
- MOORE I.G., NORMARK W.R., HOLCOMB R.T. (1994) - Giant Hawaiian landslides. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, p. 119-144 ..
- MOORE I.G., CLAGUE D.A., HOLCOMB K.T., LIPMAN P.W., NORMARK W.R., TORRESAN R.T. (1989) - Prodigious submarine landslides on the hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, n° 812, p. 17465-17484.
- MORANGE A., HÉRITIER F., VILLEMIN J. (1971) - Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne dans le Massif central - *In* : Symposium J. Jung : Géologie Géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français, Plein Air Service éd., Clermont-Ferrand, p. 295-308.
- MORI W.-M. (1966) - Contribution à la géologie du Cantal : la proche région méridionale de Riom-ès-Montagnes. Dipl. Ét. sup., Orsay, 40 p.

- MURATEL B. (1983) - Géodynamique du Paléogène continental en Quercy-Rouergue, analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron), Maurs (Cantal), Varen (Tarn et Garonne). Thèse 3^e cycle.
- NARANJO I.A., FRANCIS P. (1987) - High velocity debris avalanche at Lastarria volcano in the north Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, 49, p.509-914.
- NEHLIG P., FRÉOUR G., ROSSEEL J.B. (1999) - Volcanisme du Massif Central. <http://www.brgm.fr/volcan>.
- NEHLIG P. (1999) - Volcanismes, sédimentations et tectoniques cénozoïques périalpins. Documents du BRGM, 291, 134 p.
- NEHLIG P., FRÉOUR G., HUGUET D., LEYRIT H., ROGER I., ROIG IY., THIÉBIEMENT D., VIAL N. (1999) - Histoire géologique simplifiée du volcan du Cantal. Documents du BRGM, 291, p. 49-78.
- NEHLIG P., LEYRIT H., FRÉOUR G., HUGUET D., LEGENDRE C., PILET S., PLATEVOËT R., REUILLON O., ROGER I. (1999) - Programme de l'excursion Cantal. Documents du BRGM, 291, p. 79-115.
- NEHLIG P., DARDON A., FRÉOUR G., de GOËR A., HUGUET D., LEYRIT H., THIÉOLEMONT D., Vidal N. (2001) - Constructions et destructions du strato-volcan du Cantal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 3, p. 295-308.
- NEHLIG P., DARDON A., FRÉOUR G., HUGUET D., LEYRIT H. (2001) - Les dépôts d'avalanches de débris du strato-volcan du Cantal (France) : témoins de la construction du plus grand volcan européen péri-alpin. *J. Géomorphologie*, 2, 107-120.
- NEHLIG P., BOUDON G., CANTAGREL I.M., de GOËR A., HERNANDEZ I., LEYRIT H., SCHNEIDER I.L., THIÉOLEMONT D., THOURET J.C. (1999) - The Cantal strato-volcano (France) : A synthesis. J. Confer. 4, Xe EUG Strasbourg, p. 321.
- NEHLIG P., LEYRIT H. et coll. (1999) - Le strato-volcan du Cantal : réalisation du 1/50 000 de la carte Murat et d'une synthèse sur l'ensemble du strato-volcan. Documents du BRGM 291, p. 35-36 ; *Bull. Volcano!. Soc. géol. Fr.*, no 49, Paris, p. 34-35.
- NEHLIG P., LEYRIT H. and the Cantal Project Participants (2000) - Repeated construction and destruction of the Cantal stratovolcano Réunion Spécial. « Jubilé P. Vincent », *Bull. Sect. Volcano!. Soc. géol. Fr.*, 52, p. 50-51.
- NICOLAS A., LUCAZEAU F., BAYER R. (1987) - Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. *In* Mantle xenolith, ed. Nixon P.R., John Wiley, Chichester, p. 563-574.
- NIEL M. (1965) - Contribution à la géologie du Cantal: la vallée de la Maronne aux environs de Salers. *Revue Haute-Auvergne. Aurillac*, t. 39, p.441-481.

- NIVET V (1855) - Les eaux minérales du Cantal. Dict. stat. et hist. du Cantal, p. 405-452.
- OBERT M. (1999) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la haute vallée du Mars (Cantal, France). *MAG IGAL*, 214, 92 p.
- PALMER B.A., ALLOWAY B.W, NEAL VE. (1991) - Volcanic debris avalanche deposit in New Zealand. Lithofaciès organisation in unconfined, wet avalanche flow. Sedimentation in volcanic settings. *Spec. Pub.*, n° 45, p. 8998.
- PARK E-Y. (1973) - Contribution à l'étude du Cantal : dolomies et trachyandésites dans la région d'Aurillac. Thèse 3^e cycle, Orsay, 204 p.
- PATTERSON R.P., WILSON M. (1995) - Plume-lithosphere interactions : Massif Central, France. *Terra nova*, Abstract supplement n° 1, p. 162.
- PELLETIER H. (1980) - Les séismes en Auvergne. *Rev. Sci. nat. Auvergne*. 46, (1-4) p. 27-35
- PERRIER G., RUEGG IC. (1973) - Structure profonde du Massif central français. *Ann. Geophys.*, 29, p. 435-502.
- PESME M.E (1974) - Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac. Thèse 3^e cycle, Orsay, 204 p.
- PETERLONGO IM., de GOËR A. (1978) - Massif Central. Guide géologique régional, Masson, Paris, 224 p.
- PHALIP B. (1988) - La charte de Clovis. *Revue de la Haute-Auvergne*, t. 51, fasc. 3 & 4, p. 567-607.
- PIERROT R., PICOT P., PÉRICHAUD I-I (1971) - Le Cantal. Coll. « Inventaires Minéralogiques de la France ». Orléans: BRGM édit., 112 p., 91 croquis de localisation.
- PIERSON T.C. (1995) - Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes : constraints for debris-flow models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66 p.
- PIERSON T.C., SCOTT K.M. (1985) - Downstream dilution of a lahar, transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources*, 21, 10, p. 1511-1524.
- PIERSON T.C., COSTA J.E. (1987) - A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geol. Soc. Amer., Rev. Eng. Geol.*, VII, p. 1-12.
- PILET S., COLLOMB A., HERNANDEZ J., NEHLIG P. (1998) - Origine des pyroxènes verts des basaltes alcalins du Cantal (Massif Central, France). *RST Brest* 98, p. 176.
- PLATEVOET R., SCHNEIDER J-L., LEFÉVRE C., NEHLIG P. (2000) - Les formations pyroclastiques du volcan Cantal (France) sont elles liées à une vaste caldéra centrale ? Apport des dynamismes volcaniques. *Géologie de la France*, 4, p. 77-91.

- PLATEVOËT R. (2001) - Diversité des formations pyroelastiques du stratovolcan du Cantal au Miocène (Massif central français). Élaboration d'une méthodologie de corrélation. Société Géologique du Nord, 30, 271 p.
- POIDEVIN J.-L., BRIOT D. (1996) - Les invasions marines dans le Rupélien supérieur de Limagne (MCF) : apports des isotopes du strontium 16^e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, JO-12 avril, p. 13.
- POIZAT M., ROUSSET C. (1972) - La langue glaciaire wurmienne de type Cantal de Saint-Chély d'Aubrac; conséquences paléogéographiques de son existence. *C.R. Acad. Sci.*, D, 274, JO, p. 1465-1468.
- PONEL P., ÉTLICHER B., BEAULIEU J.-L. (de), DEBARD E., THINON M., V ASARI A., PETIOT R. (1991) - La fin de la dernière glaciation dans le Cantal (France) : la tourbière de la Taphanel et son environnement. *Quaternaire* (Paris), 2, 3-4, p. 147-163.
- POULET SCROPE (1825) - The geology of the extinct volcanoes of Central France.
- POULETT SCROPL (1866) - Géologie des volcans éteints traduit de l'anglais par Ed. Vimont, 161 p.
- PRÉVOST M.-C. (1978) - Propylitisation des formations volcaniques de la caldeira de la haute vallée de la Jordanne (Cantal). Thèse Paris VI, 252 p.
- PRIOR D.B. (1984) - Subaqueous landslides. IV International Symposium on Landslides, Toronto, vol. 1, p. 179-196.
- PRIVE C., BROUSSE R. (1971) - Bois fossile de la nappe de ponces villafranchiennes à la Bastide du Fau (Cantal). in Étude sur le Quaternaire dans le Monde. Vol. Assoc Fr. Étude Quat., Bull. Suppl. n° 4, p. 233-263.
- RAMES J.-B. (1873) - Géogénie du Cantal. Bouygues éd., Aurillac, 1 vol., 103 p.
- RAMES J.-B. (1879) - Topographie raisonnée du Cantal. Bouygues éd., Aurillac, 1 vol., 60 p.
- RAT P. (1984) - Une approche de l'environnement structural et morphologique du Pliocène et du Quaternaire bressan. *Géologie de la France*, 3, p. 185-196.
- REILLE M., DE BEAULIEU J.-L. (1981) - Analyse pollinique de l'étang de Cheylade (Massif central, France) : histoire tardi-glaciaire et holocène de la végétation de la plaine de Saint Flour. *C.R. Acad. Sci.*, 3, 292, 2, p.243-246.
- RENAULT J., BROUSSE R. (1972) - Zoned chromite-magnetite spinels from basaltic rocks of the Cantal, France. In Cordillera Section, 68th Annual Meeting Geol. Soc. Am. Abstr, Vol. 4, n° 3, p. 223-224.
- REUBI O. (1998) - Volcanisme de la vallée de la Maronne, Cantal, France. Mémoire de Géologie de l'Université de Lausanne, 132 p.

