



HAL
open science

Typologie des éruptions au Piton de la Fournaise: processus et risques volcaniques

Nicolas Villeneuve, Patrick Bachèlery

► **To cite this version:**

Nicolas Villeneuve, Patrick Bachèlery. Typologie des éruptions au Piton de la Fournaise: processus et risques volcaniques. Travaux & documents, 2004, Histoire-géographie, 22, pp.9-30. hal-02161009

HAL Id: hal-02161009

<https://hal.univ-reunion.fr/hal-02161009>

Submitted on 20 Jun 2019

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

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

Typologie des éruptions au Piton de La Fournaise : processus et risques volcaniques

NICOLAS VILLENEUVE¹ ET PATRICK BACHELERY²

Résumé : Comme l'ensemble des volcans boucliers basaltiques, le Piton de la Fournaise est d'une dangerosité relative. Néanmoins, les recherches montrent qu'au travers de son histoire récente, ce volcan a connu des phases d'activités plus ou moins violentes et potentiellement destructrices. Cet article a pour objet de caractériser les processus des différents types d'éruptions et à évaluer leur dangerosité vis-à-vis des personnes et des biens installés sur le volcan.

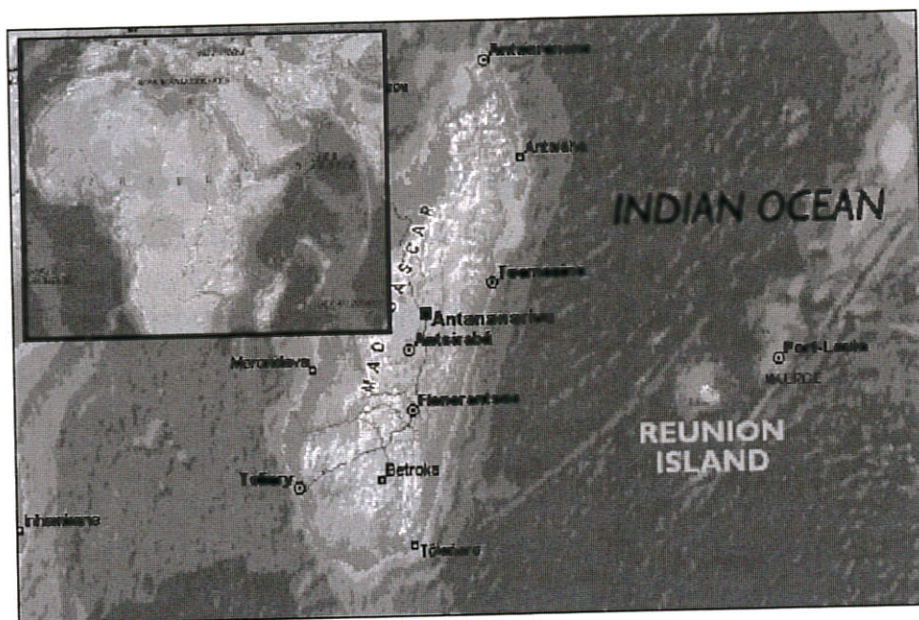
Mots-clés : Ile de la Réunion, Piton de la Fournaise, typologie des éruptions, magmatisme, risque volcanique.

INTRODUCTION

L'île de la Réunion est située dans le sud-ouest de l'océan Indien par 21°10' de latitude sud et 55°40' de longitude est (figure 1). De forme ellipsoïdale, l'île s'étend sur environ 2500 km² de terrains presque exclusivement d'origine volcanique.

-
- 1 Nicolas Villeneuve, Maître de Conférences à l'Université de La Réunion, chercheur au Centre d'Etudes et de Recherches en Géographie de l'Université de La Réunion (CREGUR) est spécialiste de Géomorphologie quantitative en milieu volcanique. Il est l'auteur d'une thèse intitulée « Apports multi sources à une meilleure compréhension de la mise en place des coulées de lave et des risques associés au Piton de la Fournaise : Géomorphologie quantitative en terrain volcanique » (2000) réalisée à l'Institut de Physique du Globe de Paris.
 - 2 Patrick Bachèlery, Professeur à l'Université de La Réunion, directeur du Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion (LSTUR) est un spécialiste des volcans boucliers basaltiques. Il est l'auteur de nombreux articles relatifs au Piton de la Fournaise et au Karthala (Grande Comore) réunis pour une grande partie dans son Habilitation à Diriger des Recherches intitulée « Le fonctionnement des volcans boucliers. Exemple des volcans de La Réunion et de La Grande Comore » (2000).

