

Revue  
*Géologues*

Numéro spécial  
*Massif central*

## Les volcans du Massif central

Pierre Nehlig\*, Pierre Boivin, Alain de Goër, Jean Mergoil, Gaëlle Prouteau, Gérard Sustrac et Denis Thiéblemont

\*BRGM

BP 6009, 45060 ORLEANS Cedex, France  
Tel. (33) 2 38 64 32 50    p.nehlig@brgm.fr



*Après plus de deux siècles de débats quelquefois animés - depuis que leur nature volcanique a été mise en évidence (Guetard, 1752) - la distribution cartographique du volcanisme du Massif central (cartes géologiques au 1/50 000) et les mécanismes de mise en place des édifices volcaniques sont maintenant relativement bien contraints grâce à la réalisation récente de plusieurs travaux cartographiques et de synthèse (Velay, Cantal, Chaîne des Puys...). Il n'en est pas de même des causes profondes de ce volcanisme qui sont aujourd'hui toujours vivement débattues. C'est l'exposé de ces avancées majeures et des interrogations qui subsistent encore qui forment l'ossature de ce qui suit. Un renvoi vers les ouvrages principaux de synthèse permet d'aller au-delà des notions générales énoncées ici.*

<b>CONTEXTE EUROPÉEN .....</b>	<b>4</b>
<b>LES PRINCIPAUX ENSEMBLES VOLCANIQUES DU MASSIF CENTRAL.....</b>	<b>4</b>
UNE HÉTÉROGÉNÉITÉ NORD-SUD MARQUÉE.....	5
AGES DE MISE EN PLACE DES ÉDIFICES VOLCANIQUES DU MASSIF CENTRAL : AVANT, PENDANT ET APRÈS LES GRANDS BASSINS SÉDIMENTAIRES.....	5
<b>QUELLE EST LA SOURCE DES LAVES DU MASSIF CENTRAL ? .....</b>	<b>6</b>
DE NOMBREUSES DONNÉES GÉOPHYSIQUES CONTRAignent LA STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE SOUS LE MASSIF CENTRAL.....	7
<i>Sismique réfraction</i> .....	7
<i>Gravimétrie</i> .....	7
<i>Flux de chaleur</i> .....	7
<i>Tomographie sismique</i> .....	8
LES DONNÉES GÉOCHIMIQUES PEUVENT-ELLES PERMETTRE DE DÉPARTAGER CES MODÈLES ? .....	9
<i>Homogénéité et hétérogénéité de la source (des sources ?)</i> .....	11
MODÈLES ALTERNATIFS.....	13
CONCLUSION .....	14
<b>PRINCIPAUX ENSEMBLES ET DYNAMISMES VOLCANIQUES.....</b>	<b>15</b>
LE PLUS GRAND VOLCAN D'EUROPE : LE CANTAL.....	15
<i>Résumé de l'histoire géologique du volcan</i> .....	17
Les premières éruptions basaltiques (13 à 7 Ma) .....	17
Le volcan trachyandésitique (10 à 6,5 Ma).....	17
Les avalanches de débris et les remaniements associés vers 7 Ma.....	17
L'enneigement basaltique (7-2 Ma).....	18
L'érosion glaciaire et post-glaciaire de l'édifice volcanique.....	18
<i>Une composante essentielle du Cantal : les avalanches de débris</i> .....	18
Le matériel source des dépôts d'avalanches de débris : un empilement de coulées et de brèches trachyandésitiques.....	20
Caractéristiques des dépôts d'avalanches de débris.....	20
Evolution longitudinale des avalanches de débris.....	21
Les semelles basales des dépôts d'avalanches de débris.....	21
Les formations volcano-détritiques, marqueurs du toit des dépôts d'avalanches de débris .....	21
Signification des lahars au toit des dépôts d'avalanches de débris .....	22
Combien d'avalanches de débris ?.....	22
Quelles paléo-altitudes atteignait le Cantal ? .....	23
Pourquoi tant de dépôts d'avalanches de débris dans le Cantal ? .....	24
<i>Conclusions</i> .....	24
UNE ENCYCLOPÉDIE DES VOLCANS : LA CHAÎNE DES PUYS .....	25
LE VOLCANISME DU VELAY-COIRONS-VIVARAIS .....	27
<i>Les ensembles</i> .....	28
<i>Nature des laves</i> .....	28
<i>Pyroclastites et volcanologie</i> .....	29
<i>Volcanisme et eaux superficielles</i> .....	30
<i>Une récurrence de l'activité magmatique au Pléistocène récent : les volcans du Bas-Vivarais</i> .....	30
LES VOLCANS DE LA LIMAGNE.....	30
MONTS DORE, SANCY .....	31
LE CÉZALIER .....	32
L'AUBRAC .....	33
LA LIGNE VOLCANIQUE AUBRAC - CAP D'AGDE .....	34
OÙ EN EST LA CARTOGRAPHIE DES ÉDIFICES VOLCANIQUES ? ÉVALUATION DES LEVERS GÉOLOGIQUES DES FORMATIONS VOLCANIQUES DU MASSIF CENTRAL.....	34
<b>CONCLUSION .....</b>	<b>36</b>
<b>POUR EN SAVOIR PLUS .....</b>	<b>36</b>
<b>RÉFÉRENCES CITÉES .....</b>	<b>37</b>
<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>40</b>



## Contexte européen

De même que tous les autres centres volcaniques de l'Europe de l'Ouest (Massif Rhénan et Massif Bohémien), le volcanisme du Massif central est localisé dans une zone surélevée associée à des grabens sédimentaires. Les grabens de la Limagne, de la Bresse, du Rhin, de la Ruhr, de la Leine et de l'Eger, se sont formés au début du Cénozoïque pendant l'orogénèse alpine et l'affaissement néogène des bassins méditerranéen et pannonien (Figure 1).

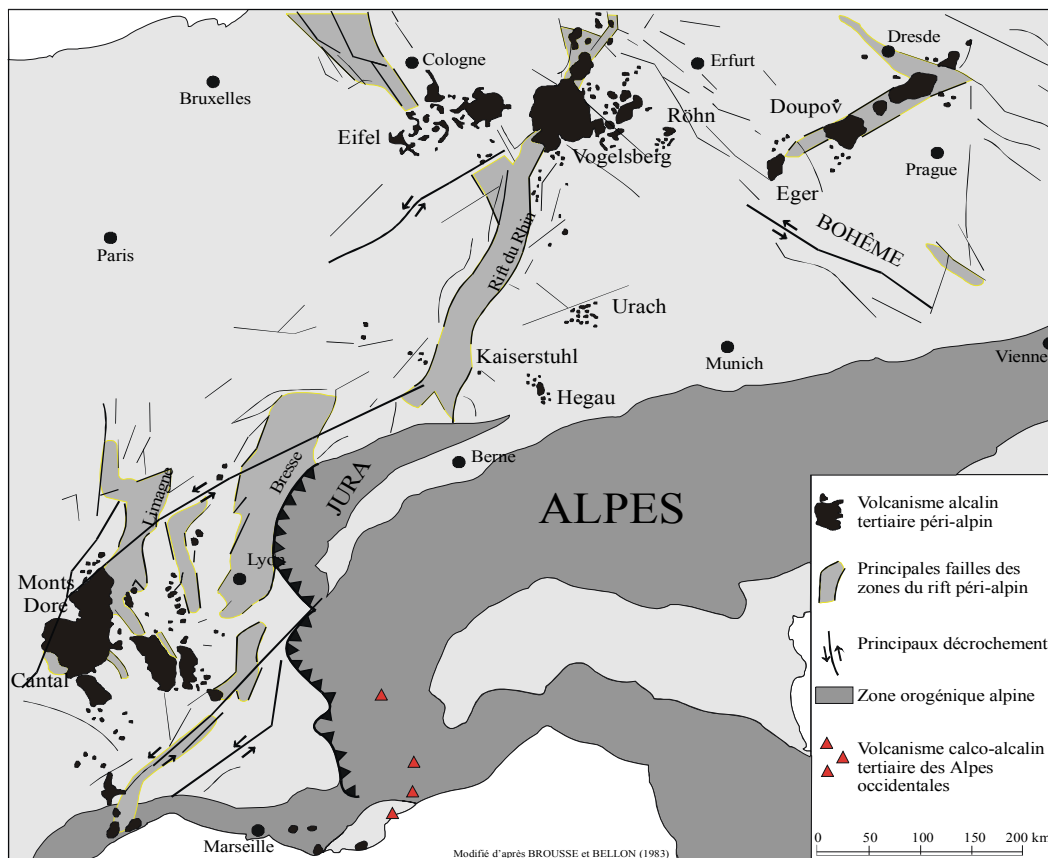


Figure 1 - Carte des principales provinces volcaniques Cénozoïques d'Europe de l'Ouest et relation avec les bassins sédimentaires péri-alpins.

## Les principaux ensembles volcaniques du Massif central

Le volcanisme du Massif central est globalement centré sur le Nord du Cantal. Trois axes en divergent, l'axe le plus important vers le Nord rassemble le Cézalier, les Monts Dore et la Chaîne des Puys. Les deux autres branches sont d'importance plus modeste. Il s'agit, vers le sud, du volcanisme de l'Aubrac et des Causses qui se prolonge jusqu'au Cap d'Agde. Vers le sud-est se succèdent les volcans du Devès, du Velay oriental et du Vivarais (Figure 2).

Le volcanisme est essentiellement de type fissural : Chaîne des Puys, Aubrac, Coirons et Devès. Cependant deux importantes constructions volcaniques centrées – des stratovolcans - sont aussi présentes : le Cantal et les Monts Dore - Sancy.

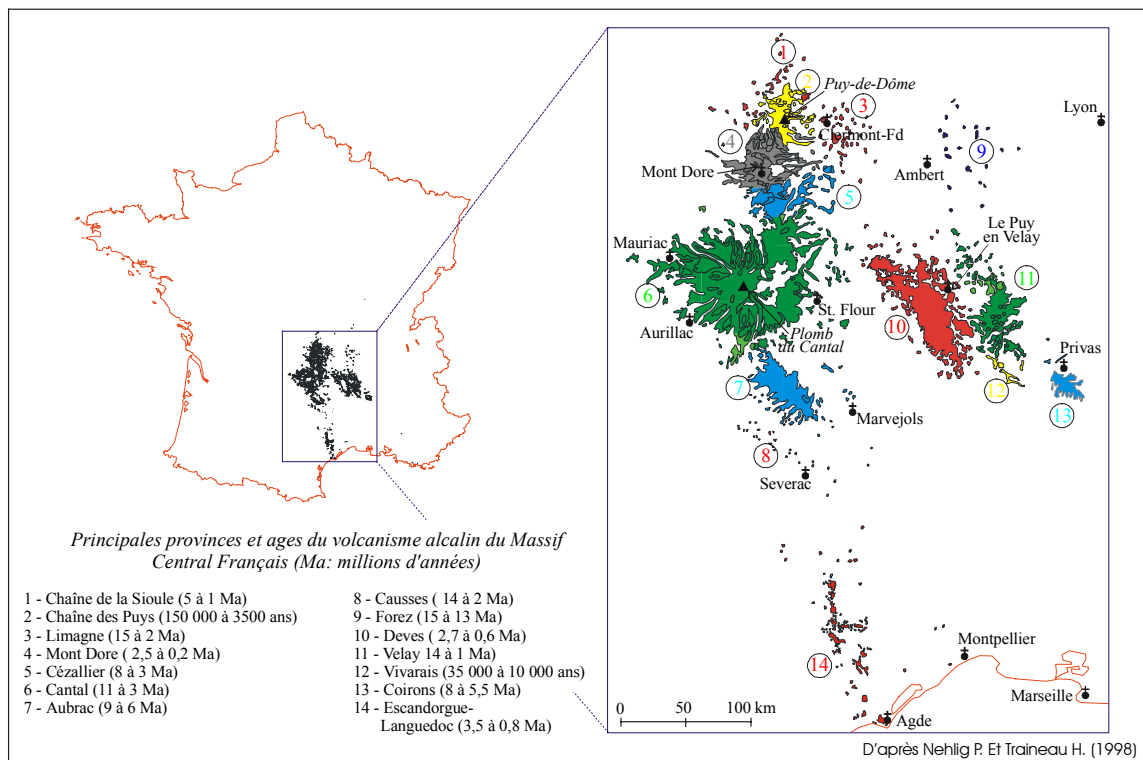


Figure 2 - Carte des principales provinces volcaniques du Massif central avec indications de leurs âges respectifs

## UNE HÉTÉROGÉNÉITÉ NORD-SUD MARQUÉE

Les analyses des cartes géologiques montrent d'importantes différences entre le Nord et le Sud du Massif central. Alors que la partie nord présente des alignements volcaniques et sédimentaires essentiellement nord-sud (Chaîne des Puys, l'alignement Monts Dore - Cézalier - Cantal oriental, Nord du Devès,), la partie méridionale révèle des alignements orientés NW-SE (Aubrac, Devès, Coiron, Velay oriental). Cette hétérogénéité nord-sud se retrouve aussi dans le diachronisme du volcanisme (Michon et Merle, 2001).

S'agit-il d'une reprise d'une structuration ancienne (hercynienne ?) ou d'une "image" des contraintes cénozoïques ? L'étude des xénolites mantelliques (Lenoir, 2000) a mis en évidence l'existence de deux manteaux distincts, hérités de l'Hercynien. Par ailleurs, des travaux récents d'anisotropie de susceptibilité magnétique (J.Y. Talbot et M. Faure, communication personnelle) du granite de la Margeride confirment cette structuration précoce et cette possible reprise d'une orientation préexistante.

## AGES DE MISE EN PLACE DES ÉDIFICES VOLCANIQUES DU MASSIF CENTRAL : AVANT, PENDANT ET APRÈS LES GRANDS BASSINS SÉDIMENTAIRES

Les développements de la géochimie isotopique durant les années 1960 ont permis de caler le volcanisme du Massif central dans un calendrier absolu et les premiers âges isotopiques des formations volcaniques du Massif central ont été publiés dès le début des années 1970.

L'activité récente de la Chaîne des Puys a pu être datée au moyen de plusieurs méthodes géochronologiques complémentaires (thermoluminescence, Carbone 14, déséquilibre Uranium-Thorium, Potassium/Argon), alors que le volcanisme plus ancien (Cantal, Velay...)

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 datations obtenues permet de situer l'activité volcanique du Massif central de 65 Ma jusqu'au Quaternaire (figure 3).

De nombreux travaux se sont attachés à relier l'évolution chronologique de ce volcanisme à celle des bassins sédimentaires mis en place dans des rifts. Ainsi, Michon et Merle (2001), reprenant les données anciennement acquises, ont mis en évidence, dans le Massif central, une évolution en trois stades successifs : pré-rift, syn-rift et post-rift. L'épisode de magmatisme pré-rift daté du Paléocène à la fin de l'Eocène correspond à 15 localités répertoriées essentiellement dans le Nord du Massif central. L'épisode syn-rift daté de l'Eocène supérieur à l'Oligocène est pratiquement amagmatique. Par la suite, le volcanisme a redémarré à l'Oligocène supérieur et s'est principalement développé au Miocène inférieur pendant une quinzaine de millions d'années. Il est spatialement associé aux zones d'amincissement crustal maximal (fossé de la Limagne) et est absent de la partie sud du Massif central où l'amincissement crustal est négligeable. L'épisode post-rift qui met en place l'essentiel des grandes provinces magmatiques (Cantal, Velay, Aubrac, Monts Dore...) démarre près de 15 Ma après la fin de la sédimentation oligocène. Le volcanisme le plus récent est localisé dans le Vivarais et la Chaîne des Puys, avec les dernières éruptions datées à 7000 ans BP (Groupe du Pavin)

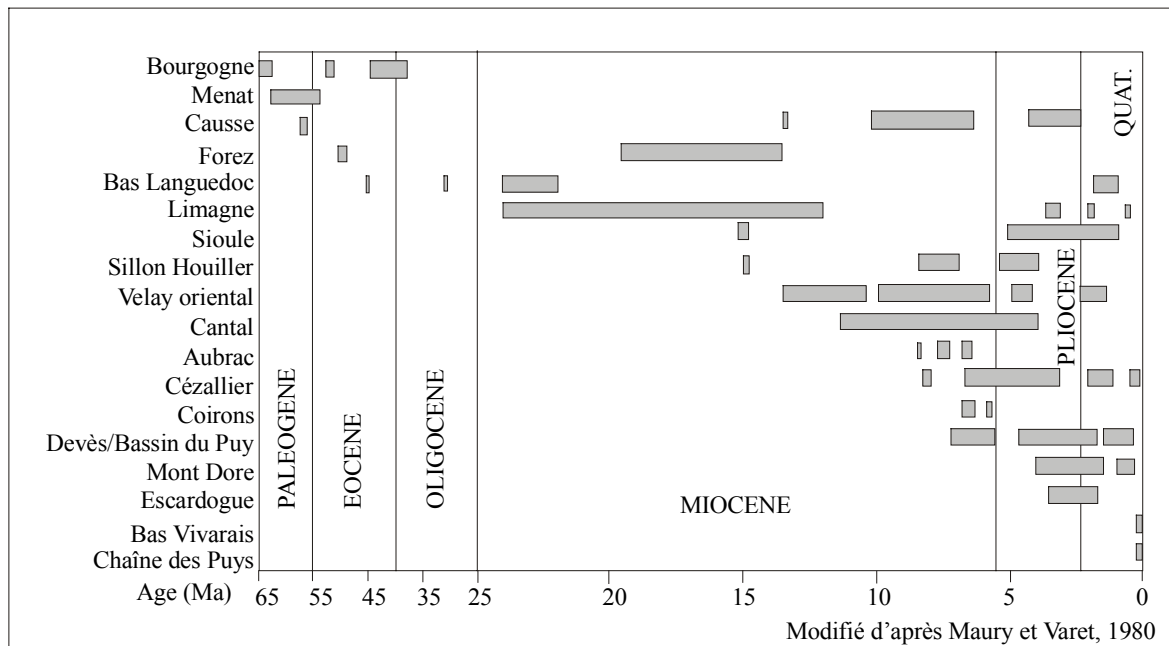


Figure 3 - Ages des principaux ensembles volcaniques du Massif central

## Quelle est la source des laves du Massif central ?

La géochimie et la géophysique peuvent apporter des éléments de réponse déterminants à cette question. Ce chapitre sera consacré à un examen critique des théories et des modèles aujourd'hui disponibles.