- REUBI O., HERNANDEZ J. (2000) - Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal volcano, France) : evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *J Volcanol. Geotherm. Res.*, 102, p. 271-286.
- REY R. (1965) - Deux gisements à plantes du flanc est du massif volcanique du Cantal, Sainte-Reine et Joursac. *Soc. géol. minéral. Bretagne, Bull. N. Ser.* (1962-1963) p. 211-273.
- REY F. (1966) - Contribution à la géologie du Cantal aux environs d'Apchon. Dipl. Ét. sup., Orsay, 67 p.
- REY R. (1967) - Les formations sédimentaires à l'Est et à l'Ouest du massif du Cantal. *Revue de la Haute-Auvergne*, p. 616-621.
- REY R. (1971) - Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. *In* : Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Plein Air Service Éd., ClermontFerrand, p. 309-330.
- REY R. (1973) - Biostratigraphie des formations sédimentaires du Cantal. *Rev. sci. Bourbonnais Centre Fr.*, p. 77-128.
- REY R. (1975) - Premières données radiométriques relatives à l'âge du niveau pollinique de Reuver. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 281, p. 503-505.
- RIVELINE J. (1988) - Mise en évidence de dépôts éocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulin (Allier, France) : implications tectoniques. *C.R. Acad. Sci.* Paris, 306, p.55-62.
- ROBIN C., CANTAGREL J.M. (1982) - Le Pico de Orizaba (Mexique) : structure et évolution d'un grand volcan andésitique complexe. *Bull. Volc.*, vol. 45-4, p. 299-315.
- ROBIN C., MOSSAND P., CAMUS G., CANTAGREL IM., GOURGAUD A., VINCENT P. (1987) - Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *J Volcanol. Geoth. Res.*, 31, p. 99-113.
- ROBIN C., BOUDAL C. (1987) - A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl. *J Volcanol. Geoth. Res.*, 31, p. 115-130.
- ROCHETTE P., JACKSON M., AUBOURG C. (1992) - Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, 3, p. 209-226.
- ROGER G. (1967) - Sur une tectonique cassante affectant les sédiments oligocènes et les basaltes pliocènes des environs de Massiac (Cantal, Massif central). *Soc. géol. Ir.*, Bull. Ser. 7, n° 5 p. 829-832.
- ROIRON P. (1991) - La macroflore d'âge miocène, supérieur des diatomites de Murat (Cantal, France) ; implications paléoclimatiques. *Palaeontographica, B*, 223, 4-6, p. 169-203.

- ROMERO S.U. - Le phénomène d'effondrement dans les roches volcaniques à forte porosité. *Rev. fr. géotechnique*, n° 20.
- ROUX J. (1953) - Sur quelques volcans secondaires du complexe de la Haute Auvergne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 3.
- ROUX J. (1954) - Observations sur le volcanisme et le glaciaire de la région des Rhues (Haute Auvergne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), III, p. 627-635.
- ROUX J. (1963) - Quelques particularités de la partie nord-ouest du volcan cantalique (région des Rhues et de la Sumène). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 5, p. 239-240.
- ROUX J. (1964) - Sur le parcours de la Dordogne en aval de Bort. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 256.
- ROUX J., SENAUD G. (1978) - Le levé aéromagnétique Massif central 1975 : étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 198 p.
- ROUZEAU O., MARRONCLE I.L., SCANVIC.J. y. (1992) - Mise en évidence spatiale sous les coulées basaltiques du Massif du Cantal (France) d'une réponse thermique du sillon houiller. 14^e réunion des Sciences de la Terre, p. 136.
- RUELLE (1843) - Mémoire sur les travaux de percement du Lioran. *Bull. Soc. géol.*, t. 14.
- SARACENI A. (1998) - Contribution à la géologie du Cantal : le flanc Sud de l'Elancèze (Cantal, France). *MAG.*, n° 193 IGAL, Cergy, 121 p., (inédit).
- SARACENI A. (2000) - Essai de synthèse sur la géologie du massif volcanique du Cantal en intégrant le flanc Sud de l'Elancèze (France). Mémoire de Géologue IGAL, 141, 202 p.
- SCHNEIDER I. L., FISCHER Y.R. (1998) - Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 83, p. 141-165.
- SCHULER M. (1990) - Environnements et paléoclimats paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Éocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse. Documents du BRGM n° 190,503 p.
- SCOTT K.M. (1988) - Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahars run-out flows in the Toutle-Cowlitz River system. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1447-A, 74 p.
- SCOTT K. M., VALLANCE J.W., PRINGLE P.T. (1995) - Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1547, 56 p.
- SEKIYA S., KIKUCHI Y. (1889) - The eruption of Bandai San. Tokyo Imp. Univ. Coll. Sci. J., 3, 2, p. 91-172.

- SIEBERT C., KOMOROWSKI J.C., SHERIDAN M.F. (1992) - Morphology and emplacement of an unusual debris avalanche deposit at Jacotitlan volcano, Central Mexico. *Bull. Volcanol.*, 54, p. 573-589.
- SIEBERT L. (1984) - Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 22, p. 163-197.
- SIEBERT L., GLICKEN H., Ui T. (1987) - Volcanic Hazards from Bezymianny and Bandaï type eruptions. *Bull. Volcanol.*, 49, p. 435-459.
- SIEBERT L., BEGET IE., GUCKEN H. (1995) - The 1883 and late prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. In Ida Y. & Voight B (eds.) : models of magmatic processes and volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, p. 367-395.
- SIMON-COSTE M.-Cl. (1988) - Les montagnes d'Auvergne avant la vie pastorale actuelle. Villages désertés et paysage fossile de la commune de Collandres (Cantal). *Revue archéol. Centre Fr.*, 27, 1, p. 61-98.
- SMITH G.A., LOWE D.R. (1991) - Lahars : volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. Sedimentation in volcanic settings, Pub. spé., 45, p. 59-70.
- SOBOLEV S.V, ZEYEN H., STOLL G., WERLING F., ALTHERR R., FUCHS K. (1996) - Upper mantle temperature from teleseismic tomography of french Massif central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 139, p. 147-163.
- SOBOLEV S.V, ZEYEN H., GRANET M., ACHAUER U., BAUER C., WERLING F., ALTHERR R., FUCHS K. (1997) - Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observation. - *Tectonophysics*, 275, p. 143-164.
- SOURIAU A. (1976) - Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface. *Bull. Sac. géol. Fr.*, 18, p. 1035-1093.
- SOUSA J, VOIGLIT B. (1995) - Multiple pulsed debris avalanche emplacement at Mount St Helens in 1980: Evidence from numerical continuum flow simulations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, p. 227-250.
- STEININGER (1823) - Die erloschenen vulcane in Süd Frankreich, Mainz, 1 vol.
- STETTLER A., ALLÈGRE J.-C. (1979) - Rb87/Sr87, constraints on the genesis and evolution of the continental volcanic system Cantal (France). *Earth. Planet. Sci. Letter*, 44, p. 269-278.
- STOOPES G.R., SHERIDAN M.F. (1992) - Giant debris avalanches from the Colima volcanic complex, Mexico: Implications for long runout landslides (> 100 km) and hazard assessment. *Geology*, 20, p. 299-302.