FIGURE 1 : L'île de La Réunion dans son cadre géographique



Il semble maintenant reconnu que la construction de l'île soit à attribuer au fonctionnement d'un point chaud asthénosphérique dont l'activité initiale correspond à la mise en place des « Trapps » du Deccan (à l'ouest du sous continent indien), il y a 65 Ma (Courtilot et *alii*, 1986). Elle s'est poursuivie avec la formation des Maldives, de la ride Chagos-Laccadive (50 à 60 Ma), puis du Plateau des Mascareignes (30 à 40 Ma). Enfin, ce point chaud aurait engendré l'île Maurice (8 Ma) et La Réunion (5 Ma), soulignant ainsi le ralentissement de la dérive lithosphérique (Courtilot et *alii*, 1986).

Deux massifs volcaniques sont à l'origine de l'île. Le Piton des Neiges, haut de plus d'environ 7500 mètres (dont 3069 mètres de terrains exondés), repose directement sur le plancher océanique. Le début de son activité sous-marine, est situé il y a environ 5 Ma, alors que son activité exondée est antérieure à 2,1 Ma dans l'ouest de l'île. Deniel et *alii* (1989), montrent que le Piton des Neiges a encore connu une activité volcanique il a seulement 12000 ans.

Le Piton de la Fournaise, second massif, situé plus à l'est, haut de 2631 mètres, a longtemps été considéré comme étant beaucoup plus récent que le Piton des Neiges. En fait, il semble démontré aujourd'hui que les deux massifs ont eu une activité commune depuis plus d'un million et demi d'années.

La morphologie générale des deux massifs épouse parfaitement la forme caractéristique des volcans boucliers basaltiques : édifices surbaissés aux pentes fortes en altitude (entre 10 et 20° en moyenne, en dehors des

escarpements dans les cirques) et faibles (inférieures à 10°) dans les régions basses. Dans le détail, les deux massifs volcaniques présentent des morphologies particulières, fruit d'une histoire géologique complexe.

Dans le cadre de cet article, nous ne traiterons que du Piton de la Fournaise, seul volcan actif de l'île. Les recherches actuelles basées sur l'utilisation des techniques de géophysique et de prospection par forages montrent que le centre émissif principal du volcan a migré dans le passé modifiant à chaque épisode la morphologie générale du massif. Récemment, des chercheurs ont mis en évidence la présence d'un grand complexe intrusif signalant l'existence passée d'un édifice volcanique antérieur à La Fournaise actuelle et centré à l'aplomb du Grand Brûlé. Selon les auteurs, cet édifice a reçu des noms divers : la Proto Fournaise ou le Volcan des Alizés (Lénat et *alii*, 2000). Un second édifice « pré-fournaisien », le volcan de Takamaka (Lénat et *alii*, 2000) semble également avoir existé au nord-ouest du volcan actuel. Aujourd'hui, l'ensemble des formations associées au fonctionnement de ces volcans est totalement enseveli sous les coulées plus récentes du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges.

La morphologie des volcans est liée aux processus de construction et de démantèlement directement issus du dynamisme de l'appareil volcanique. Un des derniers événements « morphogénétiques » de grande ampleur qu'a connu le volcan date d'il y a environ 5 Ka. Depuis cet événement, il semble que la morphologie générale de la Fournaise a peu évolué, l'activité magmatique est principalement localisée dans la zone centrale du volcan, à proximité du sommet. L'édification de nombreux cônes scoriacés et la mise en place des coulées ont peu à peu façonné le paysage actuel, alors que le sommet du volcan a connu de fréquentes modifications en fonction d'une succession d'épisodes d'effondrements et de comblements.

LES ERUPTIONS A L'INTERIEUR DE L'ENCLOS : ERUPTIONS MAGMATIQUES ORDINAIRES

Exemple d'une éruption de longue durée

La partie occidentale de l'Enclos Fouqué est largement recouverte d'une vaste étendue de lave étonnamment homogène que Lénat et *alii* (2001) nomment le CLEF (Champ de Lave de l'Enclos Fouqué).

Il s'agit de coulées de type « pahoehoe » très bien représentées sur nord-ouest du cratère sommital (Photo 1 et Photo 2) couvrant environ 11 km², soit 1/9^e de la surface totale de l'Enclos.