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 volcanisme du Massif central 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 chaîne 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 induite par la décompression adiabatique 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 l'extension induit-elle la remontée passive puis la fusion du manteau ?

## **DE NOMBREUSES DONNÉES GÉOPHYSIQUES CONTRAignent LA STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE SOUS LE MASSIF CENTRAL**

### **Sismique réfraction**

Les premiers travaux de sismique réfraction dans le Massif central (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. 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 NW-SE d'une longueur de 230 km, à travers le Cézalier, le Devès et le Velay, a mis en évidence l'existence d'un Moho plan à une profondeur de 29-30 km.

Souriau (1976), la première, a montré 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. Elle a relié cette atténuation des vitesses à une anomalie thermique et à une zone partiellement fondue.

### **Gravimétrie**

Le Massif central est caractérisé par une importante anomalie de Bouguer négative, avec une amplitude d'environ -70 mgal. Perrier et 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<sup>3</sup>.

### **Flux de chaleur**

La distribution du flux de chaleur sous le Massif central est bien connue par différentes études (Lucazeau et Vasseur, 1981 ; Lucazeau et al., 1984 ; Lucazeau et Bayer, 1982 ; Vasseur et Lucazeau, 1982 ; Vasseur, 1982). Ainsi des valeurs anormales de 105 mWm<sup>-2</sup> ont été

mesurées. En soustrayant la contribution crustale à ce flux de chaleur, Lucazeau et al. (1984) ont montré que la contribution mantellique était de  $35 \text{ mWm}^{-2}$  sur les bords de l'anomalie thermique, et de  $60\text{-}70 \text{ mWm}^{-2}$  sous l'axe du "rift".

## Tomographie sismique

L'idée de la présence d'un point chaud sous le Massif central est relativement ancienne (Froidevaux et al., 1974). Coisy (1977) et Coisy et 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. L'âge de cette remontée serait récent (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 (Figure 4). Avec un maillage de 15 km, ce réseau a enregistré les séismes naturels lointains dont les ondes ont permis d'"éclairer" les structures profondes. 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 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 - Monts 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 d'après Granet et al. (1995) la quasi-absence de liquides magmatiques dans ces chenaux.

Un tel diapir mantellique, d'environ 100 km de diamètre, a aussi été mis en évidence jusqu'à 400 km de profondeur en Allemagne dans l'Eifel (Ritter et al., 2001). Une anomalie de vitesse des ondes P de l'ordre de 2% y est interprétée comme une différence de température de 150 à 200°C entre le cœur et la bordure du diapir.

### Tomographie sismique ?

*Les vitesses de propagation des ondes sismiques sont de bons marqueurs des hétérogénéités profondes du système lithosphère-asthénosphère. Le modèle tomographique, qui est une cartographie structurale des vitesses sismiques, résulte de l'analyse de sismogrammes des ondes de volume (P et/ou S) enregistrées par un réseau de stations. Le réseau de stations est choisi pour permettre une résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de kilomètres (longueur d'onde des ondes P).*

*La comparaison des temps d'arrivée des ondes P enregistrés avec ceux calculés dans un modèle de Terre Moyenne va mettre en évidence des anomalies positives ou négatives par rapport au modèle. Ces anomalies, à travers l'utilisation d'un algorithme d'inversion, sont interprétées comme des variations latérales de vitesses sismiques qui sont représentées soit en carte, soit dans un modèle en trois dimensions.*

*La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend des propriétés minéralogiques et physico-chimiques du manteau traversé. Les structures hercyniennes sous le Massif central étant globalement peu différentes du point de vue composition chimique à grande échelle, les anomalies de vitesse indiquent essentiellement des variations de température. Si l'anomalie est négative, la température est plus élevée que celle estimée dans le modèle Terre Moyenne et inversement. Néanmoins, les anomalies négatives peuvent être également reliées à des zones très fracturées ou à la présence de fluides (si l'analyse porte sur les ondes S).*



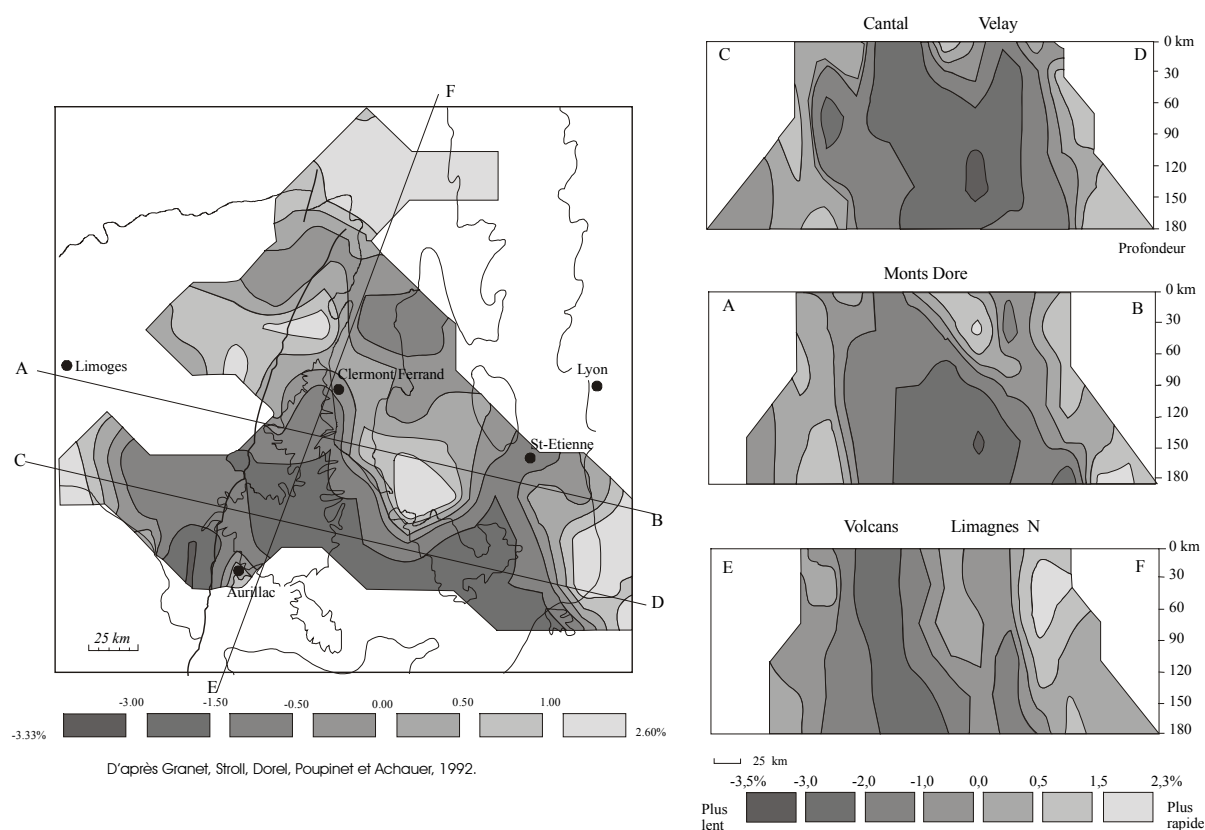


Figure 4 - Carte et coupes du Massif central montrant la répartition des zones "chaudes" à l'aplomb du Cantal et du Velay (modifié d'après Granet et al. 1995). Il s'agit d'une étude de tomographie sismique (étude de la vitesse des ondes sismiques) qui a permis de préciser les structures du manteau supérieur de la Terre entre 0 et 180 km de profondeur. Ces travaux montrent l'existence de deux zones à faibles vitesses entre la surface et une profondeur de 180 km: l'une touche la surface dans la zone du Cantal - Monts Dore, la seconde sous le Devès est bloquée dans la croûte. Il s'agit de signatures interprétées comme des zones de remontées de magma le long d'importantes fractures lithosphériques hercyniennes et réactivées à l'oligocène. C'est ce "diapir mantellique" qui serait le moteur du volcanisme dans cette région depuis le Miocène.

En opposition avec le modèle de point chaud, certains auteurs considèrent la fusion du manteau sous le Massif central comme le résultat d'un rifting passif. A l'appui de ce modèle, Merle et al. (1998), Merle et Michon (2001), Michon et 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 conduit les auteurs 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 CES MODÈLES ?

Les laves du Massif central, de nature essentiellement alcaline, présentent l'ensemble des caractéristiques géochimiques communes des laves intraplaques, caractères qui les distinguent des basaltes de rides médio-océaniques et des laves des zones de convergence de plaques. De bons marqueurs de telles signatures sont les terres rares (ou lanthanides), série d'éléments traces comprise entre le Lanthane (La, masse atomique 139) et l'Ytterbium (Yb, masse

atomique 175), et dont les propriétés chimiques évoluent de façon continue avec le numéro atomique. La distribution des terres rares dans une lave est illustrée par des diagrammes appelés « spectres », où le contenu en terres rares est normalisé par rapport à un référent cosmique (météorite de la famille des chondrites) supposé représentatif de la terre initiale.

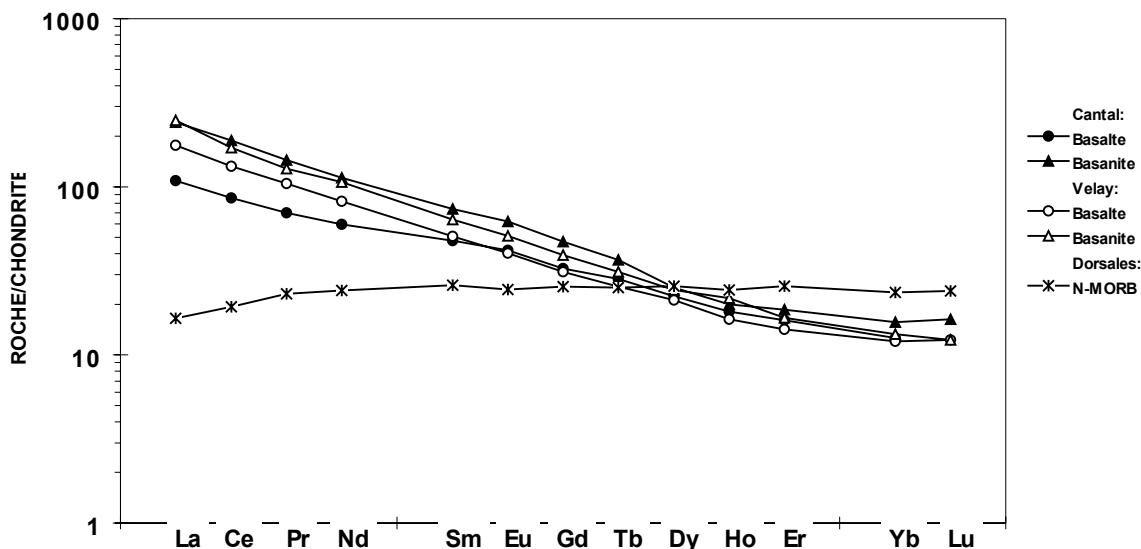


Figure 5 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) représentatifs des basaltes alcalins et basanites des massifs du Cantal et du Velay. Comparaison avec le spectre moyen d'un basalte de ride médio-océanique de type « appauvri » (dit encore « MORB normal » ou « N-type MORB ») (d'après Hofmann, 1988).

On notera « l'enrichissement » en terres rares légères (pente négative du spectre) des quatre laves alcalines, qui s'oppose à l'appauvrissement (pente positive) des N-type MORB. De même, les spectres des laves alcalines présentent un « fractionnement » marqué entre terres rares lourdes, tandis que le spectre du N-type MORB apparaît presque parfaitement plat entre Gd et Lu. On notera enfin une augmentation des teneurs en terres rares légères des basaltes vers les basanites dont rend partiellement compte une diminution du taux de fusion partielle.

Comme toutes les laves alcalines, les laves du Massif central se caractérisent par un net « enrichissement » en terres rares légères (de La à Nd) et un « fractionnement » marqué entre terres rares lourdes (de Gd à Lu) (figure 5).

Dès 1968, P. Gast notait ces traits dans les basaltes intraplaques océaniques (de nature essentiellement alcaline), caractères qui les distinguaient des « tholéiites abyssales », épanchées à l'axe des rides médio-océaniques (magmatisme de divergence de plaques) et dont les spectres sont appauvris en terres rares légères.

Pour rendre compte de ces différences, Gast (1968) proposait un certain nombre d'hypothèses qui restent toujours d'actualité. Ainsi, le fractionnement entre terres rares lourdes des basaltes intraplaques était-il expliqué par la stabilité du grenat dans la source mantellique, minéral très important, puisqu'il témoigne d'une fusion à relativement haute pression. A l'inverse, l'allure des spectres de terres rares des basaltes de rides médio-océaniques impliquait une fusion partielle à basse pression.

Dans ces mêmes basaltes de rides médio-océaniques, l'appauvrissement en terres rares légères témoignait d'une origine à partir d'un manteau lui-même appauvri, c'est à dire ayant déjà subi un épisode de fusion partielle accompagné de l'extraction d'un magma basaltique. A l'inverse, l'absence d'un tel appauvrissement dans les laves intraplaques suggérait une origine à partir d'un manteau enrichi (ou tout au moins non appauvri) et/ou une fusion à taux faible - cette question restant toujours d'actualité.

La comparaison des spectres de terres rares de ces deux familles, l'une intraplaque et l'autre « de divergence de plaques », révélait donc un dualisme fondamental de la source des basaltes océaniques : source appauvrie et peu profonde (manteau supérieur) pour les tholéiites abyssales, et source non appauvrie (enrichie ?) et profonde (manteau inférieur) pour les basaltes alcalins intraplaques.

Notons que les résultats de Gast (1968) étaient également cohérents avec les travaux expérimentaux, qui montrent que les basaltes alcalins sont les produits d'une fusion partielle à plus faible taux et plus haute pression que les basaltes tholéiitiques.

Depuis plus de trente ans, de très nombreuses précisions et améliorations ont été apportées au modèle de Gast (1968), en particulier par l'étude systématique des traceurs isotopiques. Néanmoins, les préceptes fondamentaux demeurent, et forment la base de l'argumentaire géochimique en faveur du modèle de point chaud.

Selon ce modèle, la remontée du manteau profond serait un phénomène actif, opérant à l'aplomb d'un point fixe et responsable de l'organisation linéaire de certaines chaînes de volcans océaniques (Hawaii par exemple). Une extension du modèle consiste à considérer les traits géochimiques des laves intraplaques comme la *signature* de la remontée active d'un panache, quand bien même l'organisation en chaînes n'est pas vérifiée (ce qui est généralement le cas pour le magmatisme alcalin continental, et souvent pour le volcanisme intraplaque océanique). Considérant qu'il n'existe pas de différence systématique 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 intraplaque terrestre à la remontée active de panaches.

Il en est ainsi du volcanisme du Massif central, mais cette interprétation repose plus sur un modèle terrestre accepté *a priori* que sur une analyse des faits.

Alors, au-delà des modèles et des écoles, que peut-on retenir des études géochimiques ?

## **Homogénéité et hétérogénéité de la source (des sources ?)**

Les laves du Massif central dérivent-elles d'une source unique homogène et constante dans le temps et l'espace, d'une source hétérogène ou de plusieurs sources localisées dans des régions différentes du manteau ?

Les géochimistes, grâce aux marqueurs précis que constituent les éléments en traces et les isotopes, sont susceptibles d'apporter des contraintes déterminantes à ces questions (Villemant et al., 1980; Maury et al., 1980; Chauvel, 1982; Downes, 1983; Briot, 1988; Wilson et Downes, 1991).

Si l'on se réfère aux premières études systématiques portant sur les éléments traces (voir par exemple Chauvel, 1982 et Downes, 1983), un certain accord apparaît pour attribuer l'origine des magmas basaltiques et basanitiques du Massif central à la fusion partielle, à taux variable (d'autant plus faible que la lave est alcaline) d'un manteau asthénosphérique homogène, de nature lherzolitique, dans les conditions de stabilité du grenat. Une légère « modulation » doit toutefois être introduite pour les laves mafiques riches en potassium (néphélinites), dont la source mantellique se distinguerait par la présence de phlogopite (Wilson et Downes, 1991).

Les analyses isotopiques permettent de préciser ce modèle. Ainsi, les isotopes radiogéniques (Sr, Nd, Pb) révèlent une certaine hétérogénéité de la source mantellique (Downes, 1983 ;

Collomb et Pilet, 1996 ; Wilson et Downes, 1991), qui, toutefois, ne semble pas remettre en cause le modèle de point chaud puisque celui-ci reste le plus communément admis par la communauté géochimique (*cf.* Wilson et Downes, 1991 ; 1992).

A l'occasion de différents programmes de cartographie (Velay, Chaîne des Puys, Cantal), une synthèse des données existantes a été réalisée qui permet de reposer ce problème sur une large base analytique.

Les variations du rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans des termes volcaniques primitifs du Massif central et de terrains hercyniens d'Europe Centrale (données issues de Alibert et al. (1983, 1987), Downes (1983, 1984, 1987), Chauvel & Jahn (1984), Wörner et al. (1987), Briot (1988) et Blusztajn & Hart (1989) (d'après Wilson & Downes, 1991) permettent d'approcher "au plus près" les caractéristiques de la source mantellique, qui apparaît clairement hétérogène et inclut un constituant enrichi dont la localisation reste à déterminer (lithosphère sous-continentale ?).

Selon une approche assez voisine, des compilations des analyses d'éléments traces (incluant les terres rares) ont été effectuées qui permettent une comparaison entre les teneurs et rapports d'éléments dits « incompatibles », éléments les plus propres à renseigner sur les caractéristiques des sources des magmas basaltiques.

Le diagramme suivant (d'après Nehlig et al., 2001), qui oppose deux éléments « fortement incompatibles » (La et Th), permet une comparaison entre les laves basiques (basaltes, basanites, néphélinites) de cinq provinces bien étudiées : le Cantal, les Monts Dore (Briot, 1988 ; Chauvel, 1982), le Velay (Chauvel, 1982 ; Villemant et Treuil, 1983), la Chaîne des Puys (Villemant et al., 1980), et le Devès (Liotard et al., 1988). Là encore, le choix de laves peu différenciées permet de s'abstraire d'éventuels phénomènes de contamination (particulièrement importants dans le cas des trachyandésites du Cantal [Downes, 1983 ; Thiéblemont et al., soumis]).