- SUTRE J. (1979) - Étude géologique du Plateau de l'Artense (M.C.F.). Nouvelles données pétrographiques, géochimiques et structurales. Dipl. Géol. Pétrog., univ. Clermont II, 103 p., 2e H.T.
- SUN S.S., MACDONOUGH W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In* : SAUNDERS A.D. & NORRY M. J. Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Sp. Pub., 42, p. 313-346.
- SURMELY F. (1998) - Influence des spécificités et des évolutions du milieu naturel sur le peuplement au tardiglaciaire et au début de l'holocène: l'exemple de la moyenne montagne auvergnate. Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux I. 2 vol., 224 et 200 p.
- SURMELY F., GOËR de HERVÉ A. (de), MURAT R., LTABEU F. R. (1996) - Apports de l'étude de la localisation géographique des monuments mégalithiques à la compréhension du phénomène mégalithique. Exemples de la planèze de St-Flour (Cantal) et de la région de Clennont-Ferrand (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. 93, n° 3, p. 434-441.
- TALBOT R. (1968) - Contribution à la géologie du Cantal: la rive gauche de la Doire. Thèse Univ. de Paris, Orsay, 54 p.
- TAMAYO BALLON L. (1975) - Étude paléomagnétique des formations volcaniques miocènes et pliocènes du Cantal (France). Thèse ULP Strasbourg.
- TAYLOR S.R., MACLENNAN S.M. (1985) - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312 p.
- TEMPER P. (1967) - Étude pétrographique et structurale de la Moyenne Dordogne (M.C.F.). Ann. Fac. Clermont, n° 33, 311 p.
- THONAT A. (1969) - Les basanites noires de l'Est du Cézallier et la fossilisation de l'ancien réseau hydrographique de l'Alagnon. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 35, p. 49-118.
- THONON P. (1967) - Contribution à la géologie du Cantal : la haute vallée du Marilhou, environs de Trizac et d'Auzers. Dipl. Ét. sup., Orsay, 110 p.
- TRÉMOIS Ch. (1982) - Étude des minéralisations sulfurées associées au magnétisme dans la vallée de la Haute-Jordanne (Cantal). Doctorat 3^e cycle Paris II.
- TREUIL M., JORON J.L., JAFFREZIC H., VTLLEMANT B., CALAS G. (1979) - Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux/liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Minéral.*, Paris, 102, p. 402-409.
- TRUFFERT C., BURG J.P., CAZES M., BAYER R., DAMOTTE B., REY D. (1990) Structures crustales sous le Jura et la Bresse : contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse-Jura et Alpes 11. *Mém. Soc. géol. Fl.*, 156, p. 157-164.

- TURLAND M., MARTEAU P., JOUVAL J., MONCIARDINI Ch. (1994) - Découverte d'un épisode marin oligocène inférieur dans le paléogène lacustre à fluviatile du bassin du Puy en Velay (Haute Loire). *Géologie de la France*, 4, p. 63-66.
- Ur T. (1983) - Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 135-150.
- UI T., GUCKEN H. (1986) - Internal structural variations in a debris avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bull. Volcanol.*, 48, p. 189-194.
- UI T., YAMAMOTO H., SUZUKI-KAMATA K. (1986) - Characterization of debris avalanche deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 135-150.
- UI T., KAWACHI S., NEALL VE. (1986) - Fragmentation of debris avalanche material during flowage, evidence from the Pungarehu formation, Mount Egmont, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27, p. 255-264.
- VALADAS B. (1984) - Les hautes terres du Massif central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur les versants cristallins et volcaniques. Thèse doctorat d'État, Université Paris I, 2 Vol., 927 p.
- VALLANCE. J.W. (2000) - Lahars. In Sigurdsson H. (ed) « Encyclopedia of Volcanoes ». Academic Press, p. 601-616.
- VAN DORSSER H.J. (1982) - Carte géomorphologique du Sud-Ouest du Massif du Cantal (Massif central, France). *Rev. Géomorphol. dynamo Fr.*, 31, 1, 1-35.
- VAN DORSSER H.J. (1986) - La vallée du Brezons et les plateaux adjacents (Cantal). *Rev. Géomorphol. dynamo Fr.*, 35, 4, p. 113-121.
- VAN DORSSER H.J. (1987) - Geomorphologische kaart van het zuiden van de Cantal, Massif central, Frankrijk. *Kartografisch tijdschrift*, 13, 1, p. 52-55.
- VAN STEIJN (1974) - Geomorphological questions about the northern central Artense region, France. Rijksuniv. Utrecht, 161 p.
- VANNIER W. (1996) - Les volcanoclastites des vallées de l'Aspre et de la Bertrande (Cantal, France). *MAG.*, n° 155, IGAL, Cergy, 101 p. (inédit).
- VANNIER W. (1998) - Contribution à la géologie du Cantal: les hautes vallées de l'Aspre, de la Bertrande et du Rat. Mémoire de Géologue, n° 98, IGAL, 156 p.
- VARET J. (1967) - Les trachytes et phonolites du Cantal septentrional. Thèse 3° cycle, Orsay, 3 Vol., 354 p.
- VARET J. (1969) - Les pyroxènes des phonolites du Cantal (Auvergne, France). *Neues. Jb. Mineral Ml, Jg*, 1969, HA (Stuttgart), p. 174-184.
- VARET J. (1968) - Les phonolites agpaïtiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France). *Bull. Volcanol.*, t. 33, 2, p. 621-656.

- VARET J. (1970) - Les dômes phonolitiques, marqueurs du mouvement du glacier cantalien. *Ann. Geogr. Fr.*, vol. 79, n° 433, p. 277-291.
- VARET J. (1971) - Structure et mise en place des massifs phonolitiques du Cantal (Auvergne, France). *Geol. Rdsch., Dtsch.*, vol. 60, 3, p. 948-970.
- VATIN-PÉRIGNON N. (1961) - Caractères pétrographiques et pétrochimiques des roches éruptives grenues de la Font-des-Vaches (massif volcanique du Cantal). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 3, p. 355-361.
- VATIN-PÉRIGNON N. (1963) - Composition minéralogique et chimique de quelques filons de trachyphonolite de la haute vallée de la Jordanne (Massif du Cantal). 88e Congrès Soc. Savantes, (II), p. 183-190.
- VATIN-PÉRIGNON N. (1964) - Caractères minéralogiques et chimiques des ordanehites de la vallée de la Santoire (massif du Cantal). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 6, p. 188-191.
- VATIN-PÉRIGNON N., de GOËR de HERVÉ A. (1965) - Nouveau gisement de pegmatitoïdes à la Sagnette (Cantal). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 7, p. 829-832.
- VATIN-PÉRIGNON N. (1966) - Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du massif du Cantal. Thèse de Doctorat d'Etat de Sciences Naturelles, 359 p., 51 fig., 13 pl., 1 carte h.-t. Murat au 1/50 000.
- VATIN-PÉRIGNON N., MICHEL R. (1966) - Présence d'une fosse d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 8, p. 308-310.
- VATIN-PÉRIGNON N. (1968) - Les formations éruptives et la structure de l'édifice volcanique au centre du Cantal (Massif-Central français). *Bull. Volcanol.*, 32-1, p. 207-251.
- VATIN-PÉRIGNON N. (1968) - Les trachyandésites du centre du massif du Cantal (Massif central français). *Rivista Stromboli*, II, p. 1-18.
- VATIN-PÉRIGNON N., MILÉSI J.-P., WATEEET P., BLANC-MAURIZOT Ch., VINCENT P.M., de GOËR A. (1975) - Les relations coulées-brèches-conglomérats dans la partie orientale du massif du Cantal : conséquences stratigraphiques. 3^e Réunion. Sci. Terre, Montpellier, (abstr.), p. 372.
- VATIN-PÉRIGNON N., MILÉSI J.-P., VINCENT P.M., de GOËR A. (1975) - Les liens génétiques entre quelques coulées, brèches conglomérats et tufs trachyandésitiques du massif du Cantal (Massif central français). IUGGI XVI General Assembly, IAVCEI symposium, Grenoble, (abstr.), 112 p.
- VATIN-PÉRIGNON N., MILÉSI J.-P., VIVIER G. (1976) - Le deuxième stade éruptif cantalien : ses successions cycliques dynamiques et géochimiques comparées aux venues ultérieures et antérieures moins différenciées: géochimie des éléments incompatibles. 4^e Réunion. Sc. Terre, Paris, (abstr.) p. 386.
- VATIN-PÉRIGNON N., MILÉSI J.-P., WATELET P., FONTAINE-VIVE M., de GOËR A., VINCENT P.M. (1977) - Volcanisme et structure du centre du massif du Cantal. 5^e Réunion. Sci. Terre, Rennes, (abstr.), 456 p.