PHOTO 1 : Vue aérienne oblique de l'Enclos et du Cône Central depuis le NE (Bachèlery, 1999). Cette photo permet de bien distinguer le « CLEF » en teintes claires

PHOTO 2 : Morphologies du CLEF marquées par la présence de pahoehoe (Bachèlery, 1999)



PHOTO 1



PHOTO 2

Pour expliquer cet important taux de recouvrement, Lénat et *alii* (2001) estiment que cette éruption a certainement duré plus de 350 ans, ce qui en fait l'éruption la plus longue jamais observée. Les arguments morphologiques et structuraux sont en corrélation avec cette hypothèse. Ils permettent de mettre en relation ces laves avec un cône formé en 1761 que Lacroix (1936) nomme le «Mamelon central ». Par ailleurs, la mise en place de ces coulées a nécessairement été réalisée lors d'un épisode éruptif de longue durée correspondant à l'émission lente des laves. L'existence d'un lac de lave à l'est du cratère Bory en 1801 (Bory de Saint Vincent, 1804) est en accord avec ce mode de fonctionnement. Enfin, l'étude de la variation magnétique séculaire et de la composante de champ enregistrée par ces laves permet de situer leur émission après 1708.

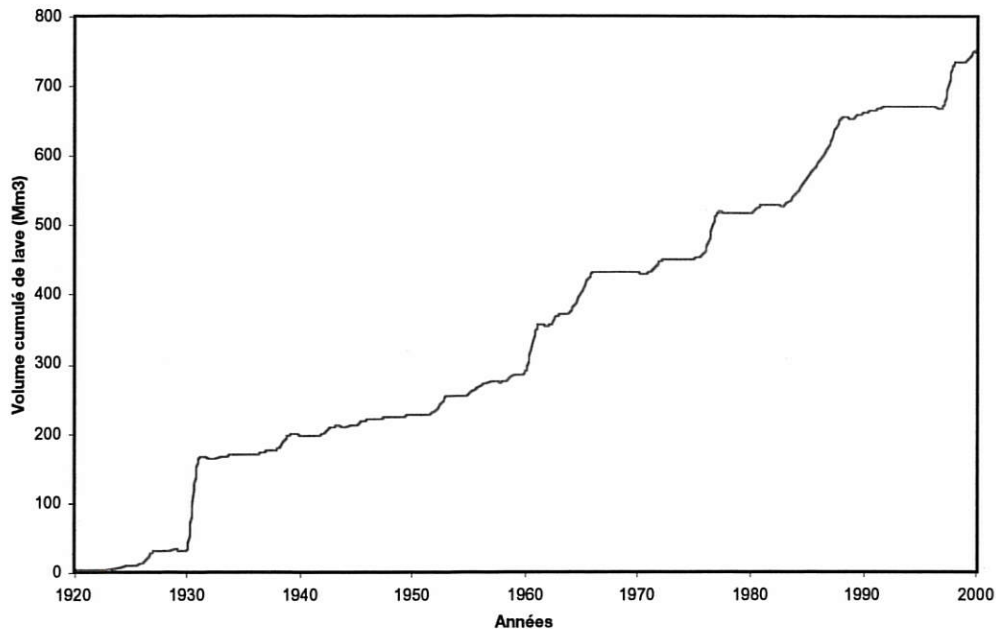
Les éruptions magmatiques ordinaires

Tous les sept mois environ, le Piton de la Fournaise entre en éruption. Plus de 97 % des 241 éruptions recensées depuis 1640 se sont produites à l'intérieur de l'Enclos Fouqué. Les éruptions dites « ordinaires » de la Fournaise sont donc des événements qui ont eu lieu à l'intérieur de l'Enclos, correspondant à l'ouverture de plusieurs fissures (entre 3 et 6) et agencées « en échelon » depuis la zone sommitale.

Sur le plan phénoménologique et dynamique, les études du Piton de la Fournaise sont limitées par la courte période d'observation. Le suivi des éruptions n'est suffisamment complet que depuis le début du XIX^e siècle avec les toutes premières observations scientifiques de Lacroix (1936). Pourtant un taux de production magmatique, a être calculé à

partir de cubatures réalisées sur les coulées émises depuis 1920. Ainsi nous estimons que $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de lave par an s'échappent du cœur de la Fournaise, soit environ $0.32 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. La comparaison de ce taux avec ceux calculés sur d'autres volcans montre qu'il est environ dix fois plus faible que celui obtenu pour le Kilauea à Hawaii mais tout à fait comparable à ceux calculés sur l'Etna en Sicile (Wadge et Guest, 1981).