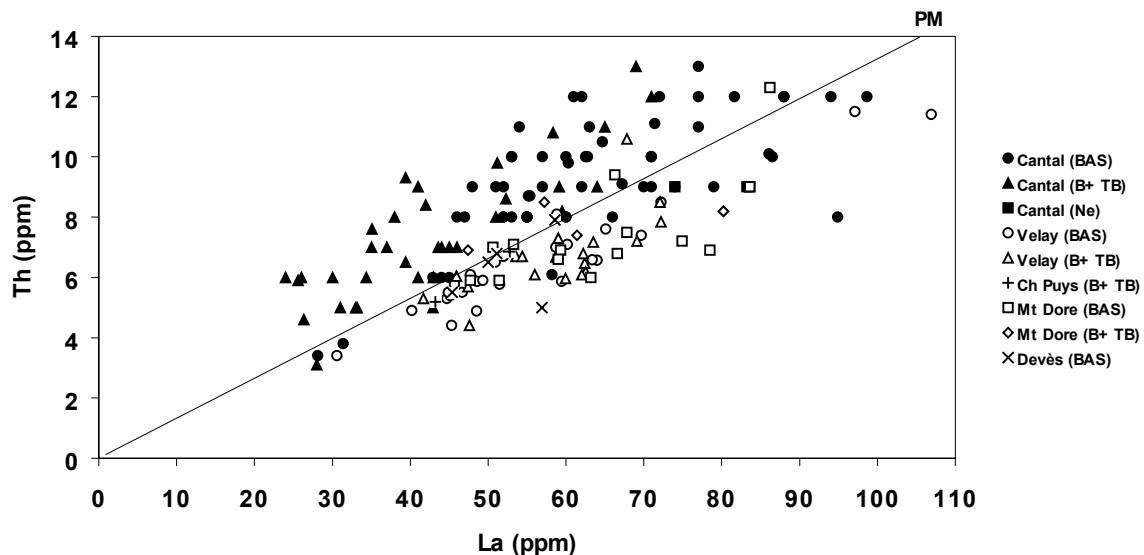


Figure 6.. Comparaison des teneurs en La et Th dans les termes les moins différenciés (BAS - basanite, B+TB – basalte et trachybasalte, Ne – néphélinite) des provinces du Cantal, du Velay, de la Chaîne des Puys, des Monts Dore et du Devès. La droite indexée **PM** correspond à une valeur chondritique du rapport La/Th (soit La/Th = 7,5) (Hofmann, 1988).

Le diagramme précédent met en évidence certains traits spécifiques au volcanisme cantalien : 1/ existence d'un ensemble de basaltes relativement pauvres en La et Th (et autres éléments incompatibles) ; 2/ valeurs distinctes du rapport La/Th, ce dernier étant généralement inférieur à la valeur chondritique dans les basaltes du Cantal, mais supérieur à la valeur chondritique dans les basaltes de la Chaîne des Puys, du Velay, des Monts Dore et du Devès (Figure 6).

Ces observations suggèrent une certaine variabilité des processus et/ou sources mantelliques à l'origine des magmas. Deux hypothèses complémentaires peuvent ainsi être envisagées : 1/ le taux de fusion partielle atteint à l'aplomb du volcan cantalien aurait été plus élevé que dans les autres provinces volcaniques, conduisant à la production de magmas basaltiques plus pauvres en éléments incompatibles ; 2/ les magmas cantaliens seraient issus d'une source mantellique spécifique, caractérisée par une gamme de rapports La/Th distincte.

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 élevés.

On voit d'après les figures précédentes que les données géochimiques, loin de conforter le modèle de point chaud, le compliquent sérieusement. Que ce soit sur les rapports isotopiques ou les rapports d'éléments incompatibles, une hétérogénéité significative du manteau source et/ou des processus de production des magmas apparaît, avec participation de « pôles » aux signatures isotopiques et géochimiques bien distinctes.

Si les pôles identifiées sont ceux que l'on retrouve classiquement dans les basaltes intraplaques (océaniques ou continentaux) à l'échelle mondiale (voir par exemple Wilson, 1989), cette seule analogie ne saurait suffire à affirmer que le volcanisme du Massif central est le résultat d'une remontée « active » d'asthénosphère à l'aplomb d'un point chaud ayant opérée de façon plus ou moins épisodique depuis près de 60 Ma.

## **MODÈLES ALTERNATIFS**

Reprenant l'ensemble des données géographiques, topographiques, géophysiques, chronologiques et géochimiques antérieurement acquises, Michon et Merle (2001) et Merle et Michon (2001) attribuent les trois épisodes magmatiques - anté-rift, syn-rift et post-rift - à trois processus distincts se produisant dans l'avant pays alpin lors de la surrection alpine. L'épisode magmatique pré-rift, extrêmement limité en volume, est attribué à une flexure de la lithosphère européenne lors des premières compressions alpines pendant le Paléocène. L'épisode magmatique syn-rift est attribué à une décompression du manteau associé à une phase d'amincissement dans l'avant-pays alpin. Enfin, l'épisode majeur post-rift pourrait, d'après Merle et Michon (2001), être lié à une remontée asthénosphérique engendrée par la formation de la racine lithosphérique des Alpes.

Plus récemment, P. Thomas (2001) propose un modèle alternatif dans lequel la part alpine est minimisée. Dans ce modèle, la convergence Europe-Afrique met l'Europe en régime de compression NNE-SSO, ce qui se traduit par une extension ESE-ONO. Cette extension entraîne la formation de plusieurs zones d'amincissements lithosphériques. Certaines vont se

bloquer très vite (Bresse par exemple), d'autres vont être suivies par un volcanisme important et un bombement topographique (Massif central, Bohème...) et si l'extension se poursuit par la création d'un véritable bassin océanique, c'est le cas du bassin algéro-provençal entre l'Espagne et le Bloc Corso-Sarde.

Un troisième modèle alternatif a été proposé par Wyns et Guillocheau (1999). Dans ce modèle, contraint essentiellement par des données sédimentologiques, des déformations lithosphériques de grandes longueur d'onde (>500km) se produisent à l'avant de l'arc alpin à l'Eocène et au Néogène. Les mouvements verticaux accompagnant ce "flambage lithosphérique" seraient responsable de la décompression à l'origine de la fusion partielle de l'asthénosphère sous-jacente.

## **CONCLUSION**

Les études géochimiques des laves basaltiques du Massif central ont mis en évidence un certain nombre de caractères classiquement identifiés au sein du volcanisme de « point chaud », et suggérant la mise en jeu d'une source mantellique « enrichie » profonde (asthénosphère).

De même, les anomalies de vitesse des ondes P mesurées en plusieurs endroits sous le Massif central et sous l'Eifel mettent en évidence une remontée de matériel chaud à l'aplomb de ces massifs.

Pour autant, ces données laissent totalement ouvertes les causes de la remontée mantellique et de la fusion ultérieure. Rifting passif ou actif, le problème reste largement posé. Sans doute, les travaux de modélisation analogique et/ou numérique intégrant les contraintes thermiques devraient permettre de tester plus les modèles alternatifs au point chaud, et selon lesquels ce sont soit 1) le flux mantellique induit par la racine lithosphérique des Alpes, 2) l'extension et 3) le flambage lithosphérique qui seraient responsables des bassins sédimentaires, de la topographie actuelle et de la fusion partielle à l'origine du volcanisme.

## **Principaux ensembles et dynamismes volcaniques**

Le volcanisme du Massif central est caractérisé par une activité pratiquement continue depuis au moins 65 Ma, avec la mise en place d'édifices volcaniques essentiellement monogéniques, c'est à dire édifiés au cours d'une éruption unique. A ce bruit de fond viennent se superposer plusieurs grandes périodes d'activité responsables de la mise en place de provinces volcaniques à édifices monogéniques (Chaîne des Puys, Devès, Cézalier, Aubrac, Vivarais) et des édifices polygéniques dont la construction résulte d'une histoire longue et complexe comportant de multiples éruptions séparés par des temps de sommeil plus ou moins prolongés. C'est à cette deuxième catégorie qu'appartiennent le Cantal - stratovolcan éteint depuis 4 Ma mais qui reste le plus vaste d'Europe - et les Monts Dore nés voici 4 Ma et dont les dernières éruptions, autour du Sancy, ne remontent qu'à 230 000 ans.

Le volcanisme du Massif central ne montre aucune tendance chronologique ou géographique d'ensemble et le volcanisme le plus jeune est trouvé dans la Chaîne des Puys (8600 cal BP pour les Puys jumeaux de la Vache et de Lassolas), au lac Pavin (7000 cal BP) et dans le Bas Vivarais où les éruptions les plus jeunes sont datées à moins de 30000 ans.

Notre objectif dans ce qui suit n'est pas de faire une présentation exhaustive de l'ensemble des provinces volcaniques mais de broser un tableau des avancées majeures réalisées ces dernières années sur quelques-uns des grands ensembles volcaniques : sur le Cantal tout d'abord - un des plus grands volcans européens - et qui a fait l'objet d'une synthèse ces dernières années, sur la Chaîne des Puys ensuite et sur le Velay, les autres massifs ne seront qu'abordés. Une présentation des travaux en cours et de ceux qui restent à effectuer conclue cette partie.

### **LE PLUS GRAND VOLCAN D'EUROPE : LE CANTAL**

Il suffit de regarder une carte topographique ou une photo satellite de la France pour être frappé par l'individualité du massif cantalien. C'est, au coeur du Massif central, un immense cône volcanique très régulier et déchiré de vallées rayonnantes (Figure 7).

Situé en presque totalité dans le département du Cantal, le massif volcanique du Cantal est le plus grand des strato-volcans français et l'un des plus importants d'Europe avec une superficie actuelle de presque 2500 km<sup>2</sup>. Il présente la forme d'un cône surbaissé dont les dimensions à la base sont de 60 km du Nord au Sud et de 70 km d'Est en Ouest (Figure 8). Les sommets principaux sont regroupés dans la région centrale et les pentes décroissent vers la périphérie. Même si l'altitude maximale n'atteint que 1855m au Plomb du Cantal, l'étendue des espaces au-dessus de 1000 m lui confère des caractères montagnards marqués.

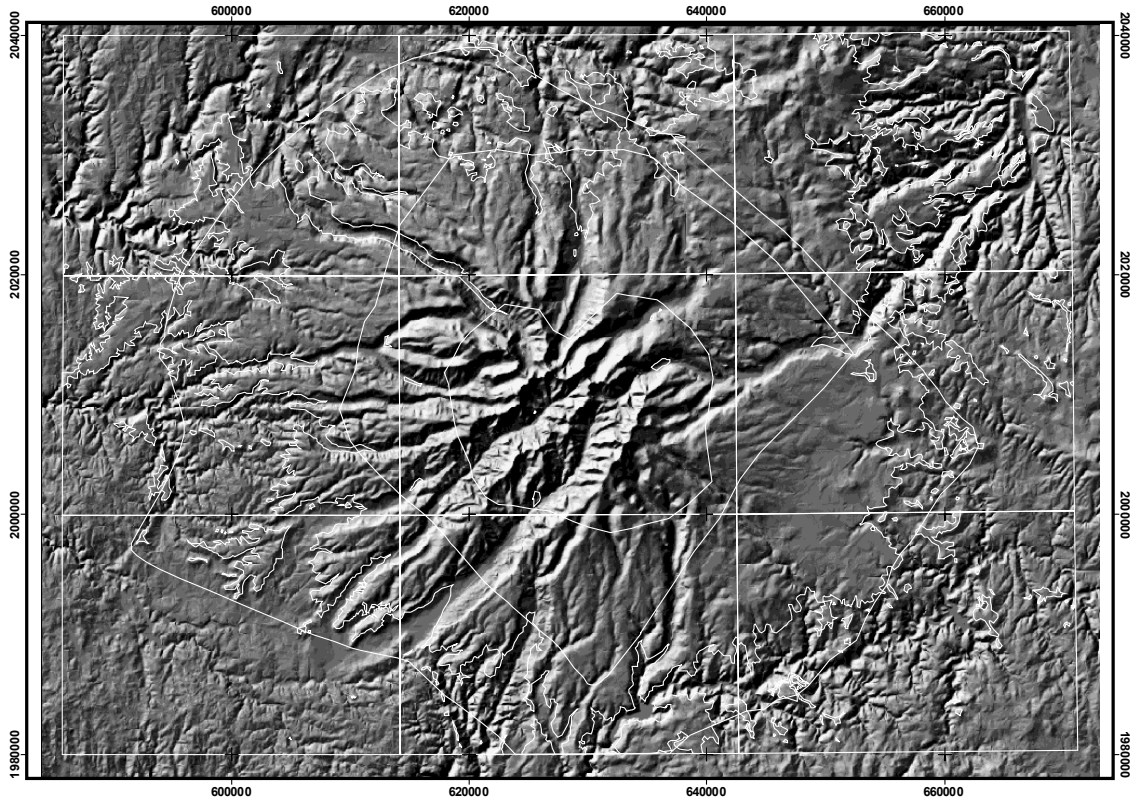


Figure 7 - Schéma structural simplifié du Cantal (projection Lambert II étendu). Les 4 limites en blanc correspondent respectivement, de l'intérieur vers l'extérieur, aux limites interpolées du strato-cône, du piémont laharique, des dépôts d'avalanches de débris et de l'extension actuelle de l'ensemble des dépôts volcaniques (contours persillés). Le découpage en 9 blocs correspond à celui des cartes géologiques au 1/50000<sup>ème</sup> avec de la gauche vers la droite et de haut en bas : Mauriac, Riom-ès-Montagnes, Massiac, Pleaux, Murat, St-Flour, Aurillac, Vic-sur-Cère, Chaudes Aigues.

On pourrait penser qu'au terme de deux siècles de travaux un tel édifice volcanique est bien connu. Il n'en était rien jusqu'à ces dernières années et cela malgré un nombre considérable de travaux qui y ont été consacrés avec plus d'une trentaine de thèses de doctorats de géosciences et plus d'une centaine de publications. Ainsi, aucune vision d'ensemble n'était disponible et une première tentative de cartographie du cœur de l'édifice volcanique, dans les années 1970 et 1980, est vouée à l'échec, par l'absence de consensus sur les mécanismes de mises en place des formations bréchiques qui composent l'essentiel de l'édifice volcanique. Au terme d'un important travail de recherche (Nehlig et al., 2001), l'essentiel de ces dépôts est maintenant réinterprété et permet d'avoir une vision claire de l'histoire géologique du Cantal. Dans les paragraphes suivants, nous verrons au travers de la présentation de quelques révisions conceptuelles que la volcanologie reste une science vivante même pour de "vieux volcans" comme ceux du Massif central.

Une partie majeure du Cantal est constituée de brèches non stratifiées à éléments essentiellement volcaniques anguleux à subanguleux très diversifiés et mal classés. Le premier à faire le parallèle entre ces brèches et des dépôts analogues issus d'avalanches de débris est M. Boule (1900) qui parle de "coulées boueuses" et les compare aux dépôts de la "vallée des dix mille collines" au pied du Galunggung, en Indonésie, dont depuis, il a été démontré qu'il s'agissait de dépôts d'avalanches de débris. A. Lambert (1969) fait l'analogie



avec les brèches du Bezymianny (Gorshkov, 1959) mais les interprète comme étant formés par de gigantesques lahars. Mais c'est l'avalanche de débris du secteur nord du Mont Saint-Helens survenue le 18 Mai 1980, la première observée *de visu* et étudiée en détail, qui a conduit Camus dès 1984 (non publié), A. Hoskuldsson (1989) et J.L. Bourdier *et al.* (1989) à mettre en parallèle les dépôts de l'avalanche de débris du Mont St-Helens avec les brèches du Cantal. Par la suite, J.M. Cantagrel (1995), G. Fréour (1998) et N. Vidal (1998) proposent les premiers schémas structuraux des avalanches de débris du Cantal, et J.L. Schneider et R. Fisher (1998) et O. Reubi et J. Hernandez (2000) détaillent les dépôts d'avalanches de débris du Nord-Ouest du Cantal.

Un vaste programme de cartographie, de synthèse et d'acquisition de nouvelles données géochronologiques et géophysiques (Nehlig *et al.*, 2001a et b) fournit maintenant une vision relativement claire de l'évolution de ce stratovolcan dont nous présentons ci-dessous les principaux traits et leurs conséquences.

## **Résumé de l'histoire géologique du volcan**

Le strato-volcan du Cantal s'est édifié pour l'essentiel entre 13 et 2 millions d'années sur le substratum granitique et métamorphique du Massif central. On distingue plusieurs grandes périodes dans l'activité volcanique (figures 8 et 9).

### **Les premières éruptions basaltiques (13 à 7 Ma)**

Un volcanisme basaltique et basanitique précurseur est connu seulement au fond des vallées périphériques et aux marges du massif. Il s'agit d'édifices dispersés, très érodés, comportant quelques coulées parfois associées à des projections stromboliennes. Ils sont actuellement en grande partie masqués par les produits plus récents.

### **Le volcan trachyandésitique (10 à 6,5 Ma)**

Le strato-volcan trachyandésitique s'est édifié entre 10 et 6,5 Ma ; la phase paroxysmique de ce volcanisme se situe entre 8,5 et 7,0 Ma et correspond à la mise en place de laves, brèches et formations cendro-ponceuses de composition principalement trachyandésitique et, dans une moindre mesure, trachytique et rhyolitique. Ces formations n'affleurent qu'au cœur du strato-volcan (24 km de diamètre) et forment l'entablement trachyandésitique des massifs de l'Elancèze et du Plomb-du-Cantal. A la fin de cette période, des dômes phonolitiques se mettent en place (entre 7,5 et 5,5 Ma) selon un axe SSE-NNW.

### **Les avalanches de débris et les remaniements associés vers 7 Ma**

L'édification du strato-volcan s'accompagne de plusieurs déstabilisations de flancs ayant évolué en avalanches de débris. Les formations bréchiques chaotiques qui en résultent affleurent largement en périphérie de l'édifice ainsi que dans les vallées qui l'entaillent.