- VATIN-PÉRIGNON N., MAURY R.C., MILÉSI I-P. (1980) - Le magmatisme saturé infrabréchique du centre du Cantal (Massif central français). *Bull. Volcanol.*, 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^e cycle, Orsay, 91 p.
- VEYRET Y. (1980) - L'englacement quaternaire de la montagne auvergnate. *Rev. Auvergne*, vol. 94, n°1.
- VEYRET Y. (1980) - Quelques caractères d'une moyenne montagne englacée ; exemple des hautes terres cristallines et volcaniques du Massif central français. *Rev. Géomorphol. dynam.*, Fr., 29 (2), p. 49-65.
- VEYRET Y., BROUSSE R., DELIBRIAS G. (1978) - Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif central Français. *C.R. Acad. Sci. Lett., Ser D.*, 286, 14, p. 1089-1092.
- VEYRET-MERKDJIAN Y., VALADAS S., VITTE P., JAMOT C. (1988) - Guides géographiques régionaux (Auvergne). MASSON ed., 232 p.
- VIDAL N. (1994) - Déstabilisation de versants et d'édifices de faible volume en contexte volcanique. Evénements synéruptifs et post éruptifs. Exemple du Massif central français. Université de Clermont-Ferrand II, E.N.S. Lyon, Univ. St-Étienne. DEA Sciences de la Terre et de l'atmosphère, Option Terre, Processus magmatique et métamorphique ; Volcanologie, 48 p.
- VIDAL N., GOËR de HERVÉ (de) A., CAMUS G. (1994) - Déstabilisation en cours d'éruption d'édifices volcaniques monogéniques : exemples français. 15^e Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, p. 137.
- VIDAL N., NEHLIG P., BOUDON G., SCHNEIDER J.L., GOËR A. (de), CANTAGREL J.M. (1996) - Comportement des avalanches de débris d'origine volcanique et caractéristiques des dépôts associés : l'exemple du Cantal (Massif central Français). Colloque du groupe français de rhéologie. Oct 1996. Cahiers de rhéologie; xv, 1, p. 201-206.
- VIDAL N., NEHLIG P., BOUDON G., De GOËR H., CANTAGREL J.M., BOURDIER I.L. (1996) - Abondance de dépôts d'avalanche de débris dans le stratovolcan du Cantal. 16 RST, Orléans, 1996, *Soc. Géol. Fr.*, Ed., p. 81.
- VIDAL N., CANTAGREL J.M., CUBIZOLLES D., BESSON J.C., NEHLIG P., BAUDON G. (1997) - Cantal stratovolcano (Massif central, France) - A new model of volcanic flank collapse. AGU Fall Meeting San Francisco, p. 587.
- VIDAL N., NEHLIG P., BOUDON G., GOËR de HERVÉ A. (1997) - Significance and distribution of debris avalanche deposits in Cantal stratovolcano (France). IAVCEI Congress, Puerto Valarta Abstracts, p. 97.
- VIMAL N. (1998) - Les avalanches de débris volcaniques: description des dépôts et nouveau modèle de déstabilisation de flanc à partir de l'exemple du stratovolcan du Cantal (Massif central, France) : modélisation analogique et numérique. Thèse de l'Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand), n° 201,180 p.

- VIDAL N., MERLE O. (2000) - Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of Hank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 99, 1-4, p. 9-26.
- VILLEMANT B. (1979) - Étude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif central. Thèse 3^e cycle. Université Pierre & Marie Curie, Paris, 347 p.
- VILLEMANT B. (1985) - La différenciation des séries volcaniques : géochimie des éléments traces dans les séries du Massif central et d'Italie Centrale. Thèse doctorat d'État es Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie, 445 p.
- VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC II., TREUIL M., MAURY R., BROUSSE R. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif central français). II : Géochimie. *Bull. Minéral.* 103, p. 267-286.
- VILLEMANT B., TREUIL M. (1983) - Comportement des éléments traces et majeurs dans la série alcaline du Velay; comparaison avec la Chaîne des Puys. *Bull. Minéral.*, 106, p. 465-486.
- VINATIE A. (1995) - Sur les chemins du temps au pays de Massiac. 15 000 ans d'histoire de la fin du paléolithique à l'aube du moyen-âge. Communauté de communes du pays de Massiac, Aurillac, 287 p.
- VINCENT P., AUBERT M., BOIVIN P., CANTAGREL, J.M., LENAT L.F. (1977) Découverte d'un volcanisme paléocène en Auvergne : les maars de Menat et leurs annexes : étude géologique et géophysique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 14, p. 1057-1070.
- VINCENT PM. (1993) - La déstabilisation des volcans: une reconsidération de quelques évènements cataclysmiques après l'éruption du Mt St Helens, USA. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 163, n° spécial. APBG.
- VINCENT P.M., BOURDIER J.L., BaUDON G. (1989) - The primitive volcano of Mount Pelée: its construction and partial destruction by Hank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, p. 1-15.
- VOIGHT B. (1981) - Time scale for the first moments of the May 18 Eruption. In Lipman P.W, Mullineaux D.R. (eds). The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington, USGS, prof. Pap., 1250, p. 69-86.
- VUITTENEZ H. (1964) - Géologie cantalienne. Impr. Moderne, Aurillac, 1 vol., 195 p.
- VUITTENEZ H. (1967) - Préhistoire cantalienne. Historique de la recherche archéologique dans le Cantal. Revue de Haute-Auvergne, Aurillac, 1. 40.
- 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 de Doctorat en géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 225 p.

- WEISS (1808) - Découverte de laves porphyriques avec parties bleues et rouges dans les Monts d'Or et le Cantal. *J. Mines*, t. 23, p. 303-312.
- WERLING F., ALTHERR R. (1997) - Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophysics*, 275, p. 119-141.
- WILLIAMS S. N. (1987) - Nevado del Ruiz volcano, Columbia : the november 1985, eruption and related events. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, p. 355-360.
- WILSON M., DOWNES H. (1991) - Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 32, p. 811-849.
- WILSON M., DOWNES H. (1992) - Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, p. 173-182.
- WILSON M., DOWNES H., CEBRIA J.M. (1995) - Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline series, Cantal, Massif Central, France. *J. Petrol.*, 36, 6, p. 1729-1753.
- WILSON M., ROSENBAUM J.-M. (1995) - The European mantle lithosphere : Source or Sink for Cenozoic alkaline magmas. *Terra Nova*, vol. 7, Abstract supplement n° 1, p. 159.
- WIMMENAUER W. (1974) - The alkaline province of Central Europe and France. In H. Sorensen (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, London, p.238-270.
- ZEYEN H., NOVAK O., LANDES M., PRODEHL C., DRIAD L., HIRN A. (1997) - Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). *Tectonophysics*, 275, p. 99-118.
- ZIEGLER P.A. (1992) - European Cenozoic Rift system. In P.A. Ziegler, *Geodynamics of Rifting*, volume 1. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, p. 91-111.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux sous-terrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Auvergne, soit au BRGM Orléans ou à la Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Coordination et rédaction: Pierre Nehlig

Avec la collaboration de : Gwenael Fréour, Alain de Goër, David Huguet, Hervé Leyrit, Nathalie Vidal pour les formations volcanoclastiques.

Sauf :

- condition de formation des entités géologiques par Denis Thiéblemont et Pierre Nehlig ;
 - les bassins sédimentaires par Jack Roger et Pierre Nehlig ;
 - le substratum granito-gneissique par Jean Yves Roig et Pierre Nehlig ;
 - les gîtes et indices minéraux par Jean-Louis Maroncle ;
- Préhistoire et Archéologie par Frédéric Surmely.

Présentation au CCGF : 27 novembre 2000

Acceptation de la carte et de la notice: 26 avril 2001

Impression de la carte: 2001

Impression de la notice: 2002

ANNEXES

ANNEXE 1 - DONNÉES CHRONOLOGIQUES ISOTOPIQUES

Le tableau fournit par ordre chronologique la totalité des âges obtenus sur la feuille Murat avec:

- l'âge en millions d'années corrigé avec les constantes de Steiger et Jager (1977) ;
l'erreur sur l'âge ;
- la nature lithologique des roches datées (il s'agit de la nature lithologique donnée par les autours) : lorsque le nom de la roche est donné seul, il s'agit d'une analyse K/Ar ou Rb/Sr sur roche totale; lorsqu'elle est suivie par « mésostase » ou remplacé par un ou des minéraux, il s'agit de datations K/Ar ou Ar/Ar sur mésostase ou minéraux séparés;
- la nature volcanologique de la roche datée ;
- l'unité lithostratigraphique de l'échantillon (basaltes infracantaliens, supracantaliens, ...) ;
- la localisation toponymique de l'échantillon ;
- les références bibliographiques des datations (voir bibliographie) ;
- les numéros des échantillons ;
- la localisation en degrés décimaux (latitude et longitude).

Il s'agit, pour la totalité des analyses, de datations K/Ar sur roches total cs, à l'exception de celles de A. Stettler et J.C. Allègre (1979), qui ont été réalisées par la méthode Rb/Sr, et de celles référencées « Ce projet ».

Les datations, effectuées dans le cadre de ce projet, l'ont été sur pbases minérales et sur mésostase de roches volcaniques au laboratoire de géochronologie d'Orsay par P.Y. Gillot. Celles référencées « Ce projet (Platevoët et *al.*) » ont été obtenues par Ar/Ar laser par Van den Bogaard, à Kiel (RFA).

Âge des gabbros de la Jordanne

Les datations conventionnelles sur différents faciès de roches totales donnent des âges allant de $7,3 \pm 0,3$ à $8,3 \pm 0,4$ Ma. Une discussion de l'altération hydrothermale subie par les gabbros, et l'utilisation d'un diagramme d'évolution isotopique conduit J.C. Baubron et J. Demange (1977) à admettre un âge de $8,3 \pm 0,2$ Ma pour la mise en place des intrusions.

Les phonolites du cœur du Cantal

Un raisonnement similaire à celui conduit pour les gabbros de la Jordanne conduit J.C. Baubron et J. Demange (1977) à admettre un âge de mise en place de $6,9 \pm 0,2$ Ma.