FIGURE 2 : Report des volumes de laves émis entre 1920 et 2002 par le Piton de la Fournaise



Les « éruptions ordinaires » ne présentent en général qu'un risque limité pour les populations et les infrastructures. Sur ce plan, seuls les touristes en randonnée en zone sommitale peuvent être éventuellement atteints par les coulées. Cependant, ce type d'éruption est systématiquement accompagné de cheveux de Pelé. En fonction de l'importance des fontaines et de l'intensité et de la direction du vent, il arrive que ces fins filaments vitreux soient disséminés vers les zones habitées. Le risque d'ingestion est alors élevé notamment pour le bétail pâture dans des espaces pollués.

Vue sous l'angle du processus, les éruptions magmatiques « ordinaires » sont relativement semblables les unes des autres. Plusieurs jours à plusieurs semaines avant l'ouverture des événements, une augmentation significative de la sismicité dans la partie haute du massif est enregistrée (entre 1000 et 2000 mètres sous le sommet en moyenne). Cette sismicité est généralement précédée par des déformations du massif dont les premiers signes apparaissent environ trois mois avant les épisodes de crises.

Ce fonctionnement est très bien documenté pour les éruptions observées par le réseau de surveillance de l'Observatoire du Piton de la Fournaise.

En ce qui concerne l'éruption du Piton Kapor en 1998 le *scénario* a été quelque peu différent. Cette éruption est considérée comme le point de départ d'un nouveau « cycle éruptif ».

Les séismes précurseurs de l'éruption de 1998 sont particuliers en deux points :

- les premiers signaux ont été enregistrés plus de sept mois avant le début de l'éruption.
- la migration du magma, depuis cinq kilomètres sous la surface, a été enregistrée distinctement. L'ascension depuis cinq kilomètres de profondeur vers une zone de stockage magmatique placée plus haut dans le massif, à peu près au niveau de la mer, s'est faite de façon constante, à une vitesse estimée à $0,3 \text{ ms}^{-1}$. La seconde partie de l'ascension, entre le niveau de la mer et sommet n'a duré quant à elle que 58 minutes, soit un transfert magmatique à une vitesse supérieure à 1 ms^{-1} .

L'observation des éruptions magmatiques ordinaires depuis 1640 et leur enregistrement précis depuis 1980 nous apportent aujourd'hui de nombreux enseignements. Nous savons que :