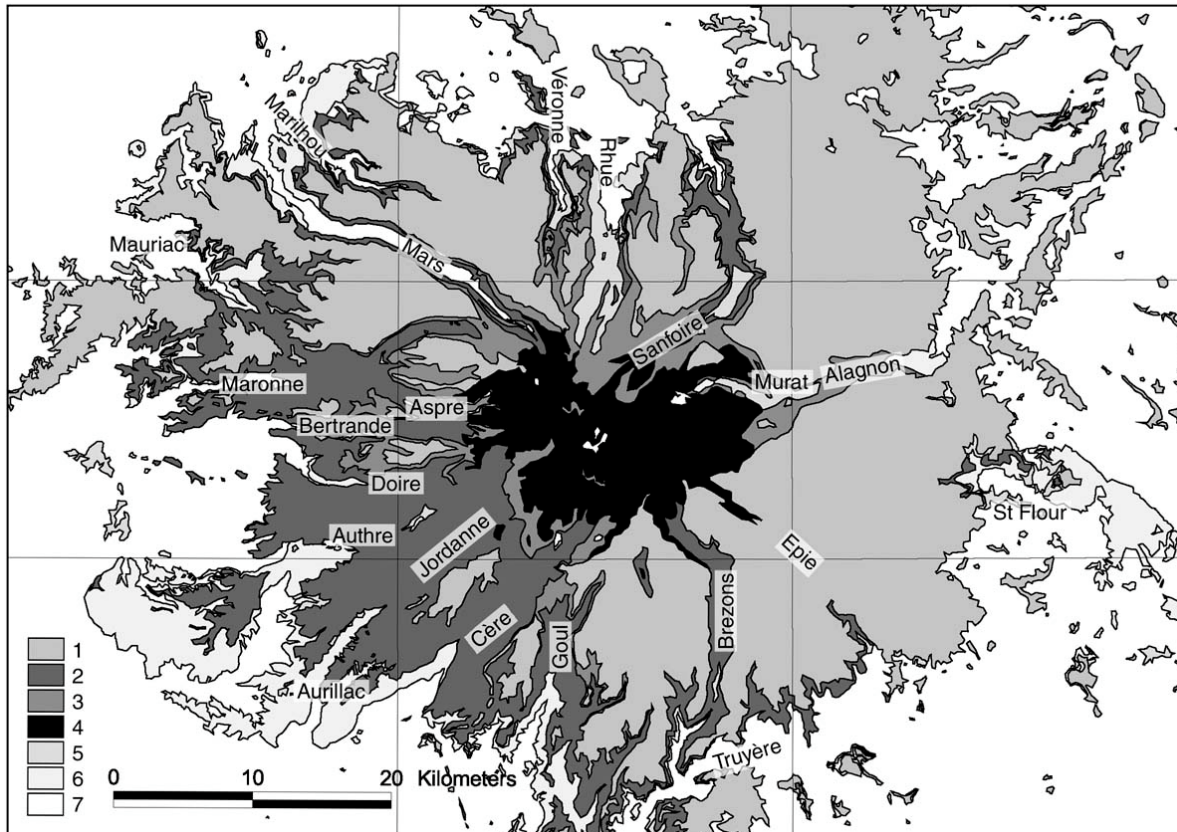


Figure 8 - Carte géologique simplifiée du Cantal. 1 : basaltes supracantaliens ; 2 : dépôts d'avalanches de débris ; 3 : dépôts de coulées de débris ; 4 : coulées et pyroclastites trachyandésitiques et trachytiques ; 5 : basaltes infracantaliens ; 6 : sédiments oligo-miocènes ; 7 : socle hercynien. Le découpage rectangulaire correspond à celui des cartes au 1/50000.

### L'ennioement basaltique (7-2 Ma)

Les vastes plateaux basaltiques (planèzes) qui chapeautent plus de la moitié de la superficie du massif (1400 km<sup>2</sup>) se sont mis en place entre 7 et 2 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 localement 250 m d'épaisseur dans la partie nord. Les centres éruptifs, ponctuels ou linéaires, sont très nombreux et disséminés sur toute la surface des planèzes.

### L'érosion glaciaire et post-glaciaire de l'édifice volcanique

A la fin de la dernière phase basaltique, les glaciers ont remodelé l'édifice volcanique en façonnant un réseau hydrographique dont la forme radiale actuelle naît au cœur de l'édifice.

## Une composante essentielle du Cantal : les avalanches de débris

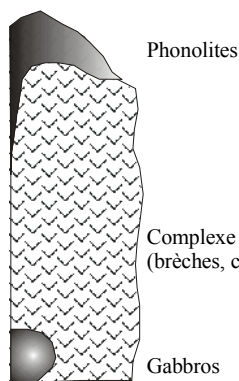
L'essentiel du massif du Cantal est constitué de volcanoclastites. Celles-ci, majoritairement de nature trachyandésitique, affleurent dans le centre du massif sur une épaisseur pouvant atteindre près de 800 m et diminuent régulièrement vers la périphérie. Ces volcanoclastites révèlent des modes de transport et de mise en place très différents : écoulements pyroclastiques, coulées autobréchifiées, lahars, avalanches de débris. Schématiquement, dans la partie centrale de l'édifice (10 à 13 km de diamètre), il s'agit essentiellement de brèches de nuées ardentes et de coulées autobréchifiées remaniées longitudinalement (17 à 27 km du centre géographique du volcan) en dépôts de lahar. En revanche, dans les parties plus distales

du massif, il s'agit de dépôts d'avalanches de débris trouvés jusqu'à près de 40 km du cœur de l'édifice (figure 8).

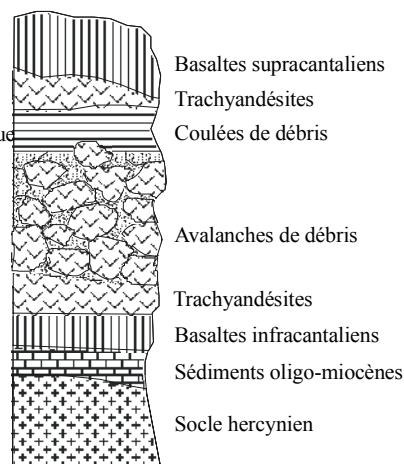
Le volcan du Cantal est donc constitué de deux grandes formations, associées aux épisodes de construction et de destruction de l'édifice volcanique :

- en son centre, un empilement de coulées et de volcanoclastites, dont la base fortement propylitisée renferme de nombreux dépôts de coulées pyroclastiques, des intrusions trachyandésitiques, trachytiques et rhyolitiques. A ce complexe trachyandésitique succède un complexe laharique vers les marges du strato-cône ;
- en périphérie, les dépôts d'avalanches de débris issus des déstabilisations de flanc successives des édifices centraux et de leurs piémonts lahariques.

## Zone Centrale



## Zones Intermédiaires



## Zones Périphériques

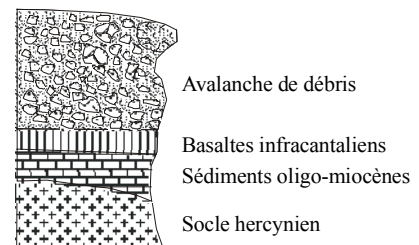


Figure 9 - Stratigraphie simplifiée des zones centrales, intermédiaires et périphériques du strato-volcan du Cantal. Un complexe trachyandésitique (coulées de laves, brèches pyroclastiques, dépôts de coulées de débris) occupe les zones centrales de l'édifice. Dans les parties périphériques, celles-ci évoluent vers des dépôts d'avalanches de débris souvent surmontés par des dépôts de coulée de débris. Un volcanisme basaltique précoce et tardif forme localement le soubassement et le toit de l'édifice.

### **Le matériel source des dépôts d'avalanches de débris : un empilement de coulées et de brèches trachyandésitiques**

Localisées dans la partie centrale du massif, les formations qui constituent les zones sources des dépôts d'avalanches de débris se retrouvent dans la plupart des sommets trachyandésitiques.

Stratigraphiquement, ces formations forment l'ossature du strato-volcan, se situent au-dessus des basaltes infracantaliens dans les parties proximales du volcan, ainsi que sous les dépôts d'avalanches de débris dans les parties médianes du Cantal. Des effusions trachyandésitiques tardives recouvrent partiellement les dépôts d'avalanches de débris et témoignent du synchronisme de ces effusions et des avalanches de débris (figure 9).

Cette activité génère surtout des coulées laviques et des dépôts de nuées ardentes généralement faiblement étendus dans un diamètre de moins de 24 km par rapport au centre géométrique du volcan actuel. Les coulées pyroclastiques et laviques 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) (âges K/Ar obtenus sur minéraux séparés).

### **Caractéristiques des dépôts d'avalanches de débris**

L'identification des dépôts d'avalanches de débris n'est pas toujours aisée. 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 – généralement supérieure à celle de la matrice qui les enrobe – les fait souvent affleurer sans contacts latéraux visibles, ce qui tend à les faire considérer comme étant «en place». Leur reconnaissance suppose de les aborder avec un certain recul, afin de comprendre leur géométrie et pouvoir ensuite les appréhender à plus grande échelle.

En règle générale, la présence de larges blocs métriques à pluri-métriques de composition homogène, entourés d'une cataclasite de composition similaire, et en contact tranché avec des éléments et des matrices de composition différente, permet de reconnaître les dépôts d'avalanches de débris. Une autre caractéristique sédimentologique est la présence de débris fracturés en puzzle.

Les dépôts d'avalanches de débris présentent des faciès similaires dans les différentes vallées où on les rencontre (Cère, Goul, Siniq, Brezons, Epie, Alagnon, Santoire, Rhues, Véronne, Marilhou, Mars, Maronne, Bertrande, Aspre, Doire, Authre, Jordanne). Toutefois, plusieurs faciès peuvent y être distingués : 1) des mégapanneaux englobés dans 2) des faciès à blocs et 3) des faciès mixtes. Le faciès à bloc est composé à 80% de blocs jointifs. C'est un faciès intermédiaire entre les mégablocs et le faciès mixte. Le faciès mixte est composé de blocs pouvant dépasser 1 m de diamètre, moins nombreux, non jointifs, et enrobés par une matrice abondante. En général, la matrice est le produit de la cataclase des blocs, auquel s'ajoutent des éléments injectés depuis le substratum sur lequel s'écoule et se met en place le dépôt d'avalanche de débris. A l'échelle de la lame mince, les minéraux sont éclatés de la même façon que les blocs. La matrice est composée de minéraux libres et de fragments de lave. Elle contient parfois des éléments sédimentaires (calcaires, marnes) ou cristallins (granites, gneiss) incorporés à partir du substratum. Les proportions de ces éléments fluctuent largement en fonction de la proximité des zones-sources et de l'éloignement de la semelle de l'avalanche de débris.

Les mégapanneaux sont souvent composés de brèches d'origine pyroclastique ou épicyclastique. Ce sont parfois des fragments de dômes ou de coulées de lave majoritairement trachyandésitique. La plupart du temps, ces "panneaux" de roche ont conservé leurs structures internes (bases de coulées, prismations, stratifications de dépôts de lahar, dykes), mais ont perdu leur orientation de mise en place d'origine. A l'affleurement, ils possèdent généralement

une base plane. Au contact avec "l'encaissant", la surface est éclatée (figures en puzzle), avec des injections de matrice vers l'intérieur. Leur base est intensément cataclasée sur plusieurs décimètres (Vidal, 1998 ; Jamet, 1999 ; Reubi et Hernandez, 2000).

### **Evolution longitudinale des avalanches de débris**

Dans l'ensemble du Cantal, le faciès mixte se trouve essentiellement en position très distale. Cette transformation entre un faciès à blocs proximal et un faciès mixte est rencontrée dans toutes les vallées où on peut suivre les dépôts d'avalanche de débris : Cère, Goul, Siniq, Brezons, Epie, Alagnon, Santoire, Rhues, Véronne, Marilhou, Mars, Maronne, Bertrande, Aspre, Doire, Authre, Jordanne. Par ailleurs, la taille des blocs diminue vers l'aval. Ce phénomène indique soit un dépôt des gros blocs à l'amont, soit une fragmentation plus importante de ceux-ci pendant l'écoulement. 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 une texture en « puzzle ». Il s'ajoute à cela une abrasion mécanique liée aux chocs et aux frottements inter-granulaires.

Alors que l'essentiel des dépôts d'avalanches de débris du Cantal semble peu canalisé, le dépôt de l'avalanche de débris de la Haute-Cère est enserré entre les massifs du Plomb-du-Cantal et l'Elancèze, tous deux constitués d'un empilement de brèches pyroclastiques (nuées ardentes, coulées cendro-ponceuses) interstratifiées avec des lahars et des coulées de lave (parfois autobréchifiées) trachyandésitique datés entre 9 et 8 Ma.

### **Les semelles basales des dépôts d'avalanches de débris**

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 (1) l'éloignement du cœur du volcan, (2) la nature des substratums rencontrés par l'avalanche de débris durant sa progression, et (3) la nature du relief exposé, enveloppé ou érodé par l'avalanche.

### **Les formations volcano-détritiques, marqueurs du toit des dépôts d'avalanches de débris**

Des dépôts d'origine volcanique, remaniés, puis déposés par des processus éoliens, lacustres ou fluviaux apparaissent fréquemment, dans le Cantal, au toit immédiat des dépôts d'avalanches de débris lorsque ces derniers ont été scellés et préservés par des dépôts ultérieurs (coulées de débris, coulées de lave). 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 sédiments ont été cartographiés sur les cartes géologiques à 1/50 000 de Riom-ès-Montagnes (Brousse *et al.*, 1972), Mauriac (Brousse *et al.*, 1989), Pleaux (Brousse *et al.*, 1977), Aurillac (Brousse *et al.*, 1980) et Vic-sur-Cère (Brousse *et al.*, 1975) comme des niveaux à peu près continus et corrélés à l'échelle de l'ensemble du Cantal. Toutefois, la nature polychrone des dépôts d'avalanches de débris ne permet pas une telle corrélation. Par ailleurs, leurs décalages géométriques 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 cuvettes sédimentaires de petite taille comblés par des dépôts de coulées de débris qui viennent niveler la topographie post-avalanche de débris. De tels bassins se sont aussi formés après la mise en place des dépôts de l'avalanche de débris du Mont Saint-Helens du 10 Mai 1980 (Lipman et Mullineaux, 1981).

### **Signification des lahars au toit des dépôts d'avalanches de débris**

A l'exception du Sud-Ouest, les dépôts d'avalanches de débris sont généralement surmontés de dépôts de lahar. Ceux-ci sont observables dans un rayon de 20 km autour du centre géographique du Cantal, le Puy Griou, et 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 St-Vincent (vallée du Mars, 20 km). Vers l'Ouest et l'Est, les dépôts de lahar s'étendent jusqu'à une distance de 18 km (vallée de la Maronne, Salers). La superficie actuellement recouverte par des dépôts de lahar est d'environ 280 km<sup>2</sup>, pour un volume de l'ordre de plusieurs dizaines de km<sup>3</sup>. Les plus grandes épaisseurs de dépôts de lahar se trouvent également sur la partie nord du volcan où ils atteignent 140 à 180 mètres.

Bien que surmontant généralement les dépôts d'avalanches de débris, ils ne leur sont pas génétiquement associés mais correspondent pour l'essentiel, à des remaniements de brèches trachyandésitiques de type nuées ardentes, localisées au cœur de l'édifice trachyandésitique. En tant que tels, ils traduisent des phases éruptives du Cantal et peuvent être utilisés dans les reconstitutions chronologiques des phases de construction et de destruction du strato-volcan.

### **Combien d'avalanches de débris ?**

Le gigantisme des événements de type avalanche de débris complique la distinction et la cartographie de plusieurs dépôts d'avalanches de débris. Cependant, les âges de mise en place des dépôts d'avalanches de débris sont relativement bien encadrés par un grand nombre de datations des formations infra-, intra- et supra-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 très érodés de cette avalanche, souvent pelliculaires et discontinus, sont recouverts d'une épaisse série laharique témoignant des épisodes de reconstruction postérieurs ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris de l'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 du sud : vallées du Goul et du Brezons. Cette (ou ces ?) avalanche(s) vient reposer au Sud de la Truyère sur des basaltes de la génération Aubrac, dont le plus jeune (plateau d'Espinasse, feuille de Chaudes-Aigues) est daté à 7,1 +/- 0,1 Ma ; elle est recouverte près de Pailherols par une nappe d'ordanchite et contient dans la vallée du Goul des mégablocs de phonolite ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris de la Doire et de l'Authre (entre 7,2 et 7,4 Ma), de la Jordanne (entre 6,9 et 7,2 Ma), de la Cère (entre 6,8 et 7,4 Ma) et de l'Épie (entre 6,8 et 7,2 Ma).

On remarquera que tous ces événements se concentrent dans une fourchette de temps très étroite et que le pouvoir de discrimination de la géochronologie ne permet pas à lui seul de les discerner de façon plus précise.

Ces intervalles chronologiques obtenus par datations des formations supra- intra- et infra-avalanches de débris, vérifiés par les données géologiques (superpositions, emboîtements, cohérences globales) indiquent l'existence d'un minimum de 4 avalanches de débris, respectivement à plus de 7,4 Ma (vers le Nord et l'Est), entre 7,4 et 7,2 Ma (à l'Ouest), et à moins de 7,2 Ma (vers le Sud et vers le SW).

L'absence de dépôts de coulées de débris surmontant les dépôts d'avalanches de débris dans le secteur compris entre les vallées de la Bertrande et de la Cère nous paraît indiquer qu'aucun épisode de reconstruction d'un grand édifice volcanique n'a eu lieu après cette déstabilisation majeure. En effet, presque tous les autres dépôts d'avalanches de débris sont surmontés par d'épais complexes lahariques témoignant d'épisodes de reconstruction de l'édifice volcanique.

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 Bertrande au Sud, ceci impliquerait la présence locale de recouvrements et d'emboîtements, marqués par des paléosols, des coulées laviques, des dépôts de nuées ardentes ou de lahars. Or, bien que de telles interfaces aient été activement recherchées (Schneider et Fisher, 1998; Reubi et Hernandez, 2000), aucune discontinuité de ce type n'a, pour l'instant, pu être mise en évidence avec certitude.