Les formations cendro-ponceuses

Les données Ar/Ar laser sur minéraux séparés (feldspaths, biotites, amphiboles) fournissent des valeurs voisines pour les unités cendro-ponceuses de (1) Drils et Aubart ; (2) du Chauvier, du Plateau du Limon; (3) du Mignalou, de Pierre Taillade et de la gare des Pommiers.

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Références	Num.	Long.	Lat.
2,93	0,20	Basalte	neck	Plomb du Cantal	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D34	2,762	45,059
3,65	0,15	Basalte	coulée	Carrière Bredons	B. supracantaliens	Cantagrel	CA 10	2,874	45,102
4,00		Basanite à leucite	coulée	Coulée sommitale Brugiroux	B. supracantaliens	Boudon et Cantagrel	2	2,833	45,144
4,00		Leucito-néphéline	dyke	Suc de Rond		Boudon et Cantagrel	9	2,627	45,173
4,10	0,10	Leucito-néphéline	neck	PC 1213 (Ouest de Chavagnac)	B. supracantaliens	Boudon et Cantagrel	4	2,865	45,161
4,11	0,10	Hawaïte	dyke	Col de Marsa	<i>Hawaïtes s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D8	2,704	45,083
4,15	0,10	Leucito-néphéline	coulée	Brujaleine	B. supracantaliens	Boudon et Cantagrel	5	2,863	45,140
4,32	0,10	Basalte (mésostase)	neck	Bredons	B. supracantaliens	Ce projet	BRE	2,874	45,102
4,50	0,20	Basanite à leucite	dyke	Puy Violent	B. supracantaliens	Boudon et Cantagrel	11	2,590	45,130
4,60	0,10	Basanite à leucite	plug	PC 1531	B. supracantaliens	Boudon et Cantagrel	10	2,621	45,174
5,00	0,15	Basalte	coulée	Les Echamps	B. supracantaliens	Cantagrel	CA 2	2,856	45,029
5,34	0,30	Basalte	dyke	Ste Reine	B. supracantaliens	Rey (1975)	REI	2,876	45,127
5,35	0,20	Basalte doléritique	coulée	Signal de Prat de Bouc	B. supracantaliens	Cantagrel	CA3	2,799	45,052
5,40	0,15	Basalte	coulée	Golneuf	B. supracantaliens	Cantagrel	CA11	2,728	45,035
5,65	0,20	Hawaïte	dyke	Le Griounou	<i>Hawaïtes s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D4	2,701	45,084
5,70	?	Trachyte	dôme	Puy Mary	Trachyte	Bellon, inédit	MAR	2,677	45,110
5,99	0,30	Basalte	coulée-neck	Puy Gros	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	Moy D81	2,733	45,026
6,18	0,25	Basalte	dyke	Puy de l'Usclade	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D26	2,690	45,074
6,34	0,20	Basalte	dyke	Montagne de Barriérou	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D75	2,603	45,074
6,40	0,10	Téphrite	coulée	Col de Serre	<i>Tephrite s.l.</i>	Cantagrel (1995)	1658	2,704	45,133
6,40	0,20	Basalte	coulée	Puy Niermont	B. supracantaliens	Cantagrel	CA33	2,731	45,146
6,43	0,08	Trachyte (Kfeldspaths)	dôme	Puy Mary	Trachyte	Ce projet	MAR	2,677	45,111
6,49	0,40	Phonolite agpaïtique	intrusion	Lafont	Phonolites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D14	2,697	45,015
6,60	0,10	Phonolite	intrusion	800 m N Puy	Phonolites <i>s.l.</i>	Cantagrel (1995)	1664		
6,60	0,25	Phonolite	intrusion	Puy Griou	Phonolites <i>s.l.</i>	Cantagrel (1995)	D9	2,709	45,081

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Références	Num.	Long.	Lat.
6,65	0,30	Trachyandésite	coulée	Ferme Mignalou	Trachyandésites s./l.	Cantagrel	CA 31	2,738	45,134
6,68	0,40	Phonolite agpaïtisque	intrusion	Lafont	Phonolites s./l.	Baubron et Demange (1977)	D13	2,698	45,015
6,70	0,20	Trachyandésite	intrusion	Col de Serre	Trachyandésites s./l.	Cantagrel	CA32	2,704	45,133
6,70	0,20	Gabbro	intrusion	Ferme de Lacoste	Gabbro	Cantagrel	CA 27	2,692	45,089
6,74	0,30	Phonolite miaskitique	intrusion	La Bastide	Phonolites s./l.	Baubron et Demange (1977)	D15	2,681	45,027
6,77	0,70	Phonolite	intrusion	Roches Blanches	Phonolites s./l.	Baubron et Demange (1977)	Moy D28	2,699	45,073
6,80	0,40	Basalte s./l	sill ?	Le Cher	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D63	2,657	45,011
6,87	0,30	Phonolite trachytique et enclave homogène	intrusion	Puy Griou	Phonolites s./l.	Baubron et Demange (1977)	D9	2,709	45,081
6,90	0,40	Basalte ankaramitique	coulée	Ferme Mignalou		Cantagrel	CA30	2,738	45,134
6,94	0,30	Phonolite miaskitique	intrusion	Puy de l'Usclade	Phonolites s./l.	Baubron et Demange (1977)	D25	2,690	45,074
6,95	0,10	Téphrite	coulée	Pl Golneuf	Téphrite s./l.	Cantagrel (1995)	CA 12	2,728	45,035
6,95	0,25	Trachyandésite	coulée	Niercombe	Trachyandésites s./l.	Baubron et Demange (1977)	D78	2,728	45,036
6,97	0,20	Phonolite	dyke	La Chapeloune	Phonolites s./l.	Baubron et Demange (1977)	D68	2,660	45,104
6,98	0,20	Basalte s./l	coulée	Montagne du Jacquet	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	Moy D80	2,738	45,032
6,98	0,40	Basalte	dyke	Font des Vaches	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D23	2,699	45,080
6,98	0,20	Basalte	coulée	Montagne du Jacquet	B. supracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D79	2,736	45,033
7,00	0,10	Phonolite	coulée ?	Pl Golneuf	Phonolites s./l.	Cantagrel (1995)	1663	2,675	45,066
7,00	0,30	Téphrite	coulée	Balastière d'Entremont	Téphrite s./l.	Cantagrel (1995)	CA 34	2,684	45,038
7,30	0,10	Téphrite	coulée	Brujalène	Téphrite s./l.	Cantagrel (1995)	1661	2,684	45,110
7,30	0,20	Basalte	coulée	Coulée d'Empiolet		Cantagrel	CA 14		
7,31	0,40	Basalte	sill ?	Thiézac (réservoir)	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D65	2,671	45,017
7,34	0,13	Basalte (mésostase)	Coulée	Franconèche	B. infracantaliens	Ce projet	FA 55	2,641	45,149
7,42	0,14	Trachyandésite (mésostase)	intrusion	Auzolle	Trachyandésites s./l.	Ce projet	AUZ	2,861	45,085

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Références	Num.	Long.	Lat.
7,44	0,16	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Albepierre	Trachyandésites s./.	Ce projet	ALB	2,833	45,076
7,45	0,20	Trachyte	intrusion	Fraisse Haut	Trachytes s./.	Cantagrel	CA18	2,799	45,111
7,46	0,30	Monzonite	intrusion	Lacoste	Gabbros s./.	Baubron et Demange (1977)	D46	2,692	45,089
7,46	0,25	Trachyandésite	coulée	Col de la Chapeloune	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D67	2,655	45,102
7,49	0,30	Phonolite	enclave	Griou	Enclave	Baubron et Demange (1977)	D9b	2,703	45,084
7,50	0,12	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Meynial	Trachyandésites s./.	Ce projet	MEY	2,830	45,121
7,58	0,20	Dacite	bloc	Vendogre	Trachyte s./.	Bellon, inédit	PA 27 Y1		
7,58	0,40	Latite	intrusion	Lioran	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	RT3	2,728	45,078
7,59	0,40	Trachyandésite	coulée	Fromagerie du Griou	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D40	2,714	45,079
7,59	0,25	Basalte	sill?	Labro Haute	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D64	2,653	45,009
7,60	0,30	Rhyolite	dyke	Les Tournels (Les Gardes)	Rhyolites s./.	Downes (1984)	43510	2,624	45,077
7,60	0,25	Trachyandésite	coulée	Montagne de Bertrande	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D76	2,357	45,214
7,60	?	Basalte	coulée	Plomb du cantal, vers sommet	Trachyandésites s./.	Bellon, inédit	PLO	2,761	45,060
7,61	0,40	Basalte	dyke	Font des Vaches	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D19	2,699	45,080
7,62	0,30	Trachyandésite (amphibole)	coulée	Peyre Arse	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D70	2,712	45,110
7,63	0,30	Gabbros (biotite)	intrusion	Montagne de Bertrande	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D77	2,632	45,078
7,63	0,25	Cumulat à amphibole	enclave	Montagne de Bertrande	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D77	2,632	45,078
7,68	0,25	Trachyandésite	coulée	Le Courpou Sauvage	Trachyandésites s./.	Baubron et Demange (1977)	D83	2,642	45,046
7,69	0,06	Feldspath + biotite	unité cendro-ponceuse	Plateau du Limon	Lahars sur avalanche de débris	Ce projet (Platevoet et al.)	9633	2,760	45,156
7,74	0,15	Feldspath + biotite	coulée	Casteltinet	Trachyandésites s./.	Ce projet	CAS	2,689	45,011