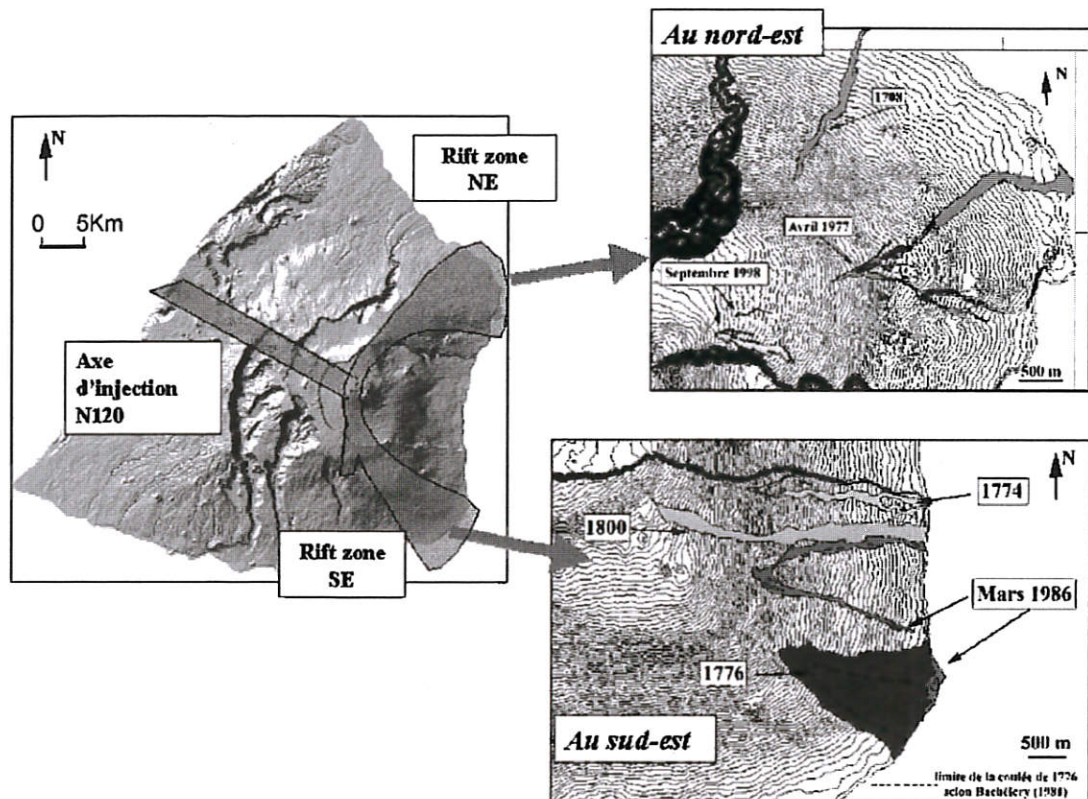
- plus de 97 % des éruptions magmatiques au Piton de la Fournaise sont dites « ordinaires » ;
- ce type d'éruptions est précédé de manifestations sismiques (séismes sporadiques puis crises sismiques). Les signaux apparaissent suivant la localisation de la zone de stockage du magma entre sept mois et vingt minutes avant l'ouverture de l'événement ;
- les éruptions « ordinaires » sont de courtes durées (90 % d'entre elles sont inférieures à deux mois). Néanmoins, des éruptions de longue durée existent comme pour l'exemple du CLEF ;
- environ 95 % des événements éruptifs sont localisés au-dessus de 1800 mètres d'altitude ; ils correspondent à l'ouverture de fissures (de 3 à 6) disposées en échelons ;
- l'extension maximale des coulées est atteinte dans les tous premiers jours après le début de l'éruption et la longueur des coulées est relativement faible. Depuis 1640, seulement 15 événements ont atteint la mer située à 9 km du sommet.

LES ERUPTIONS HORS ENCLOS

Phénoménologie d'événements historiques du « type 1977 »

Seulement huit événements hors Enclos ont été référencés depuis l'installation de l'homme à La Réunion. Ces éruptions se localisent systématiquement selon un arc de cercle défini depuis Sainte-Rose jusqu'à Saint-Philippe et passant par le sommet (figure 3). Il s'agit de régions intensément fracturées où le magma s'injecte préférentiellement et de façon relativement passive. Bachèlery (1999) définit les parties hors Enclos de cet arc de cercle comme les zones de faiblesse nord-est et sud-est (dans la littérature, il arrive que ces zones soient appelées *rifts-zones*).

FIGURE 3 : Planche regroupant l'allure générale des axes d'injections préférentiels sur le Piton de La Fournaise (à droite) et les éruptions hors Enclos observées par l'homme sur la rift-zone sud-est (en bas) sur la rift-zone nord-est (en haut).



Dans la mémoire collective et scientifique, l'événement de 1977 caractérise le mieux ce type d'éruption d'où le nom qui leur a été attribué. L'éruption de 1977 est très importante sur le plan de la recherche en volcanologie au Piton de la Fournaise. Elle a permis de prendre conscience de l'exposition au risque volcanique des populations des communes de Sainte-Rose et de Saint-Philippe. C'est aussi cette

éruption qui a motivé les pouvoirs publics pour la mise en place d'un observatoire et d'un réseau de surveillance.

Nous regroupons dans ce travail les récits phénoménologiques des éruptions du « type 1977 » observées depuis 1640.