Enfin, sans pouvoir exclure complètement l'existence de successions très rapprochées de déstabilisations, comme cela a été observé sur certains édifices volcaniques (Augustine en Alaska : Beget et Kienle, 1992), l'absence de discontinuités au sein des dépôts indique plutôt de grands événements de déstabilisations qui auraient affecté des flancs entiers du Cantal. Cependant, certaines avalanches sont clairement canalisées dans des vallées en zone proximale et pourraient correspondre à de "petits" événements. Il en est ainsi de celle de la Haute-Cère, mise en place entre 7,2 et 6,8 Ma, et qui est enchâssée entre les massifs de l'Elancèze et du Plomb du Cantal dont les assises datent de 10 à 8 Ma.

### **Quelles paléo-altitudes atteignait le Cantal ?**

Le Cantal a actuellement la forme d'un stratocône surbaissé qui culmine à 1855 m au Plomb du Cantal. L'observation de coulées et de brèches avec des pentes très fortes, ainsi que la mise en évidence d'importants volumes de formations remaniées autour de l'édifice volcanique, ont conduit dès la fin du 19<sup>ème</sup> siècle à des modèles de paléo-volcans bien plus élevés. Le pouvoir érosif des glaces et de l'eau était tenu pour responsable de l'aspect surbaissé et surcreusé de ce grand strato-volcan. Jusqu'à la fin des années 1980 ce modèle a eu ses partisans et ses détracteurs et les représentations imagées du Cantal originel montraient des profils plus ou moins élevés et raides.

La mise en évidence de l'importance volumétrique des dépôts d'avalanches de débris permet aujourd'hui de conforter ce modèle de « grand » strato-volcan (tout en minimisant le rôle de l'érosion), mais acquis avant la phase basaltique supracantalienne, qui a scellé les formes issues de son démantèlement.

Ui *et al.* (1986), dans une synthèse consacrée à 283 volcans japonais, ont identifié 71 avalanches de débris sur 52 volcans, dont 41 sont des strato-volcans. Les distances maximales parcourues par ces avalanches de débris vont de 1,6 à 32 km et les hauteurs d'effondrement de 0,2 à 2,4 km. Le rapport hauteur de chute sur distance d'écoulement est compris entre 0,2 et 0,07. Ceci signifie que la distance maximale parcourue par l'avalanche de débris est 5 à 17 fois plus importante que la hauteur de chute. Le rapport H/L décroît faiblement avec le volume de l'avalanche.

La prise en compte de cette corrélation entre hauteurs de chute et distances parcourues par les avalanches de débris permet d'estimer les paléo-altitudes du Cantal trachyandésitique. Ainsi, pour les dépôts d'avalanches trouvés à 35 km du cœur de l'édifice volcanique, la hauteur de chute ne pouvait être inférieure à 2400 m ; la prise en compte de l'altitude des dépôts distaux d'avalanches de débris conduit donc à une altitude absolue initiale de l'édifice qui ne saurait être inférieure à 3000 m. Bien sûr, la prise en compte du rapport H/L moyen voisin de 0,1 conduit à des paléo-altitudes absolues supérieures à 4000 m.

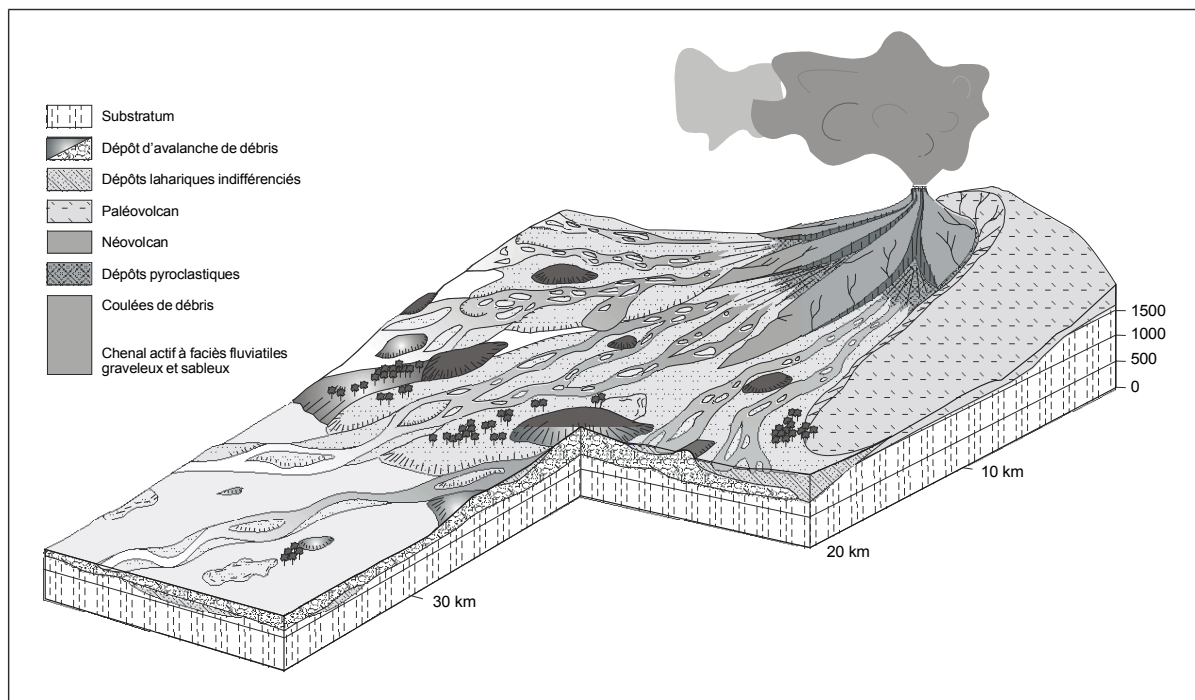
La pente générale des planèzes excède rarement 5% dans les régions centrales et diminue jusqu'à moins de 1% dans les zones périphériques. Leur géométrie générale indique que l'altitude de l'édifice volcanique n'était alors guère différente de l'altitude actuelle. La forme d'ensemble actuelle du massif était donc acquise avant l'effusion de cette chape basaltique et doit peu à l'érosion ultérieure : ce sont les grandes phases de déstabilisations sectorielles qui sont la cause essentielle de la morphologie surbaissée de ce strato-volcan.

## Pourquoi tant de dépôts d'avalanches de débris dans le Cantal ?

Les déstabilisations gravitaires à l'origine des dépôts d'avalanches de débris du Cantal peuvent avoir été induites directement ou facilitées par plusieurs facteurs ayant agi ou non de façon concomitante : mise à disposition en un temps court d'une grande quantité de matériel, basculement de l'ensemble du bâti du substratum, fragilisation de l'édifice volcanique par les intrusions phonolitiques et par altération hydrothermale, glissement sur une couche savon constituée de sédiments marno-carbonatés.

## Conclusions

Au terme d'un siècle de travaux géologiques et de débats quelquefois animés, qui ont conduit à accumuler une somme impressionnante de données, ce travail de synthèse et de réévaluation des données permet d'avoir une vision plus claire de la formation du strato-volcan du Cantal. La cartographie des dépôts volcaniques montre que lors de la période d'activité principale, les matériaux laviques et volcanoclastiques primaires se sont accumulés à proximité des points de sortie. Les matériaux meubles ont été re-sédimentés par les processus fluviaux et lahariques et ont construit le piémont volcanoclastique en périphérie de l'édifice. Cependant, ce remaniement n'était pas très efficace et les flancs de l'édifice volcanique ont subi plusieurs déstabilisations gravitaires de grande ampleur contribuant à étaler un peu plus les matériaux volcaniques. Par conséquent, alors que la zone centrale du Cantal ne montre qu'un empilement de laves et de brèches pyroclastiques, les zones intermédiaires voient une augmentation de la quantité de dépôts de lahars et d'avalanches de débris. Ces derniers deviennent prépondérants dans les régions distales (figure 10). Ce mode de formation conduit à réinterpréter les stratigraphies antérieurement établies et à reconsidérer leur implication volcanologique.





*Figure 10 - Modèle conceptuel explicitant la formation du stratovolcan du Cantal avec un appareil volcanique central alimentant un important piémont volcanoclastique. La destabilisation 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 supracantaliennes n'ont pas été représentées. Modifié d'après un schéma de Jamet (1999)*

La prise en compte des avalanches de débris conduit à réinterpréter l'ensemble des formations bréchiques antérieurement définies et utilisées dans de nombreuses publications. Cela concerne en particulier la "brèche inférieure", le "volcano-sédimentaire" et le "complexe conglomératique". Sans entrer dans les détails des nombreuses nomenclatures et définitions utilisées par ailleurs, ces trois termes ont été renommés et réinterprétés comme suit. La "brèche inférieure" interprétée antérieurement comme un dépôt pyroclastique mis en place en plusieurs venues, et partiellement remanié, correspond pour l'essentiel aux dépôts des avalanches de débris. Le "volcano-sédimentaire" correspond pour l'essentiel à des matériaux d'origine volcanique remaniés puis déposés par des processus éoliens, lacustres ou fluviaux. Le "complexe conglomératique" est interprété comme un empilement de dépôts de lahars. Par ailleurs ces travaux conduisent à remettre en question l'existence d'une "caldera d'effondrement", d'une "fosse volcano-tectonique" et d'une "grande nappe de ponces" antérieurement définies et à réinterpréter les découpages stratigraphiques antérieurs et leurs implications volcanologiques (Nehlig et al., 2001).

## UNE ENCYCLOPÉDIE DES VOLCANS : LA CHAÎNE DES PUY

Peu de régions au monde peuvent se flatter de posséder un ensemble volcanique aussi complet et pédagogique que la Chaîne des Puys. La diversité des édifices, leur nombre important sur une surface très limitée et accessible, la fraîcheur des morphologies, la linéarité de la chaîne et la variabilité chimique qui va des basaltes aux trachytes font de cet ensemble une formidable encyclopédie du volcanisme.

La chaîne s'est édifiée sur le horst cristallin du plateau des Dômes - vers 900 m d'altitude - séparé de la Limagne sédimentaire à l'Est (altitude moyenne 450 m), par une grande faille-limite. Elle est la dernière manifestation d'une longue histoire volcanique du Massif Central. Les périodes d'activité de la chaîne s'échelonnent dans le temps entre 156 000 et 7000 ans calBP (BP = Before Present, c'est à dire avant l'actuel, les âges obtenus par le <sup>14</sup>C étant systématiquement "recalibrés") ce qui en fait l'ensemble volcanique le plus jeune de France métropolitaine.

A la Chaîne des Puys au sens strict, comprenant les édifices situés entre le puy de l'Enfer au sud et la zone de Beaunit au nord, sur une trentaine de kilomètres, et disposés sur un axe nord-sud, on doit rattacher les prolongements et satellites contemporains septentrionaux (Chalard, Gour de Tazenat...), occidentaux (vallée de la Sioule et retombée nord des Monts Dore), orientaux (région de Clermont) et les 4 volcans méridionaux (Pavin, Montchal, Montcineyre et Estivadoux) près de Besse en Chandesse, 30 km plus au sud. Ceux-ci, vieux de 7000 ans seulement, reposent sur des laves plus anciennes à la jonction entre le Sancy et le Cézalier et sont donc les plus récents de la chaîne.

En comptant ses prolongements et satellites contemporains, la Chaîne des Puys comporte environ cent dix appareils éruptifs reconnus, disposés sur un axe nord-sud. Aux cônes de scories qui constituent les plus nombreux des édifices, sont associées une centaine de coulées affleurantes ainsi qu'une grande variété de structures éruptives : maars, dômes, protrusions...

La particularité de la Chaîne des Puys par rapport aux stratovolcans Cantal et Monts Dore, est de montrer une juxtaposition d'édifices dits "monogéniques", de petites tailles, résultant chacun d'une éruption brève à l'échelle des temps géologiques (de quelques jours à quelques mois). Ils permettent donc une compréhension aisée des mécanismes volcanologiques mis en

jeu. Parmi ces mécanismes, des travaux récents (Vidal, 1994) ont mis en évidence la fréquence d'un phénomène jusque-là rarement signalé à l'échelle mondiale : des édifices de faible volume, pour des causes variées, peuvent connaître des déstabilisations sectorielles, de la même façon que les grands stratovolcans, pouvant aller jusqu'à la destruction complète du cône, et dans un cas extrême engendrer une avalanche de débris meurtrière, comme ce fut le cas à Gravenoire aux portes de Clermont (Goër et al, 1993). Par ailleurs, l'approfondissement de la carrière du puy de Lemptégy en décembre 1999 a mis en évidence que le fonctionnement profond de la chaîne doit être attribué au jeu d'un grand décrochement dextre subméridien affectant le socle, ainsi que le laissait supposer la disposition des alignements d'édifices en une série de fentes de tension en échelons (Goër, 2000). A l'inverse, le grand décrochement sénestre observé dans le chantier de Vulcania (faille dite "de Tauves-Aigueperse", l'une des branches du Sillon Houiller), qui prend toute la chaîne en écharpe, et dont le dernier jeu attesté n'excède pas 9 000 ans, ne fait probablement qu'interférer avec le volcanisme.

Pourtant, en dépit de la remarquable synthèse volcanologique de la Chaîne des Puys (Goër et al., 1991), la Chaîne des Puys ne bénéficiait pas jusqu'à ces dernières années d'un échantillonnage exhaustif permettant de contraindre correctement son évolution pétrologique et géochimique. Plusieurs campagnes de prélèvement ont été menées récemment afin de combler cette lacune (Rosseel, 1996) et font l'objet d'une exploitation des résultats qui continue à ce jour. Ces travaux ont permis d'affiner la cartographie et de relier de nombreuses coulées orphelines aux cônes de scories qui leur ont donné naissance. Ils ont aussi permis de cerner plus précisément les mécanismes d'évolution géochimiques des produits magmatiques et de confirmer le rôle majeur du fractionnement de l'amphibole dans ces processus. Enfin, l'intégration des données géochimiques et géochronologiques a permis de montrer une évolution globale de la série avec le temps, en quatre époques éruptives caractérisées par des laves de plus en plus différenciées et séparées par des périodes de repos (figure 11). La mise en évidence de cette évolution chimique des produits émis avec le temps n'a pas que des incidences scientifiques de nature académique. Les dernières éruptions de la Chaîne des Puys proprement dite (8600 ans cal BP), qui ont édifié les cônes trachybasaltiques jumeaux de la Vache et de Lassolas, impliquent logiquement que nous sommes entrés dans un nouveau cycle magmatique qui pourra se traduire dans l'avenir par des éruptions de laves de plus en plus différenciées...donc potentiellement de plus en plus dangereuses. Dans "Volcans d'Auvergne : la menace d'une éruption ?" Alain de Goër argumente les réponses à cette question et répond sans équivoque "il se produira un jour une nouvelle éruption". Aux questions quand ? où ? comment ? et pour quels risques ? les connaissances actuelles ne permettent pas de répondre avec précision. Il ne s'agit pas là d'un manque de connaissances mais d'une limite de la méthode comme peuvent l'être les prévisions météorologiques à long terme. Il n'empêche que le risque est réel; la présence de trois maars dans l'agglomération clermontoise nous rappelle l'importance du risque encouru.

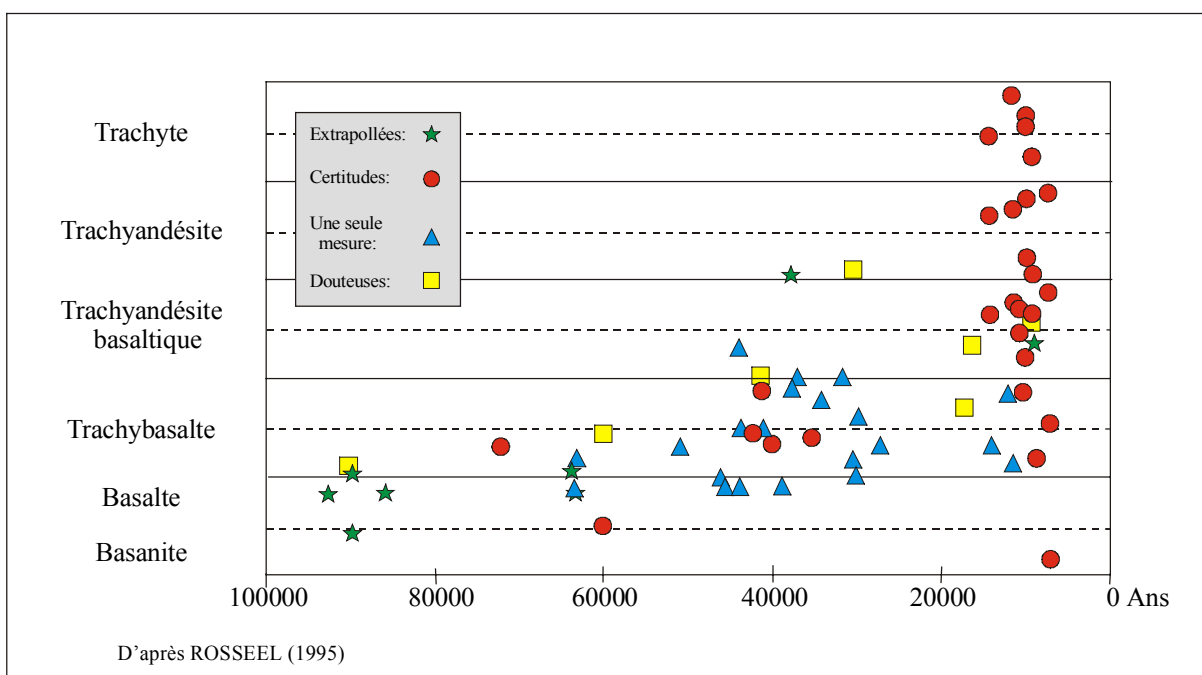


Figure 11 – Diagramme montrant l'ensemble des âges des produits volcaniques de la Chaîne des Puys en relation avec leur chimisme (d'après Rosseel, 1996 et de Goër, 1997). Un examen attentif des périodes d'activité montre clairement l'alternance de périodes d'activité et de périodes d'arrêt du volcanisme. Certaines de ces périodes de repos sont plus longues que celle qui nous sépare des dernières éruptions volcaniques (7000 ans). Ceci suggère qu'une reprise de l'activité volcanique est possible. Il est cependant impossible de savoir quand : dans 2 mois ou dans 2000 ans. Par contre l'évolution chimique et volcanologique passée des éruptions de la Chaîne des Puys indiquent une évolution marquée vers des produits de plus en plus riches en silice et par conséquent un dynamisme de plus en plus explosif.