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Références	Num.	Long.	Lat.
7,75	0,25	Trachyandésite	coulée	Coulée de la Cascade des Vergnes	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Cantagrel (1995)	CA 6	2,692	45,089
7,75	0,25	Monzonite	intrusion	Lacoste	Gabbros <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D45	3,080	45,036
7,80	0,25	Latite	coulée	Peyre Arse	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D70	2,712	45,110
7,83	0,25	Monzonite	intrusion	Lacoste	Gabbros <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D47	2,692	45,089
7,83	0,18	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Jordanne	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Ce projet	JOR	2,683	45,101
7,88	0,25	Trachyandésite	coulée	Puech Bernis -Courpou	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D82	2,637	45,041
7,89	0,35	Trachyandésite	coulée	Fromagerie du Griou	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D41	2,718	45,080
7,93	0,25	Trachyandésite	coulée	Col de Rombière	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D60	2,719	45,098
7,94	0,04	feldspath + biotite	unité cendro-ponceuse	Peyre del Cros	Unité différencié	Ce projet (Platevoet <i>et al.</i>)	9538	2,614	45,100
8,02	0,09	feldspath + biotite	coulée	Base ruisseau Le Travers	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Ce projet	FA56	2,660	45,112
8,02	0,30	Trachyandésite	coulée	Pas des Alpins	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D33	2,768	45,068
8,03	0,25	Trachyandésite	coulée	Puy du Rocher	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D38	2,768	45,071
8,03	0,07	feldspath + biotite	unité cendro-ponceuse	Le Mignalou	Unité différencié	Ce projet (Platevoet <i>et al.</i>)	9625	2,852	45,123
8,04	0,04	feldspath + biotite	unité cendro-ponceuse	Aubart	Toit de l'avalanche de débris	Ce projet (Platevoet <i>et al.</i>)	9646	2,689	45,170
8,07	0,25	Trachyandésite	coulée	Bois Pierre du Loup	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D61	2,736	45,058
8,07	0,35	Trachyandésite	coulée	Lafont	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D66	2,697	45,015
8,10	0,25	Monzonite	intrusion	Lacoste	Gabbros <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D50	2,692	45,089
8,10	?	Gabbro	intrusion	Rudez (Jordanne)	Gabbros <i>s.l.</i>	Stettler et Allègre (1979)	J9	2,6749	45,087

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Références	Num.	Long.	Lat.
8,11	0,12	Trachyandésite (mésostase et amphibole)	coulée ou neck ?	Claux	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Ce projet	CLA	2,707	45,163
8,14	0,06	feldspath + biotite	unité cendro-ponceuse	Pierre Taillade	Unité différencié	Ce projet (Platevoet et <i>al.</i>)	9541	2,770	45,110
8,15	0,09	feldspath + biotite	unité cendro-ponceuse	Drils	Unité différencié	Ce projet (Platevoet et <i>al.</i>)	9628	2,766	45,149
8,16	0,25	Trachyandésite	coulée	Peyre Arse	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D71	2,714	45,107
8,16	0,05	feldspath + biotite + amphibole	unité cendro-ponceuse	Gare des Pommiers	Unité différencié	Ce projet (Platevoet et <i>al.</i>)	9660	2,843	45,102
8,21	0,25	Trachyandésite	coulée	Buron la Serre	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D44	2,683	45,101
8,21	0,24	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Belinay	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Ce projet		2,837	45,029
8,22	0,25	Trachyandésite	coulée	Plomb du Cantal	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D35	2,768	45,071
8,22	0,25	Trachyandésite	coulée	Puy du Rocher	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D37	2,761	45,056
8,25	0,25	Trachyandésite	plug	Téton de Vénus	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D72	2,732	45,101
8,26	0,16	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Cascade du Luc	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Ce projet	LUC	2,669	45,075
8,28	0,40	Monzonite	intrusion	Benech	Gabbros <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D43	2,675	45,082
8,29	0,90	Trachyandésite	coulée	Bois de Joubert	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	Moy D30	2,700	45,070
8,30	0,25	Trachyandésite	coulée	Coulée de Cheyrouse	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Cantagrel (1994)	CA 13		
8,32	0,10	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Ruisseau de Chambreuil		Ce projet	CHA	2,798	45,160
8,33	0,25	Latite	coulée	Ruisseau de Chaumette	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	D62	2,741	45,059
8,34	0,25	feldspath + amphibole	unité cendro-ponceuse	Le Gandillon	Unité différencié	Ce projet (Platevoet et <i>al.</i>)	9627	2,738	45,134
8,37	0,25	Latite (amphibole)	intrusion	Col du Font de Cère		Baubron et Demange (1977)	D74	2,739	45,088

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Référence	Num.	Long.	Lat.
8,39	0,50	Trachyandésite	coulée	Puy Griou	Trachyandésites s.l.	Baubron et Demange (1977)	Moy D11	2,709	45,081
8,40	0,40	Téphrite		R. de Drils	Phonolites s.l.	Cantagrel (1995)	1659	2,745	45,157
8,40	1,00	Latite	intrusion	Piallotes	Trachyandésites s.l.	Stettler et Allègre (1979)	RT2	2,707	45,042
8,41	0,30	Trachyte	intrusion ou bloc ?	Vaurs	Trachyte s.l.	Baubron et Demange (1977)	D12	2,669	45,006
8,42	0,16	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Dienne	Trachyandésites s.l.	Ce projet	DIE	2,800	45,155
8,42	0,16	Trachyandésite (mésostase)	coulée	Impradine	Trachyandésites s.l.	Ce projet	IMP	2,769	45,144
8,45	0,10	Latite (plagioclase)	intrusion	Col de Serre		Ce projet	SER	2,698	45,135
8,55	1,00	Latite	intrusion	Les Chazes	Trachyandésites s.l.	Stettler et Allègre (1979)	RT3	2,728	45,078
8,63	0,50	Commendite	intrusion	Les Chazes	Rhyolites s.l.	Baubron et Demange (1977)	D2	2,721	45,075
8,70	0,25	Latite	?	Col de Font de Cère	Trachyandésites s.l.	Baubron et Demange (1977)	D74	2,739	45,088
8,80	0,25	Trachyandésite	coulée	l'Elancèze	Trachyandésites s.l.	Baubron et Demange (1977)	D31	2,666	45,052
8,80	0,60	Rhyolite	intrusion	Saint Jacques des Blats	Rhyolites s.l.	Stettler et Allègre (1979)	RAS	2,690	45,024
8,88	0,30	Trachyte	bloc	Roucolle (Cascade)	Trachyte s.l.	Baubron et Demange (1977)	Moy D74	2,650	45,000
8,91	0,25	Trachyandésite (amphibole)	coulée	Téton de Vénus		Baubron et Demange (1977)	D72	2,732	45,101
8,96	0,35	Basalte s.l	coulée	Elancèze	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D32	2,659	45,051
8,97	0,40	Basalte	dyke	Font des Vaches	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	D21	2,699	45,080
8,97	0,25	Trachyandésite	coulée	Plomb du Cantal	Trachyandésites s.l.	Baubron et Demange (1977)	D36	2,760	45,063
9,00	0,25	Latite	intrusion	Font Alagnon	Trachyandésites s.l.	Cantagrel (1995)	CA 20	3,109	45,041
9,02	0,40	Rhyolite	intrusion	Armandie-Dôme	Rhyolites s.l.	Baubron et Demange (1977)	RT1	2,690	45,024
9,20	0,40	Rhyolite	intrusion	Pas de Compaing	Rhyolites s.l.	Downes (1984)	41612	2,690	45,024
9,53	0,50	Ankaramite	coulée ou sill ?	Faillitoux	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	RT4	2,649	45,033
9,53	0,50	Basalte	bloc - sill ?	Thiézac - sommet des coulées ponçues du Pas de Compaing	B. infracantaliens	Baubron et Demange (1977)	RT5	2,669	45,017

Âge	Err.	Lithologie	Volcanol.	Localisation	Unité lithostratigraphique	Référence	Num.	Long.	Lat.
9,63	0,50	Latite	Intrusion	Les Pialottes	Trachyandésites <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	RT2	2,707	45,042
9,85	0,60	Monzonite	intrusion	Benech	Gabbros <i>s.l.</i>	Baubron et Demange (1977)	Moy D42	2,676	45,083
10,10	0,50	Basalte	coulée	Thuron	B. infracantaliens	Bellon, inédit	PA 16L		
10,60	0,06	Amphibole	unité cendro-ponceuse	Massebeau	B. infracantaliens	Ce projet (Platevøet et <i>al.</i>)	9657	2,861	45,108
11,00	0,30	Basalte	coulée	Fraisse Bas - Laveissière	B. infracantaliens	Cantagrel	CA16	2,842	45,105

Sources	Communes	X	Y	Z	T (°C)	Débit (l/min)	Résistivité (ohms/cm)	pH
La Chaze	Le Falgoux	624,225	315,575	1 000				
Crochepeyre	Fontanges	620,200	311,300	905	10	0,27	643	6,75
Planty	Fontanges	620,800	311,925	950	8	1,25	1 450	
Pialottes	St-Jacques-des-Blats	629,375	303,475	900	11	< 1	500	
Chaumeil	St-Paul-de-Salers	616,700	313,475	850	12	< 1	2 900	
Liadouze	Mandaille	626,225	308,825	965	12,3	< 1	1 300	
Salain	Mandaille	625,900	310,900	1 200	8,9		1 380	
Curadit	St-Julien-de-Jordanne	623,450	306,775	900	7,2	0,56	453	6,5
Peruchez	St-Julien-de-Jordanne	622,750	306,500	915	7,9	0,6	375	6,3

Principales sources minérales de la feuille Murat à 1/ 50 000, toutes les sources sont de type « bicarbonaté sodique »

ANNEXE 3 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

La feuille Murat présente essentiellement des minéralisations de lignite (parfois avec diatomite) intercalées dans des formations sous-basaltiques (cinérites et/ou argiles), voire dans des argiles tertiaires. Toutefois, à l'exception du gisement de Fraisse-Bas, il ne s'agit que d'indices à valeur documentaire dont la localisation reste souvent approximative.

Dans la région de Mandailles, des indices de pyrite aurifère, disséminée dans des trachytes d'âge mio-pliocène, furent suspectés d'être l'une des sources possibles de l'or connu dans les alluvions de la Jordanne. Toutes les recherches entreprises pour identifier des concentrations attractives dans cette optique ont échoué.

Deux curiosités minéralogiques sont signalées au Roc Blanc et à Seilhols : il s'agit d'affleurements de brèches volcaniques présentant des efflorescences blanches de nesquehonite (carbonate hydraté de Mg) ou de pickéringite (sulfate hydraté de Mg/Al), ce dernier minéral se teintant en jaune orangé ou rouge par altération. Ces espèces minérales fragiles méritent évidemment d'être respectées et conservées dans leur gisement naturel.

Aperçu historique et économique

L'unique gisement ayant présenté un intérêt économique est le gisement de lignite, de schistes ligniteux et de diatomite de Fraisse-Bas (avec son satellite de Chambeuil). Il est constitué de 5 couches de 0,40 à 0,70 m de puissance, intercalées dans des argiles et des cinérites. Deux de ces couches furent exploitées (travaux souterrains) au cours de périodes successives, avec une dernière reprise en 1944 (cf. tableau).

Titres miniers : situation juridique en 1997

Il n'existe aucun titre minier valide sur la feuille Murat

N° national BSS	Nom du gîte ou de l'indice (Nom du prospect BRGM si ≠)	Substances	Minéraux principaux	Mode de gisement	Nature des travaux Intérêt économique
788-1X-4005	Roc Blanc	Mg	Nesquéhonite	Disséminé	Simple indice documentaire
788-1X-4006	Seilhols	Mg	Pickéringite	Disséminé	Simple indice documentaire
788-1X-4007	La Bastide	Lig	Lignite	Stratiforme	Simple indice documentaire
788-4X-4007	Dienne	Lig	Lignite	Stratiforme	Simple indice documentaire
788-4X-4008	Bonnevie	Lig	Lignite	Stratiforme	Exploitation à ciel ouvert vers 1905. Simple indice documentaire
788-4X-4009	Fraisse-Bas	Lig + Dia	Lignite, Schistes ligniteux + Diatomite	Stratiforme	Anciens travaux miniers (1885-1903 + 1917-1934 et à partir de 1944). Production : 17 000 t de diatomite, 10 000 t de lignite et 25 000 t de schistes ligniteux. Réserves : 65 000 t de lignite + 25 000 t de schistes ligniteux
788-4X-4010	Chambeuil	Lig + Dia	Lignite, Schistes ligniteux + Diatomite	Stratiforme	Cf. Fraisse-Bas
788-6X-4001	Liadouze (Mandailles)	Au, Fe	Pyrite aurifère	Alluvions	Simple indice. Prospect Inventaire minier
788-6X-4002	Fournal (Mandailles)	Au, Fe	Pyrite aurifère	Disséminé	Travaux BRGM. Prospect Inventaire minier
788-6X-4003	Mandailles	Au, Fe	Pyrite aurifère, Marcasite, Pyrrhotite, Chalcopyrite	Disséminé	Anciennes recherches (1876, 1938). Travaux BRGM (avec sondages). Prospect Inventaire minier
788-6X-4005	Raymond et Benech	Lig	Lignite	Stratiforme	Simple indice documentaire
788-7X-4002	Le Lioran	Lig	Lignite	Stratiforme	Simple indice documentaire
788-8X-4002	Auzolles-H	Lig + Dia	Lignite + Diatomite	Stratiforme	Simple indice documentaire

Tableau des gîtes et indices minéraux

ANNEXE 4 – INVENTAIRE D'ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Plus de 1 000 analyses géochimiques de roches ont, à ce jour, été réalisées sur le stratovolcan du Cantal (éléments majeurs, mais aussi éléments en traces et isotopes) par différentes équipes. Parallèlement, plus de 230 analyses géochronologiques ont été effectuées.

L'ensemble des analyses peut être consulté sur <http://www.brgm.fr/volcan>.