## LE VOLCANISME DU VELAY-COIRONS-VIVARAIS

Les volcans qui composent cette province volcanique du sud-est du Massif-Central français, sont associés dans l'espace et se groupent en entités bien individualisées : à l'est, une chaîne de volcans basaltiques à phonolitiques (mio-pliocènes), articulée en deux sous-ensembles

distincts où la succession des événements magmatologiques et éruptifs est différente voire inversée; à l'ouest, un plateau basaltique (plio-quadernaire) de composition et de signification uniformes. L'ensemble vellave oriental présente un grand axe d'alignement principal orienté N. 135, ce linéament paraît jouer un grand rôle dans toute la distribution de ce volcanisme et à son extrémité orientale une récurrence d'activité magmatique, d'âge pléistocène récent, est marquée par les volcans du Bas-Vivarais. Tous les arguments géologiques : la cartographie des formations, la chronostratigraphie, le contexte structural (profond et superficiel), la magmatologie, la volcanologie, concourent à confirmer la distinction de ces entités.

## **Les ensembles**

A l'est, la chaîne phonolitique étale sur 55 kilomètres plus de 180 points de sortie de laves phonolitiques dont une centaine d'extrusions (dômes) responsables de paysages spectaculaires. La succession des émissions de laves, l'évolution géochimique des magmas, les rapports volumiques des différentes laves émises sont différents dans deux zones effondrées qui contiennent l'essentiel de ces volcans : l'Emblavès au nord-ouest et les Boutières au sud-est, la chronologie des activités éruptives ( 15 à 10 m.a, au nord-ouest et 8 à 6 m.a, au sud-est), les types de laves, y sont différents et caractérisent bien ces deux sous-ensembles. Le graben nord-ouest s'est individualisé au Paléogène avec un comblement sédimentaire laguno-lacustre, la zone effondrée au sud-est (dépourvue de comblement sédimentaire) n'a dû apparaître que postérieurement, consécutivement aux principales éruptions phonolitiques vers 7 Ma. Dans ce secteur est les lambeaux du plateau de coulées basaltiques à trachy-andésitiques offrent des laves qui témoignent d'une forte différenciation magmatique plus ou moins perturbée par une contamination crustale. Ce plateau basaltique oriental déborde, vers le sud-est, la marge du socle cristallin et, sur la couverture mésozoïque ardéchoise, l'inversion de relief individualise alors fortement le plateau du Coiron ( Pliocène). D'une dimension de 22 km sur 16 le plateau basaltique correspond à un empilement de coulées basaltiques parsemées de reliques de cônes de scories (Montredon, Montbrun) et de cheminées et dépôts bréchiques témoins d'éruptions phréatomagmatiques (Goulet de la Sourlière, Rochessauve).

Les laves phonolitiques, aboutissement de la différenciation, possèdent souvent un caractère hyperalcalin sodique expliqué par des transferts gazeux. Les évidences du rôle important des gaz, CO<sub>2</sub> en particulier, sont nombreuses.,

A l'ouest, le plateau basaltique, le Devès, couvre 600 kilomètres carrés entre la Loire et l'Allier. Le volcanisme y est fondamentalement de type fissural et strombolien, on a pu y dénombrer plus de 230 cônes de scories. Les laves y sont des basaltes très faiblement évolués géochimiquement. La marge nord-est de ce plateau couvre le comblement sédimentaire du graben du Puy-en-Velay; comblement qui est composé de deux séquences bien différentes : une séquence inférieure, gréseuse puis marno-calcaire, paléogène et une séquence supérieure, fluvio-lacustre, villafranchienne. Cette dernière a enregistré le début des éruptions basaltiques du Devès.

L'étalement des coulées formant le plateau masque la structuration du substratum; néanmoins, les alignements constitués par les cônes de scories, les orientations des dykes (N140 à N160) et les évidences de fissures éruptives, témoignent de la distension et de la fracturation synchrones du volcanisme. Les nombreuses datations géochronologiques sur l'ensemble du plateau montrent statistiquement deux paroxysmes éruptifs nets à 1 et 2 Ma; la durée des événements éruptifs dans cet ensemble ne dépasse pas 3 Ma.

## **Nature des laves**

Géochimiquement, elles constituent une série alcaline sodique.

Le plateau occidental est exclusivement basaltique, une faible différenciation a pu produire tout au plus des hawaïtes au terme d'une cristallisation fractionnée (cumulats à pyroxènes et/ou à amphiboles) située à deux étages au sein du manteau supérieur (voir ci-dessus). Le lieu de genèse de ces magmas serait situé dans le manteau supérieur entre 80 et 100 km. Les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de ces laves basiques restent groupés autour de la valeur 0,7031, typiquement mantellique.

A l'Est, où l'essentiel des volcans et intrusions phonolitiques sont rassemblés dans deux zones tectoniquement effondrées, la série alcaline a subi une très forte différenciation. Le plateau de coulées basaltiques à trachy-andésitiques montre une évolution géochimique progressive jusqu'à des compositions de benmoreïtes. Là encore, des cumulats à pyroxènes et/ou à amphibole témoignent du fractionnement. Les volumes relatifs des laves basiques aux laves alcalines différenciées, pour cette seule chaîne phonolitique, est faible. Une sous-série subordonnée, cantonnée surtout dans le graben nord-ouest (Emblavès), est marquée par un enrichissement en potassium et un fort fractionnement d'amphibole; elle s'achève par des laves rhyolitiques à biotite dont le volume est tout à fait négligeable (trois intrusions mineures) mais dont la situation sur le linéament principal est intéressante à noter.

Le volcanisme du Devès est très riche en enclaves de lherzolites à spinelle, certaines "appauvries" (fusion partielle), d'autres "enrichies" (métasomatisme). Le cortège des enclaves basiques présente deux types de cumulats remontés de deux niveaux différents (20-30 km et 30-60 km). Contrairement à certaines lherzolites du manteau supérieur, celles-ci ne sont pas déformées. Ceci fait penser à un manteau zoné où l'on aurait : en haut, sous la croûte, un manteau non déformé, rigide, chauffé par des essaims de filons et sills basiques, au dessous, du matériel plastique chaud montant de façon diapirique depuis les zones plus profondes.

## **Pyroclastites et volcanologie**

Les morphologies et structures illustrent bien le contrôle magmatique essentiel. Dans cet environnement continental, le volcanisme basaltique est du type strombolien classique et le volcanisme trachytique à phonolitique, qui nous a laissé presque uniquement des structures marquées par des accumulations laviques (rapport laves/ pyroclastites élevé) plus ou moins érigées, paraît donc plutôt avoir été du type péléen à vulcanien. La rareté des pyroclastites ne peut être justifiée par une ablation due à l'érosion. En effet, elles n'existent qu'en volumes mineurs même dans les sites où elles auraient pu être protégées par une couverture de coulées basaltiques (secteurs où des effusions basaltiques ont succédé aux extrusions phonolitiques : cas du graben nord-ouest en particulier). La plus grande densité des extrusions et intrusions dans les zones effondrées, la corrélation entre fracturation du substratum et directions des dykes, l'existence d'intrusions sub-volcaniques plus ou moins déchaussées par l'érosion, soulignent le contrôle structural qui règle ici les conditions finales de montée des magmas. L'absence de formations pyroclastiques ponceuses en grands volumes s'oppose à l'éventualité d'éruptions cataclysmiques liées à la vidange de grandes chambres magmatiques superficielles. Elle conforte, à l'appui d'études pétrologiques, plutôt l'interprétation en faveur de multiples chambres étagées et petites apophyses terminales superficielles. Ces dernières ayant pu être les lieux d'évolution de volumes restreints de magmas différenciés (condition optimale d'efficacité des transferts gazeux) et de production des phonolites agpaïtiques qui marquent cette province. Ce modèle d'apophyses superficielles à géométrie plutôt verticales et en lames insérées entre des blocs de croûte superficielle, permet d'ajouter aux moteurs classiques de la montée des magmas (dégazage instantané, différences de densité, etc...) des compressions latérales dues aux mouvements relatifs des blocs du substratum fortement fracturés et plus ou moins basculés. La somme de ces agents moteurs pouvant expliquer ce

volcanisme où les laves paraissent bien avoir été "forcées à l'extrusion" plutôt que d'avoir été spécifiquement éruptives.

## **Volcanisme et eaux superficielles**

Enfin, un contrôle environnemental (paléotopographie, paléoréseau hydrographique et nappes phréatiques) a permis les modifications habituelles de ces types volcanologiques principaux en créant les conditions favorables au dynamisme phréatomagmatique. Ce phréatomagmatisme a été particulièrement présent en Devès où l'on a décrit 58 maars, sur un total de 85 pour la province dans son ensemble. Les maars récents ont souvent été l'objet de forages pour la palynologie et la reconstitution des paléoclimats sur les 500 000 dernières années. Dans les secteurs topographiquement les plus bas, bassin du Puy-en-Velay et de Langeac, la persistance d'un paléo-environnement fluvio-lacustre, largement submergé durant le Villafranchien, a provoqué un volcanisme surtseyen. Plus de 25 anneaux de tufs hyaloclastiques à palagonite ont ainsi été formés.

## **Une récurrence de l'activité magmatique au Pléistocène récent : les volcans du Bas-Vivarais**

Une trentaine de volcans à laves basaltiques sous-saturées et chargées en enclaves ultrabasiques ont occupé le « versant » ardéchois du Massif-central depuis le haut plateau ( lac d'Issarlès et volcan de Cherchemuse) jusqu'au creux des basses vallées ardéchoises ( Gravenne de Thueyts et Coupe de Jaujac) entre - 100.000 et - 25.000 ans. Là encore, par la présence ou l'absence d'eaux superficielles l'environnement a provoqué l'individualisation des deux modes volcanologiques : type maar et type strombolien. Ce volcanisme ultime a conservé des morphologies à l'origine de paysages tout à fait spectaculaires, significatifs et comparables à ceux de la Chaîne des Puys auvergnate.

## **LES VOLCANS DE LA LIMAGNE**

La surface du bassin sédimentaire effondré de Limagne (Eocène supérieur à Aquitanien) présente, au Sud de Clermont-Ferrand, de nombreux reliefs volcaniques qui correspondent pour la plupart à des points de sorties volcaniques. Il s'agit de plus de 230 édifices ponctuels dispersés (centres d'émission de coulée, maars, systèmes filoniens, diatrèmes, petits dômes...) répartis sur 2500 km<sup>2</sup>, essentiellement post-rift et post-remplissage sédimentaire. Ils se répartissent en deux épisodes principaux entre l'Oligocène terminal et le Miocène moyen (25 à 11 Ma), avec de rares récurrences plio-quadernaires.

Le premier épisode (21-12 Ma), exprimé essentiellement dans le bassin sédimentaire, correspond aux éruptions qualifiées de « Génération Limagne ». Le second, rapporté au Pliocène supérieur (3 Ma) est largement représenté en bordure du plateau des Dômes et dans la région de Couzes. Le volcanisme pépéritique est une caractéristique du volcanisme de Limagne. Il est attribué à un dynamisme explosif phréatomagmatique et se présente sous forme de granules de basalte dispersés dans le substratum pélitique.

Le détail de la *chronologie* se présente comme suit :

- volcanisme paléocène discret à environ 54 Ma dans le maar de Menat (Vincent, 1977) avec des récurrences à l'Eocène vers 45,8 et 44 Ma : neck de Mont Pérourx (vers Cusset) et dyke de Champonier (vers Servant) (Brousse, Lefèvre, 1990) ;

- volcanisme synsédimentaire sous-forme de retombées volcaniques dans les sédiments du Stampien (Devineau, 1996) et de plusieurs niveaux de pépérites dans le Chattien (Didier et Giot, 1984), soit entre 28 et 24 Ma ;
- volcanisme concentré dans la Comté d'Auvergne, rapportée au Miocène inférieur (20-22 Ma) (Chantepie, 1990) ;
- volcanisme dispersé miocène, dit « Génération Limagne » s'étalant entre 12 et 20 Ma avec un paroxysme à 16 Ma (limite Miocène inférieur et moyen), (Chantepie 1990) : plateau de Gergovie, Côtes de Clermont, côtes de Chateaugay, puy du Mur ;
- volcanisme dispersé du Pliocène supérieur (3 Ma) (Chantepie, 1990) : puy de Corent ;
- volcanisme quaternaire : La Roche Noire (0,8 ou 1,2 Ma), maars de Clermont (160 000 ans) et de Saint Hippolyte (90 000 ans).

Les laves miocènes sont à dominante basaltiques, de type moyennement à fortement alcalin, sodi-potassique. Elles sont représentées par des néphélinites, basanites, basaltes alcalins et trachybasalte, téphrites, renfermant de nombreuses enclaves ultrabasiques (péridotites et pyroxénites) témoignant d'une origine très profonde du magma générateur.

Les laves sont plus évoluées (série complète des basanites aux téphriphonolites et phonolites) se trouvent dans la Comté d'Auvergne, au Sud-Est de la Limagne de Clermont-Ferrand, qui se présente comme une province volcanique autonome. Les études minéralogiques et géochimiques, sur éléments majeurs et traces, ont montré que la série volcanique évoluait par cristallisation fractionnée, en deux étapes, sans contamination crustale (Cheguer, 1996).

La finalisation prochaine des trois cartes géologiques de Besse, de Veyre Monton et de St-Germain Lembron et la réalisation d'une synthèse au 1/100000 de l'ensemble des Limagnes devrait permettre de préciser les relations entre les différentes unités volcaniques et sédimentaires et leurs relations avec le socle sous-jacent. L'intérêt d'un tel travail n'est pas uniquement académique. Il devrait permettre de relancer un programme de recherche de géothermie Haute Energie. C'est en effet avec le Graben du Rhin et la Provence, l'une des cibles les plus intéressantes à ce point de vue.

## **MONTS DORE, SANCY**

L'ensemble Monts Dore - Sancy est un édifice composite qui forme deux grands stratovolcans d'âges différents et couvrant une superficie d'environ 500 km<sup>2</sup> pour près de 200 km<sup>3</sup> de produits émis. Il est recouvert par la chaîne des Puys au Nord et l'ensemble du Pavin au Sud et culmine au Puy du Sancy à 1885m.

Les premiers signes d'activité volcanique dans cette région voient la mise en place de basaltes dispersés et peu importants à partir de 15 Ma et jusqu'à 3 Ma. Ils sont associés à des produits différenciés: trachyphonolites, trachytes quartzifères, rhyolites. Ces événements sont à rapprocher de ceux de la Limagne et de ceux du Cézallier plus jeunes. Par la suite, s'édifie le stratovolcan des Monts Dore de 3 à 1,5 Ma. Comme pour le Cantal, l'histoire géologique de ce stratovolcan a suscité de nombreux travaux. Ici cependant, les interrogations restent nombreuses et concernent la chronologie des éruptions, l'existence et les limites d'une caldera et l'importance des avalanches de débris (Pastres, 1998; Collectif, 2000).

L'histoire des Monts Dore est surtout caractérisée par la mise en place d'une ignimbrite rhyolitique à ponces fibreuses dont on retrouve les témoins dans toutes les directions, jusqu'à plus de 30 km de la zone d'émission. Le volume de la nappe de ponces est de l'ordre de quelques km<sup>3</sup> et elle a recouvert plus de 100 km<sup>2</sup>. Sa mise en place a lieu autour de 3 Ma et est certainement contemporaine de la formation d'une importante caldera dont les limites restent imprécises. Deux tracés s'affrontent, un tracé géologique d'une part qui suit le cours de

la Dordogne entre les villes du Mont-Dore et de la Bourboule et un tracé géophysique qui s'appuie sur une importante anomalie gravimétrique.

Après l'éruption plinienne, la caldera est tout d'abord occupée par un lac comblé par des dépôts sédimentaires d'origine volcanique avant la mise en place d'intrusions, de dômes et de nuées ardentes trachytiques et rhyolitiques.

A l'extérieur de la caldera se mettent en place les dômes phonolitiques (roches Tuilière et Sanadoire), des coulées de trachyandésite (Banne d'Ordanche) et des tufs hyaloclastiques (col de Guéry). En même temps se mettent en place, autour de 2 Ma, les dépôts du plateau de Perrier résultant de gigantesques avalanches de débris partant du Massif de l'Aiguiller et qui se sont écoulées vers le NE jusqu'à l'Allier sur plus de 50km.

Après une lacune d'éruption de produits différenciés entre 1,5 et 1 Ma se met en place le volcan du Sancy entre 1 et 0,2 Ma, et le Massif Adventif entre 0,5 et 0,2 Ma.

Le massif du Sancy s'édifie sur le flanc Sud des Monts Dore après une période d'arrêt du volcanisme d'un demi-million d'années. Là aussi une petite caldera reconnue par géophysique a été invoquée pour accompagner l'émission de coulées de cendres et ponces. Son tracé, voire même son existence restent cependant très hypothétique. Les événements pyroclastiques sont suivis par la mise en place de dômes, de coulées et de dykes (Dent de la Rancune). Des dépôts d'avalanche de débris d'environ 100 m d'épaisseur, ont été mis en évidence à la sortie de la vallée de Chaudefour, entre les sources Sainte Anne et la cascade de Peyrouse (P. Lavina, 1999) et posent là aussi le problème de l'importance de cet événement dans l'évolution du stratovolcan. Leur âge est inférieur à 450 000 ans BP.

Le Massif adventif situé à 3 km au Nord-Nord-Est du volcan du Sancy sensu-stricto couvre une faible superficie (16 km<sup>2</sup>) et voit la mise en place de cônes de tufs et de dépôts de maars, d'extrusion, de nuées ardentes et de rares coulées de laves.

La mise en évidence de dépôts d'avalanche de débris dans le Massif des Monts Dore et du Sancy conduit à revoir la stratigraphie des dépôts et l'histoire géologique des dits massifs. La finalisation prochaine des cartes géologiques au 1/50000 de Besse et de Veyre Monton et la réalisation d'une synthèse géologique et géophysique de l'ensemble de l'édifice devraient permettre d'y voir plus clair dans un proche avenir.

## **LE CÉZALIER**

Le Cézalier est un vaste plateau volcanique, de nature essentiellement basaltique, qui fait la jonction entre les Monts Dore-Sancy et le Cantal. Il culmine au signal du Luguët à 1550 m. La transition avec le Sancy au Nord est masquée par l'ensemble volcanique du Pavin et la transition avec les planèzes du Cantal au Sud est progressive et marquée par le prolongement de la faille active de la Margeride qui limite vers le Nord le graben de Saint Flour - Neussargues. Tout comme les planèzes du Cantal, l'Aubrac, le Devès ou les Coirons, il s'agit pour l'essentiel d'un empilement de coulées associées à des cônes de scories et des ensembles phréatomagmatiques (maars et diatrèmes). Il s'y ajoute un ensemble d'intrusions trachyphonolitiques.

Thonat, (notice de la carte géologique de Massic; à paraître) a mis en évidence l'existence d'un stratovolcan à l'aplomb du Signal du Luguët. Situé dans la partie NW du Cézallier, où il constitue le point culminant il présente des produits volcaniques très variés : laves basaltiques, téphrites, phonolites, trachytes, pyroclastites basiques et acides...

La phase paroxysmale du volcanisme se situe entre 5,4 et 3 Ma. Elle débute dans le stratovolcan par des coulées de basalte suivies par la mise en place des pointements phonolitiques et trachytiques. Des coulées basaltiques terminent ce cycle.



Chronologiquement, le Cézallier traduit donc la migration du volcanisme du stratovolcan du Cantal vers celui des Monts Dore.

## L'AUBRAC

L'Aubrac est un vaste plateau basaltique allongé en NW-SE sur 450 km<sup>2</sup> entre les vallées de la Truyère au Nord et du Lot au Sud et culmine au Truc de Mailhebiau à 1470 m d'altitude dans sa partie méridionale. L'épaisseur des formations volcaniques est inférieure à 100 m sur toute la frange périphérique mais atteint environ 300 m sous les sommets les plus élevés de la feuille Nasbinals, qui culminent entre 1400 et 1470 m. Les pyroclastites (projections scoriacées, brèches polyolithologiques d'origine phréatomagmatique, tufs hyaloclastiques, tufs basaltiques indifférenciés et horizons rouges inter-coulées) sont abondant autour de ces sommets, alors qu'ailleurs les superpositions de coulées dominent. A noter aussi l'existence de dépôts sédimentaires associés au volcanisme de l'Aubrac : cinérites massives ou feuilletées et dépôts lacustres.

Selon les travaux les plus récents (Goër et al, 1991), 90% des laves de l'Aubrac auraient été émises sur un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de 7,5 Ma ; un volcanisme précurseur est noté vers 8,7 Ma notamment près de de Saint-Urcize, quelques éruptions tardives (6,5 à 6 Ma) principalement autour de la vallée du Bès, ainsi que du volcanisme pliocène dispersé (<5 Ma) à rapporter au volcanisme régional pliocène (Cantal, Cézallier) plus qu'à l'Aubrac. L'essentiel du volcanisme de l'Aubrac est donc à rattacher au Tortonien supérieur.

Plus de 230 analyses nouvelles pour éléments majeurs et 930 lames (Goër de Herve A. et al., 1994) ont montré que les laves de l'Aubrac constituent une série récurrente peu différenciée (42-52% de silice ; indice de différenciation de 15 à 56), majoritairement sodique, moyennement à fortement alcaline, les termes évolués (téphrites, hawaïtes, mugéarites) ainsi que les termes cumulatifs se distribuant à peu près sur l'ensemble du massif volcanique et à n'importe quel niveau des séquences. La classification IUGS de L. Le Bas *et al.* (1986) permet de répartir les laves de l'Aubrac en 9 classes chimiques : picrites, basanites, basaltes alcalins et subalclins, hawaïtes et trachybasaltes, mugéarites, téphrites, phonotéphrites. Quatre types de textures (microlitique, microlitique-porphyrrique, porphyrique et porphyroïde) sont présentes dans l'une ou l'autre de ces classes.

Bien que l'existence d'une faille axiale ait été évoquée (Colin, 1966), l'augmentation de puissance des formations volcaniques vers le Sud-Ouest est lié à une paléotopographie différenciée, comme le confirme l'interprétation des levés aéromagnétiques (Roux, Sénaud, 1978).

En admettant que l'érosion ait enlevé un tiers du volume initial (hypothèse haute), le volume émis est de l'ordre de 60 km<sup>3</sup>, ce qui reste modeste par rapport à la superficie couverte. Même si l'échine axiale de l'Aubrac a pu jouer le rôle d'une rift-zone, il apparaît que l'émission des laves s'est faite à la faveur de nombreux points d'émission répartis sur le plateau, comme en témoignent les fontaines de lave témoins locaux d'un dynamisme très effusif, les sites de projections pyroclastiques, les très nombreuses structures laviques fermées et les champs filoniens. La différence morphologique avec le plateau du Devès (Velay occidental), notamment l'absence apparente de cônes de scories dans le paysage, en dépit d'une structure très comparable, est liée au fait que l'Aubrac est plus vieux de 6 Ma, les climats chauds de la fin du tertiaire ayant certainement été un facteur d'érosion plus efficace que les climats froids du Quaternaire (englaciation de l'un et non de l'autre).

## **LA LIGNE VOLCANIQUE AUBRAC - CAP D'AGDE**

Il s'agit d'une ligne de plus de 150 km de long et de 25 km de large qui va de la vallée du Lot à la côte méditerranéenne. Ce volcanisme essentiellement dispersé et fissural est de plus en plus jeune en allant vers le Sud et montre plus de 200 points d'émission dont il ne subsiste le plus souvent que les racines. Les laves sont essentiellement constituées de basaltes souvent riches en nodules de péridotites. Excepté la chaîne de l'Escandorgue où les épanchements volcaniques montrent une certaine extension, l'essentiel des volcans constitue des édifices isolés qui peuvent être regroupés en 4 ensembles du Nord au Sud en fonction de leur cadre géographique et géologique: le volcanisme des Causses et l'Escandorgue au Nord où les laves recourent et/ou reposent sur les marnes liasiques et les calcaires jurassiques tabulaires des Causses, le volcanisme du Lodévois surmontant les pélites permo-triasiques du Bassin de Lodève et le Cambro-Dévonien plissé de la Montagne-Noire et enfin le volcanisme des environs d'Agde qui repose sur les molasses tertiaires et alluvions quaternaires des plaines du Languedoc.

Au Nord, le volcanisme des Causses est dispersé. Il s'agit d'édifices anciens qui recourent les plateaux calcaires et qui ont été dégagés par l'érosion. Ne sont donc visibles que les zones d'alimentation des volcans (neck et pipes de Sauclières, de Roque Nègre, d'Eglazines, de Sauveterre, de Palmas, d'Espalion) et plus exceptionnellement des lacs de laves (Azinière). Ils ont été datés entre 14 et 6 Ma.

L'extrémité Sud du Causse conserve un plateau basaltique résiduel daté entre 2,5 et 1,5 Ma sur une trentaine de kilomètres de long : l'Escandorgue.

Au Sud du Causse du Larzac, dans le Lodévois, affleure tout un ensemble d'appareils volcaniques très disloqués âgés de 1,9 à 1,4 Ma et qui montrent des racines de maar avec des champs filoniens associés (Gèbre et Gibret), des dykes (Salagou et Roques-Arièges, Agast) des pipes (Lieude, Soumont), ou les parties aériennes des appareils (Col de la Merquière).

L'extrémité sud de cette branche volcanique est marquée par le Volcan du Cap d'Agde âgé de moins d'un million d'années. Il s'agit de plusieurs maars (400x800 m) coalescents et pour partie sous-marins qui ont fourni des hyaloclastites lités jaunâtre et à éclats vitreux bien visibles en bord de mer (plage de la Conque). A ces éruptions succèdent des épanchements de laves qui comblent les cratères d'explosion et s'étalent en coulées ainsi que la mise en place de cônes de scories. Une dizaine de kilomètres au nord d'Agde, le complexe volcanique de Saint Thibéry montre une épaisse coulée associée à 3 cônes stromboliens.

Les données géophysiques (anomalies magnétiques) montrent que ce volcanisme se prolonge sur plus de 40 kilomètres sur le plateau continental du Golfe du Lion.

## **OÙ EN EST LA CARTOGRAPHIE DES ÉDIFICES VOLCANIQUES ? ÉVALUATION DES LEVERS GÉOLOGIQUES DES FORMATIONS VOLCANIQUES DU MASSIF CENTRAL**

Le nombre et la qualité des travaux de recherche effectués sur le volcanisme du Massif central ne doivent pas faire oublier que plusieurs massifs volcaniques ne sont pas à ce jour complètement cartographiés au 1/50000 (Figure 12) et ne sont que partiellement documentés. Il s'agit, en omettant les cartes géologiques de Murat, de Massiac et d'Entraygues sur Truyère qui sont en cours d'édition :

- de l'ensemble Monts Dore-Sancy pour le quel il manque les cartes géologiques de Besse et de Veyre Monton
- de l'Aubrac où il manque St Geniez d'Olt
- du Velay oriental où il manque Le Monastier sur Gazeille

- du Cézalier où il manque Besse

Par ailleurs, les concepts sous-jacents aux levés de plusieurs ensembles volcaniques sont désormais obsolètes et nécessitent une révision des levés. Ainsi, l'ensemble Monts Dore - Sancy et le Cantal nécessitent une révision globale depuis qu'y ont été mis en évidence l'importance pris par les déstabilisations gravitaires et les dépôts d'avalanche de débris.

De même l'harmonisation des levés entre cartes déjà éditées doit être entreprise. Le projet Cantal a permis d'harmoniser l'ensemble des levés des 9 feuilles couvertes par le stratovolcan. De même la carte volcanologique du Velay fourni un cadre général d'harmonisation des levés. Il n'en est pas de même pour l'ensemble Monts Dore - Sancy qui nécessite en préalable un travail scientifique de synthèse et d'analyse.

Enfin, à l'exception de quelques cartes (St Flour, Chaudes-Aigues, Murat, Nasbinals, Entraigues, Yssingaux) les formations superficielles sur terrains volcaniques sont généralement mal ou peu représentées. Leur prise en compte suppose l'intervention de spécialistes sur les cartes géologiques.

Enfin, l'échelle du 1/50000 n'est pas adaptée à la représentation des ensembles volcaniques dans leur globalité. Des cartes au 1/100000 ont été réalisées pour le Cantal et le Velay mais font défaut pour l'ensemble Monts Dore - Sancy et l'agglomération clermontoise - Chaînes des Puy.

L'ensemble de ces chantiers est en cours et plusieurs priorités ont été définis au BRGM afin de finaliser la cartographie au 1/50000 et de réaliser des synthèses par ensemble volcanique.

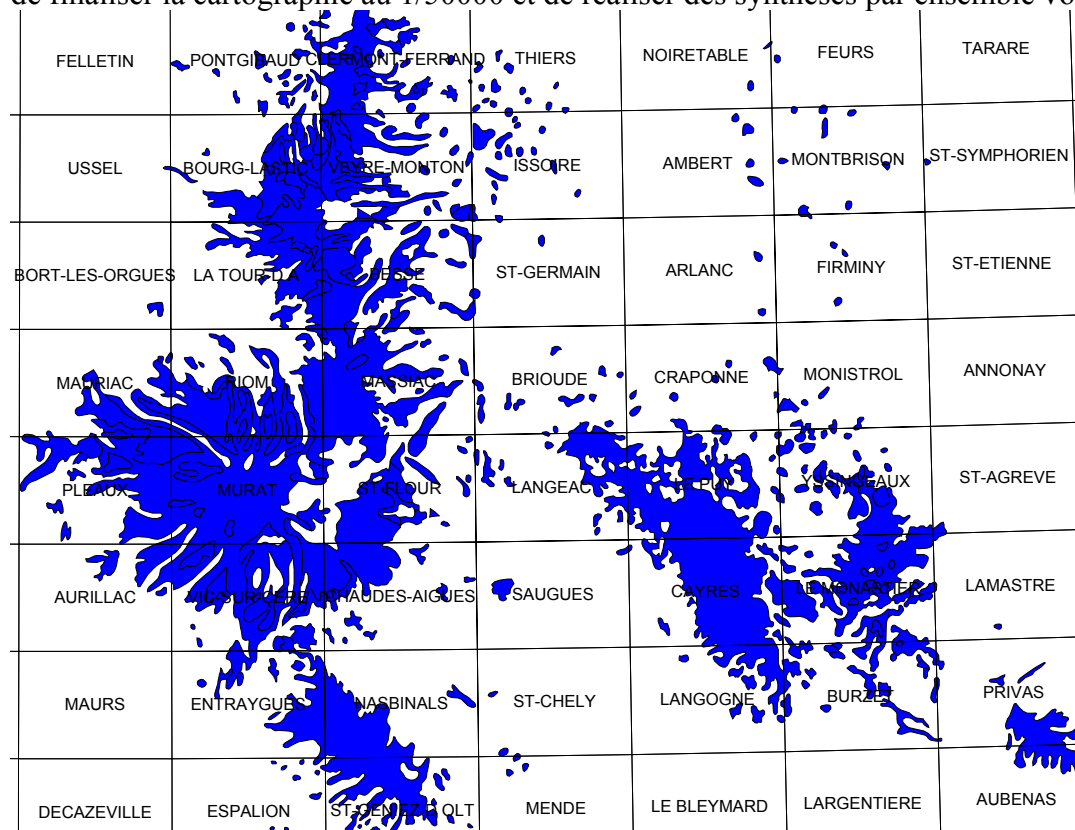


Figure 12: extension des principaux ensembles volcaniques du Massif central et découpage des cartes géologiques aux 1/50000/ Plusieurs cartes sont encore en cours de levés ou d'édition : Entraigues, St Geniez d'Olt, Murat, Massiac, Besse, St Germain Lembron, Ussel, Decazeville, Veyre-Monton, Felletin.

## Conclusion

Au terme de plus de deux siècles de travaux géologiques que peut-on conclure sur nos connaissances sur les volcans du Massif central ? La synthèse effectuée sur le Cantal montre s'il en est besoin l'importance de réaliser des synthèses régionales par ensemble géologique couplée à la finalisation de la cartographie au 1/50000. Cela suppose le montage et le financement de projets de recherche sur l'évolution tectonique, sédimentaire et volcanique des ensembles Monts Dore - Sancy (feuilles Besse, Veyre Monton, Bourg Lastic et La Tour d'Auvergne) et de la Chaîne des Puys - Limagne (Clermont-Ferrand, Thiers, Issoire, St Germain Lembron).

Au-delà de la cartographie des formations géologiques affleurantes, ce projet de R/D devrait intégrer plusieurs autres aspects :

- travail expérimental de calibration des conditions de genèse des magmas alcalins ;
- étude de l'évolution altimétrique du Massif central pendant le Cénozoïque (étude des paléosurfaces);
- caractérisation précise (géochimie et âges) du volcanisme antéoligocène.

Un projet de recherche pluriannuel (INSU-BRGM) intégrant ces différents aspects vient de démarrer (mi 2001).

Enfin, plusieurs grands ensembles volcaniques ont toujours été à la marge des grands leviers géophysiques (sismique, aéromagnétique, gravimétrique). A une échelle moindre des leviers géophysiques ciblés permettraient de préciser la forme des interfaces socle-volcanisme (plateau du Devès par exemple) et permettraient d'affiner les recherches hydrogéologiques et géothermiques.

Finalement, un projet de tomographie sismique haute résolution de la région Sud Limagne, Cantal, Devès couplé à une modélisation numérique des transferts de masse et d'énergie induits par la formations des Alpes permettrait de faire avancer le débat sur l'origine du volcanisme du Massif central.

## Pour en savoir plus

Brousse R. et Lefevre C., 1990. Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Masson éd., 263 p.

Goër de Herve A. (de), 1995. Volcanisme et volcans d'Auvergne. La dépêche scientifique du Parc des Volcans d'Auvergne N°8/9, 43p..

Goër de Herve A. (de), 1997. Volcans d'Auvergne, la menace d'une éruption? Editions Ouest-France, 63p.

Goër de Herve A. (de), Camus G., Boivin P., Gourgaud A., Kieffer G., Mergoïl J., Vincent P.M., 1991. Volcanologie de la Chaîne des Puys. Edition Parc des Volcans d'Auvergne.

Mergoïl J. et Boivin P., 1993. Le Velay, son volcanisme et les formations associées. Notice de la Carte à 1/100 000. Géologie de la France N°3, 96p.

Nehlig P., 1999. Volcanismes, sédimentations et tectoniques Cénozoïque périalpins. Doc. BRGM 291, 133p.

Nehlig P., Arnaud N., Baudoin V., Binet F., Boudon G., Dardon A., Demange J., Durance G., Fontaine-Vive M., Fréour G., Goër de Herve A. (de), Jamet A., Legendre Ch., Leyrit H., Maurizot Blanc Ch., Michon L., Milési J.P., Pilet S., Vatin Pérignon N., Vannier W., Watelet P., 2001. Carte géologique de France 1/50 000), feuille Murat. Orléans : BRGM.

Notice explicative par Nehlig P. et Fréour G., Goër de Herve A. (de), Huguet D., Leyrit H., Maroncle J.L., Roger J., Roig J.Y., Surmely F., Thiéblemont D., Vidal N. (2001)  
Nehlig P., Leyrit H., Dardon A., Fréour G., de Goër de Herve A.(de), Huguet D. et Thiéblemont D. (2001) - Constructions et destructions du stratovolcan du Cantal. Bulletin de la Société Géologique de France, 172, 3, pp.295-308.