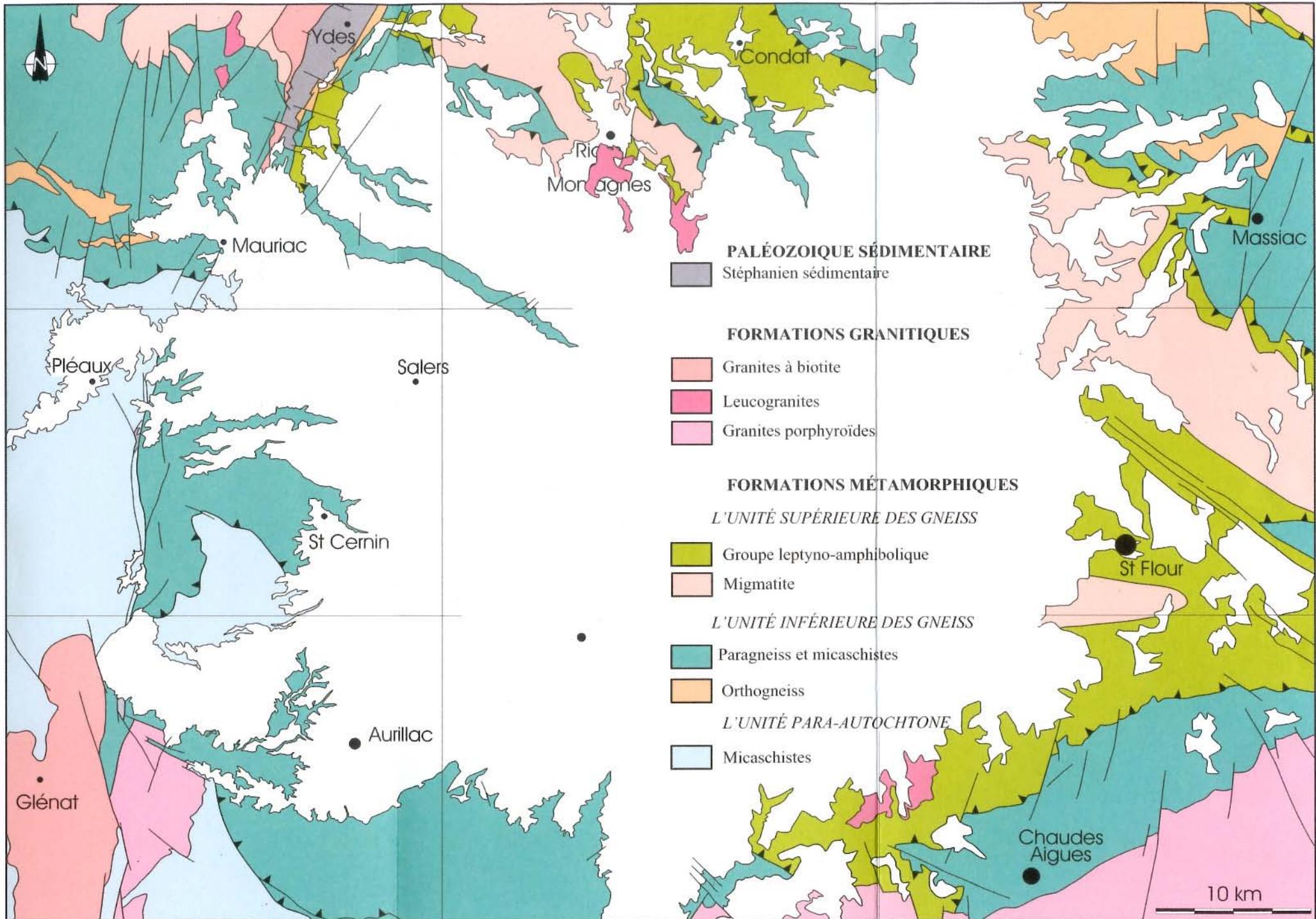


Fig. 6 - Schéma structural du socle du Cantal

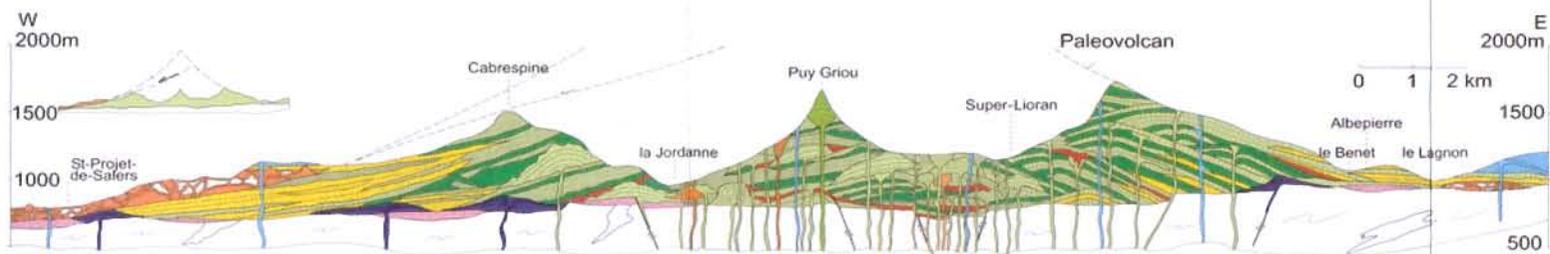
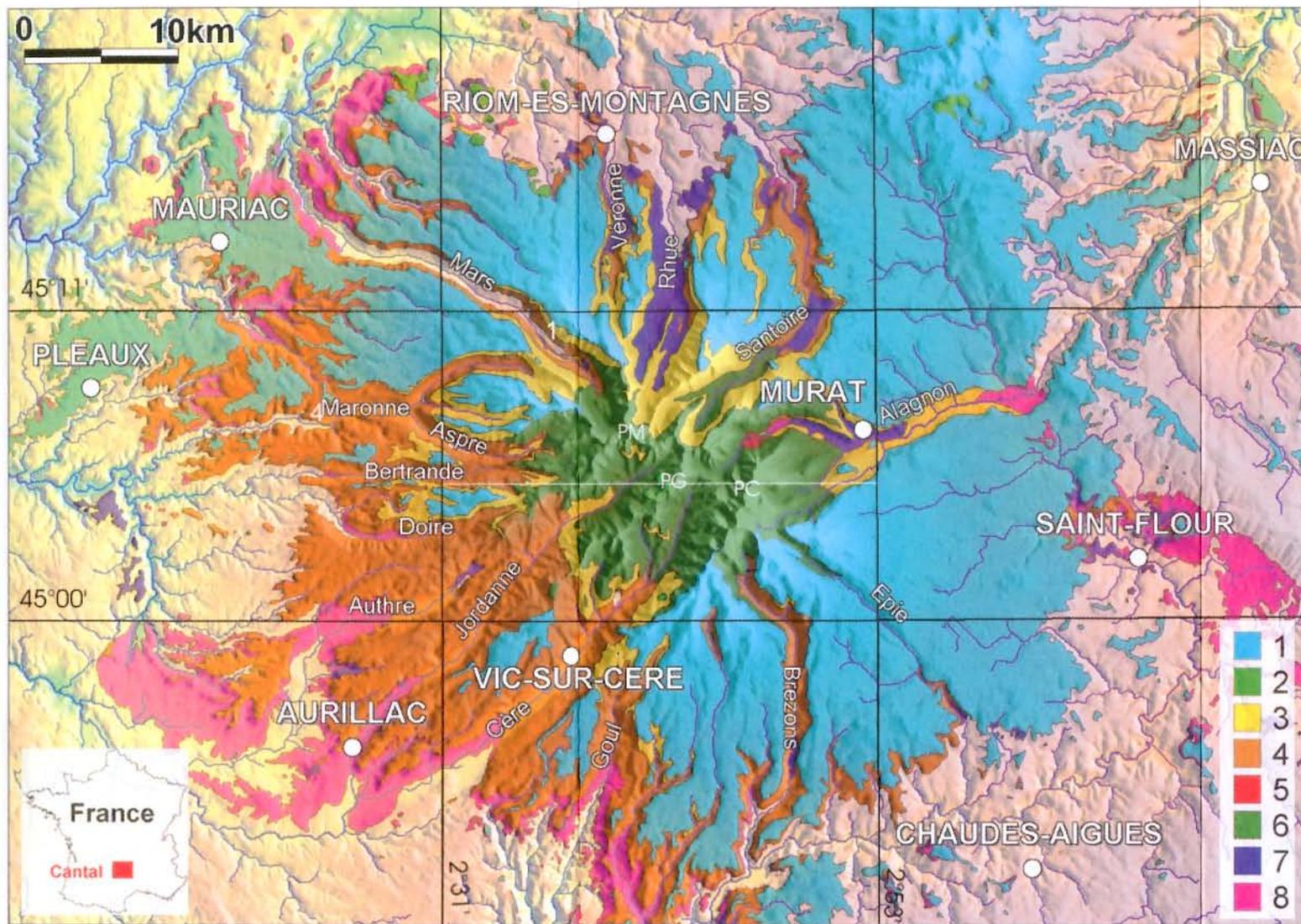


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée du stratovolcan du Cantal. La carte est drapée sur un modèle numérique de terrain et surchargée du carroyage des cartes géologiques au 1/50 000. La coupe illustre les principaux faciès qui affleurent dans la partie centrale de l'édifice volcanique (trait de coupe Est-Ouest indiqué sur la carte).

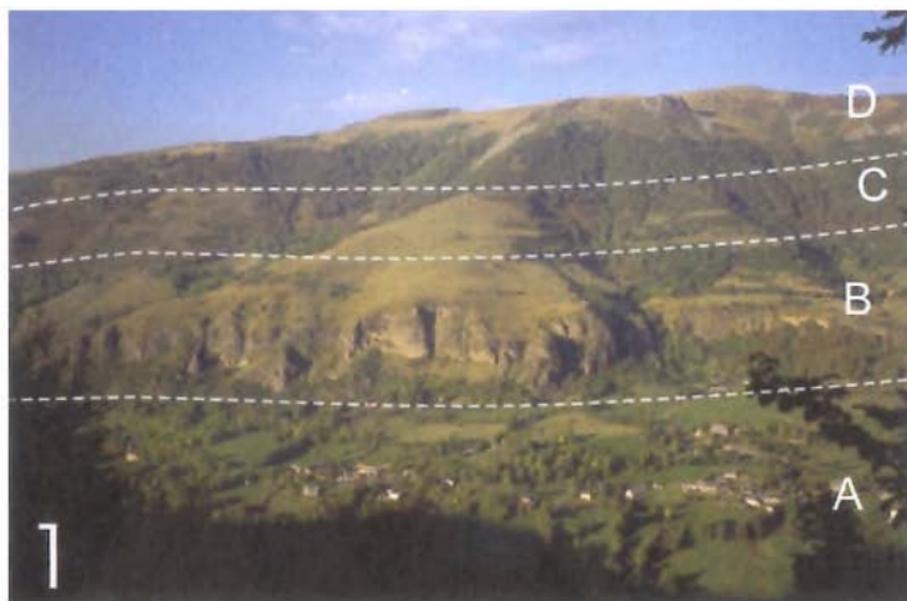


Fig. 33 - Aperçu des dépôts d'avalanche de débris dans la partie centrale de l'édifice volcanique

1 - Photo illustrant la succession des dépôts dans la partie centrale de l'édifice volcanique
(A = substratum cristallin et dépôts fluvio-glaciaire ;

B = dépôts d'avalanche de débris ; C = dépôts lahariques ; D = basaltes supracantaliens).
On peut remarquer la taille plurihectométrique des blocs de la falaise de Peubrèlie

2 - Photo illustrant l'aspect des dépôts d'avalanche de débris à l'aplomb de Salers
(B = mégabloc, M = matrice du mégabloc)