## Références citées

- Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M. & Zimmerman J. L. (1987). - Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. - *Lithos*, 20, 311-321.
- Alibert C., Michard A. & Albarede F. (1983). - The transition from alkali basalts to kimberlites: isotop and trace element evidence for melilitites. - *Contr. Miner. Petrol.*, 82, 176-186.
- Allègre C.J., Dupré B., Lambret B. et 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, pp. 85-92.
- Anders E. et Grévesse N. (1989).- Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, pp. 197-214.
- Aubert M., Dupis A., Lenat J.F., Roux J. & Senaud G. (1979). - Exploration géophysique de la fosse volcanotectonique du Cantal. *C. R. Acad. Sci., D*, 288, 2, 215-218.
- Aubert M., Dupis A., Lenat J.F., 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, 77-99.
- 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.
- Beget J.-E. & Kienle J. (1992). - Cyclic formation of debris avalanches at Mount Saint Augustine volcano. *Nature*, 356, 701-704.
- Blusztajn J. & Hart S. R. (1989). - Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2689-2696.
- Boule M. (1900). - Géologie des environs d'Aurillac, et observations nouvelles sur le Cantal., *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 11, n° 76, 279-358.
- Bourdier J.L., Goër de Herve A. (de), Rançon J.P. & Vincent P.M. (1989). - Volumineux dépôts d'avalanches de débris sur les versants sud et ouest du massif du Cantal. Implications stratigraphiques et volcanostructurales. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 309, 2127-2133.
- Briot D. (1988). - Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Ph.D. Thesis, University of Clermont-Ferrand.
- Brousse R. & Lefèvre C. (1966). - Nappes de ponces du Cantal et du Mont-Dore. Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. 8, 223-245.
- Brousse R. et al. (1972). - Carte géologique 50 000<sup>e</sup> et notice, Riom ès Montagne, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- Brousse R. et al. (1975). - Carte géologique 50 000<sup>e</sup> et notice, Vic sur Cère, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- Brousse R. et al. (1977). - Carte géologique 50 000<sup>e</sup> et notice, Pleaux, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- Brousse R. et al. (1980). - Carte géologique 50 000<sup>e</sup> et notice, Aurillac, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- Brousse R. et al. (1989). - Carte géologique 50 000<sup>e</sup> et notice, Mauriac, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- Brousse R., Lefèvre C. (1990) - Le volcanisme en France en Europe limitrophe. *Guides Géologiques Régionaux*, Masson, 262 p.
- Cantagrel J.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, 285-293.
- Chantepie M. (1990) - Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé de la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dômes. Etude pétrologique et géochronologique. Implications volcanologiques et morpho-tectoniques. Mémoire de DEA, Univ. Clermont-Ferrand II, 38 p.
- Chantraine J., Autran A., Cavalier C., (1996). - Carte géologique de la France au 1 000 000. Editions BRGM, 6ème édition
- Chauvel C. & Jahn B.-M. (1984). - Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif central, France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 93-110.

- Chauvel C. (1982).- Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments en traces des basaltes alcalins du Massif central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse, Univ. de Rennes I, 180 p.
- 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-phonolite) associée à un rift intracontinental. Thèse de doctorat, univ. Clermont-Ferrand II, 201 p. + annexe.
- Coisy P. & Nicolas A. (1978) - Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif central. *Nature*, 274, 429-432.
- Coisy P. (1977) - Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. Modèles géodynamiques du manteau supérieur. Thèse USTL, 117p.
- Colin F. (1966) - Etude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français). Thèse Etat, univ. Clermont-Ferrand. Mém. BRGM n° 62 (1971), 250 p. + carte h.t.
- Collectif (2000) - Le strato-volcan des Monts-Dore : Aspects volcanologiques téphrochronologie, structure de l'édifice et déstabilisation. Livret-guide d'excursion édité par le CNFVG et la SGF, 15p.
- Collomb A. et Pilet S. (1996).- Pétrographie et minéralogie de la zone centrale du massif volcanique du Cantal (Massif central, France) : - évolution par cristallisation fractionnée – origine des pyroxènes verts des basaltes alcalins. Dipl. Minéral., Inst. Minéral., Univ. Lausanne, 159 p.
- Devineau K. (1996). - Dynamique d'un rift intracontinental : enregistrement par les variations isotopiques Sr-Nd dans la fraction détritique des sédiments. Mémoire de DEA, Univ. Clermont-Ferrand II, 29 p.
- Didier J; Giot D. (1984). - Age de certaines pépérites d'Auvergne : éléments apportés par l'étude de l'Oligocène supérieur de Cournon et de Pont-du-Château (Puy-de-Dôme, France). *C. R. Acad. Sci.*, t. 229, sér. II, 17, pp. 1211-1212.
- Dorel J., Fourvel, D., & Donnadiou G. (1994). - Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central Français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 166, n°3, pp. 271-284.
- Downes H. (1983). - The petrogenesis of coexisting saturated and unsaturated continental alkaline magmas series. - Ph.D. Thesis, University of Leeds, UK.
- Downes H. (1984). - Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magmas series, Cantal, Massif central, France. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 321-334.
- Downes H. (1987a). - Tertiary and Quaternary volcanism in the Massif central, France. In: Fitton J. G. & Upton, B. G. J. (eds). - *Alcaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 30, 517-530.
- Freour, G. (1998). - Modèle d'évolution volcano-structural du Cantal : rôle et répartition des déstabilisations de flancs de volcans en zone proximale (Cantal-France). *M.G.*, n°89, IGAL, Cergy, 2T, 101p., 73p.
- Froidevaux C., Brousse R. & Bellon H. (1974). - Hot spot in France ? - *Nature*, 248, 749-751.
- Gast P.W. (1968). - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 32, pp. 1057-1086.
- Goër de Herve A. (de), Tempier P. & coll. (1990). - Carte géologique à 1/50 000<sup>e</sup> et notice, Saint Flour, BRGM, Serv. Géol. Nat.
- Goër de Herve A (de), Baubron J. C., Cantagrel J. M., Makhoul J. (1991). - Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France* n°4, pp. 3-14.
- Goër de Herve A. (de), Camus G., Boivin P., Gourgaud A., Kieffer G., Mergoïl J., Vincent P.M., (1991). - *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. Edition Parc des Volcans d'Auvergne.
- Goër de Herve A. (de), Camus G., Miallier D. et coll. (1993) - Le puy de Gravenoire et ses coulées dans l'agglomération de Clermont-Ferrand: un modèle inhabituel d'avalanche de débris déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n°6, pp. 783-793.
- Goër de Herve A., (de), Briand B., Couturié J.-P., Delpuech A., Doche B., Fel A., Makhoul J., Mercier-Batard F., Michaëly B. (1994). - Notice de la carte géologique de Nasbinals. Edition BRGM, 837.
- Goër de Herve A. (de) (1995). - Volcanisme et volcans d'Auvergne. *La dépêche scientifique du Parc des Volcans d'Auvergne* N°8/9, 43p..
- Goër de Herve A. (de) (1997). - Volcans d'Auvergne, la menace d'une éruption? Editions Ouest-France, 63p.
- Goër de Herve A. (de) (2000). - L'enregistrement de la tectonique régionale dans un cône de scories de la Chaîne des Puys : le puy de Lemptégy. Implications sismiques et volcanologiques. Réunion spécialisée SGF "Phénomènes volcano-tectoniques et volcanisme associé", résumé in *Bull.Sect. Volc.*, n°52, p.29-30.
- Gorschkov G.S. (1959). - Gigantic Eruption of the volcano Bezymianny. *Bull. Volcanol.*, 20, 77-109.
- 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, 33-48.
- 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*, Abs Supp n°1, vol 7, 86.
- Granet M., Wilson M. & Achauer U. (1995b). - Imaging a mantle plume beneath the French Massif central. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 281-296.

- Hofmann A.W. (1988). - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, pp. 297-314.
- Hofmann A.W. (1988). - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, pp. 297-314.
- Hoskuldsson A. (1989). - Contribution à la géologie du Cantal Occidental, DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 26 p.
- Jamet A. (1999). - Le piémont occidental du stratovolcan du Cantal (France). *Mémoire Géologue de l'IGAL N°114*, 140 p.
- Lambert A. (1969). - Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents (Massif du Cantal). Thèse 3ème Cycle, Orsay, 200 p.
- Lavina P. (1999) - Cartes volcanologique et des formations superficielles de la Réserve Naturelle de la Vallée de Chaudefour : nouvelles contributions à l'étude du strato-volcan du Sancy (Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Massif central, France) - Résumé in Colloque "Volcanismes, Sédimentations et Tectoniques Cénozoïques Péréalpins", Orléans, éditions du BRGM, 20.
- Le Bas M., Le Maître R., Streckeisen A., Zanettin B. (1986). - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, t. 27, n° 3, pp. 67-75.
- Liotard, J.M., Briot D. & Boivin P. (1988). - Petrological and Mineralogical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Central Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 1, 81-90.
- Lipman P.W., Mullineaux D. (Eds), (1981). - The 1980 Eruptions of Mount St Helens. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1250.
- Lucazeau F., Vasseur G., & Bayer R. (1984). - Interpretation of heat flow data in the French Massif central. - *Tectonophysics*, 103, 99-119.
- Maury R.C. et Varet J. (1980). - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In: *Evolutions géologiques de la France*, A. Autran et J. Dercourt (eds.), *Mém. B.R.G.M.*, 107, pp. 138-159.
- Maury R.C., Brousse R., Villemant B., Joron J.L., Jaffrezic H. et Treuil M. (1980). - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). *Bull. Minéral.*, 103, pp. 250-266.
- Mergoïl J. et Boivin P. (1993) - Le Velay, son volcanisme et les formations associées. Notice de la Carte à 1/100 000. *Géologie de la France N°3*, 96p.
- 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. France*, 172, 2, 81-89.
- Merle O., Michon L., Camus G. & De Goër A. (1998). - L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift de Massif central. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 5, 615-626.
- Michon, L. & Merle O. (2001) - The evolution of the Massif central Rift : Spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 2, 69-80.
- Nehlig P. (1999). - Volcanismes, Sédimentations et Tectoniques Cénozoïques Péréalpins. *Doc. BRGM N° 291*, 134 p.
- Nehlig P., Arnaud N., Baudoin V., Binet F., Boudon G., Dardon A., Demange J., Durance G., Fontaine-Vive M., Fréour G., de Goër de Herve A. (de), Jamet A., Legendre Ch., Leyrit H., Maurizot Blanc Ch., Michon L., Milési J.P., Pilet S., Vatin Pérignon N., Vannier W., Watelet P. (2001). - Carte géologique de France 1/50 000, feuille Murat. Orléans : BRGM. Notice explicative par Nehlig P. et Fréour G., Goër de Herve A. (de), Huguet D., Leyrit H., Maroncle J.L., Roger J., Roig J.Y., Surmely F., Thiéblemont D., Vidal N. (2001)
- Nehlig P., Leyrit H., Dardon A., Fréour G., de Goër de Herve A. (de), Huguet D. et Thiéblemont D. (2001) - Constructions et destructions du stratovolcan du Cantal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 3, pp.295-308.
- Nicolas A., Lucazeau F., & Bayer R. (1987). - Peridotite xenoliths in the Massif central basalts, France : textural and geological evidence for asthenospheric diapirism. - In: *Mantle Xenoliths*, P. H. Nixon, ed., pp. 563-574, Wiley, Chichester.
- Palmer B.A., Alloway B.W. & Neal V.E. (1991) - Volcanic debris avalanche deposit in New Zealand. Lithofaciès organisation in unconfined wet avalanche flow. In Fisher R.V., Smith G.A. (Eds) : *Sedimentation in volcanic settings*. *Spec. Pub.*, 45, 89-98.
- Pastres J.F. (1998). - Les pyroclastites des Monts Dore (Massif Central, France) : volcanisme du Pléistocène Moyen, Données générales. In *Tephrochronologie et co-existence hommes-volcans*. *Livret Guide de l'excursion*, p. 1-12.
- Perrier G. & Ruegg J.C. (1973). - Structure profonde du Massif central français, *Ann. Geophys.*, 29, 435-502.
- Platevoet R., Schneider J.L., Lefevre Ch. & Nehlig P., (2000). - Les formations pyroclastiques du volcan du Cantal (France) : volcanologie physique. *Sous presse Géologie de la France*.

- 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, 3-4, 271-286.
- Rossee J.B. (1996) - Synthèse chrono-magmatologique de la Chaîne des Puys. DEA Univ. Clermont Ferrand, 50p + Annexes.
- Roux J. & Senaud G. (1978). - Le levé aéromagnétique Massif central 1975 : étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle. Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand, 198 p.
- Schneider J.L. & Fisher V.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, pp.141-165.
- Siebert L., (1984). - Large volcanic debris avalanches : Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, 163-197.
- Souriau, A. (1976). - Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1035-1093.
- Ui T., Yamamoto H. & Suzuki-Kamata K. (1986). - Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 29, 231-243.
- Vidal N. (1994) - Déstabilisation de versants et d'édifices de faible volume en contexte volcanique. Evénements synéruptifs et post-éruptifs. Exemples du Massif central. Mémoire DEA Sciences de la Terre, Univ. Clermont 2.
- Vidal L N. (1998). - Les avalanches de débris volcaniques : description des dépôts et nouveau modèle de destabilisation 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), 201, 180 p.
- 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, pp. 465-486.
- Villemant B., Joron J.L., Jaffrezich H., 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, pp. 267-286.
- Vincent P. (1977). - Découverte d'un volcanisme paléocène en Auvergne : les maars de Menat et leurs annexes ; étude géologique et géophysique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, t XIX, n°5, pp. 1057-1070.
- Wilson M. & Dawnes H. (1991). - Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 32, 811-849.
- Wilson M. & Downes H. (1992). - Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 173-182.
- Wilson M. (1989). - *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 446p.
- Worner G., Harmon R. S. & Hoefs J. (1987). - Stable isotope relations in an open magma system, Laacher See, Eifel (FRG). - *Contr. Miner. Petrol.*, 95, 343-349.
- Wyns R. & Guillocheau F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. *Doc. BRGM 293*, 103-107.

## Liste des figures

*Figure 1 - Carte des principales provinces volcaniques Cénozoïques d'Europe de l'Ouest et relation avec les bassins sédimentaires périaplins.*

*Figure 2 - Carte des principales provinces volcaniques du Massif central avec indications de leurs âges respectifs*

*Figure 3 - Ages des principaux ensembles volcaniques du Massif central*

*Figure 4 - Carte et coupes du Massif central montrant la répartition des zones "chaudes" à l'aplomb du Cantal et du Velay (modifié d'après Granet et al. 1995). Il s'agit d'une étude de tomographie sismique (étude de la vitesse des ondes sismiques) qui a permis de préciser les structures du manteau supérieur de la Terre entre 0 et 180 km de profondeur. Ces travaux montrent l'existence de deux zones à faibles vitesses entre la surface et une profondeur de 180 km: l'une touche la surface dans la zone du Cantal - Monts Dore, la seconde sous le Devès est bloquée dans la croûte. Il s'agit de signatures interprétées comme des zones de remontées de magma le long d'importantes fractures lithosphériques hercyniennes et réactivées à l'oligocène. C'est ce "diapir mantellique" qui serait le moteur du volcanisme dans cette région depuis le Miocène.*



Figure 5 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) représentatifs des basaltes alcalins et basanites des massifs du Cantal et du Velay. Comparaison avec le spectre moyen d'un basalte de ride médio-océanique de type « appauvri » (dit encore « MORB normal » ou « N-type MORB ») (d'après Hofmann, 1988). On notera « l'enrichissement » en terres rares légères (pente négative du spectre) des quatre laves alcalines, qui s'oppose à l'appauvrissement (pente positive) des N-type MORB. De même, les spectres des laves alcalines présentent un « fractionnement » marqué entre terres rares lourdes, tandis que le spectre du N-type MORB apparaît presque parfaitement plat entre Gd et Lu. On notera enfin une augmentation des teneurs en terres rares légères des basaltes vers les basanites dont rend partiellement compte une diminution du taux de fusion partielle.

Figure 6.. Comparaison des teneurs en La et Th dans les termes les moins différenciés (BAS - basanite, B+TB – basalte et trachybasalte, Ne – néphéline) des provinces du Cantal, du Velay, de la Chaîne des Puys, des Monts Dore et du Devès. La droite indexée PM correspond à une valeur chondritique du rapport La/Th (soit La/Th = 7,5) (Hofmann, 1988).

Figure 7 - Schéma structural simplifié du Cantal (projection Lambert II étendu). Les 4 limites en blanc correspondent respectivement, de l'intérieur vers l'extérieur, aux limites interpolées du strato-cône, du piémont laharique, des dépôts d'avalanches de débris et de l'extension actuelle de l'ensemble des dépôts volcaniques (contours persillés). Le découpage en 9 blocs correspond à celui des cartes géologiques au 1/50000<sup>ème</sup> avec de la gauche vers la droite et de haut en bas : Mauriac, Riom-ès-Montagnes, Massiac, Pleaux, Murat, St-Flour, Aurillac, Vic-sur-Cère, Chaudes Aigues.

Figure 8 - Carte géologique simplifiée du Cantal. 1 : basaltes supracantaliens ; 2 : dépôts d'avalanches de débris ; 3 : dépôts de coulées de débris ; 4 coulées et pyroclastites trachyandésitiques et trachytiques ; 5 : basaltes infracantaliens ; 6 : sédiments oligo-miocènes ; 7 : socle hercynien. Le découpage rectangulaire correspond à celui des cartes au 1/50000.

Figure 9 - Stratigraphie simplifiée des zones centrales, intermédiaires et périphériques du strato-volcan du Cantal. Un complexe trachyandésitique (coulées de laves, brèches pyroclastiques, dépôts de coulées de débris) occupe les zones centrales de l'édifice. Dans les parties périphériques, celles-ci évoluent vers des dépôts d'avalanches de débris souvent surmontés par des dépôts de coulée de débris. Un volcanisme basaltique précoce et tardif forme localement le soubassement et le toit de l'édifice.

Figure 10 - Modèle conceptuel explicitant la formation du stratovolcan du Cantal avec un appareil volcanique central alimentant un important piémont volcanoclastique. La destabilisation 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 supracantaliennes n'ont pas été représentées. Modifié d'après un schéma de Jamet (1999)

Figure 11 – Diagramme montrant l'ensemble des âges des produits volcaniques de la Chaîne des Puys en relation avec leur chimisme (d'après Rosseel, 1996 et de Goër, 1997). Un examen attentif des périodes d'activité montre clairement l'alternance de périodes d'activité et de périodes d'arrêt du volcanisme. Certaines de ces périodes de repos sont plus longues que celle qui nous sépare des dernières éruptions volcaniques (7000 ans). Ceci suggère qu'une reprise de l'activité volcanique est possible. Il est cependant impossible de savoir quand : dans 2 mois ou dans 2000 ans. Par contre l'évolution chimique et volcanologique passée des éruptions de la Chaîne des Puys indiquent une évolution marquée vers des produits de plus en plus riches en silice et par conséquent un dynamisme de plus en plus explosif.

Figure 12: extension des principaux ensembles volcaniques du Massif central et découpage des cartes géologiques aux 1/50000/ Plusieurs cartes sont encore en cours de levés ou d'édition : Entraygues, St Geniez d'Olt, Murat, Massiac, Besse, St Germain Lembron, Ussel, Decazeville, Veyre-Monton, Felletin.