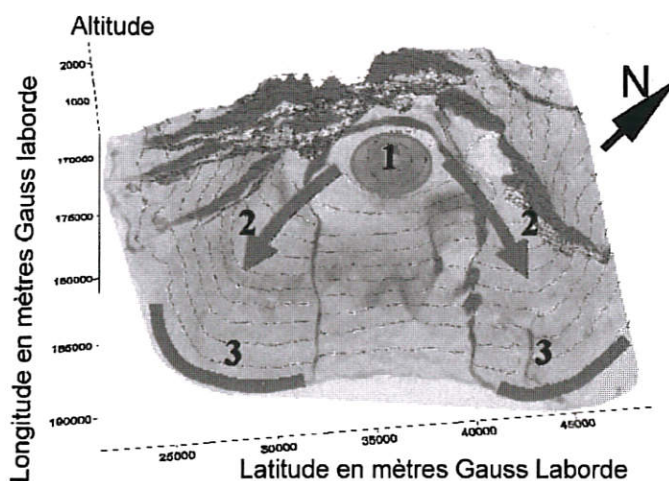
Les événements du XVIII^e et du début du XIX^e siècle. Seule l'éruption hors Enclos de 1708 s'est produite sur la *rift-zone* nord-est (figure 3). Celles de 1774, 1776 et 1800 sont situées dans la *rift-zone* sud-est. Ces éruptions seraient, si elles survenaient aujourd'hui, responsables de la destruction d'environ 27 bâtiments en ce qui concerne l'éruption de 1708 ; d'une quinzaine de maisons pour la coulée de 1774 ; de la totalité du lieu dit « Îlet aux Palmistes » (soit une cinquantaine de bâtiments) pour celle de 1776 et d'une dizaine de maisons pour l'éruption de 1800. A cela, il faut ajouter environ une centaine d'hectares de canne à sucre, plus d'un millier d'hectares de forêt primaire (dont une grande surface, difficilement estimable, est utilisée à la culture de la vanille). La route nationale et le réseau électrique seraient coupés en trois points, ainsi qu'un grand nombre de chemins d'exploitation et de randonnées. A l'époque où se sont produits ces événements, les communes touchées par les coulées de lave n'étaient que très faiblement habitées. Néanmoins, quelques « cases et quartiers » avaient alors été détruits (Hubert in Lacroix, 1936). Il est toutefois difficile d'en estimer le nombre.

Les éruptions de 1977, 1986 et 1998, présentent des phénoménologies assez proches. En effet, dans tous les cas, l'éruption débute par une fissure ouverte dans l'Enclos. Puis, dans un second temps seulement, le magma transite hors de l'Enclos (figure 4).

Aujourd'hui, ce sont 11500 personnes (source de l'INSEE) qui sont menacées par ce type d'éruption. A cela ajoutons sept écoles, de nombreux commerces et un grand nombre de terres cultivées. Les données recueillies au cours de l'histoire récente du massif nous apprennent que depuis 1708 sept éruptions de ce type ont eu lieu et que six d'entre elles ont atteint la côte (région habitée). Nous pouvons donc dire que les éruptions hors Enclos du « type 1977 » ont une fréquence d'occurrence de une tous les quarante ans. Néanmoins, il n'est nullement question d'établir une statistique avec si peu de recul et de données. En effet, notons que depuis 1977 au moins trois événements hors Enclos ont été observés.

L'éruption d'avril 1977 est particulièrement importante sur le plan volcanologique caractérisant parfaitement la dynamique éruptive le long des *rifts-zones*.

- FIGURE 4 : Schéma de la mise en place d'une éruption hors Enclos du « type 1977 ».
1. Alimentation magmatique sommitale conduisant à une éruption magmatique ordinaire
 2. Migration du magma depuis le sommet en sub-surface vers les zones de faiblesse.
 3. Ouverture d'une fissure hors Enclos menaçant les zones habitées.



Cette éruption prend naissance le 24 mars 1977, après quatre mois d'inactivité, sur le flanc sud-est du Dolomieu avec une fissure orientée sud-sud-est.

Le 5 avril, une nouvelle fissure s'ouvre sur les flancs nord-est du Dolomieu, juste au pied du Nez Coupé de Sainte-Rose, soit à la limite amont du « Cassé » des pentes de la Plaine des Osmondes (à environ 1900 m d'altitude). Dans la nuit du 6 au 7 avril, la fissure ouverte la veille se prolonge hors Enclos. Là, une première langue prend la direction de Bois Blanc mais c'est une deuxième langue, issue d'une fissure ouverte le 9 avril à 700 m d'altitude, qui traverse Piton Sainte-Rose et entre dans la mer. Le bilan volumique, calculé par photogrammétrie, permet d'annoncer environ trente millions de mètres cubes de laves mis en place en douze jours. De plus, on a constaté que sur les 10 km de fissures au total, c'est principalement la petite partie située dans l'Enclos qui a été le siège du dégazage, avec l'émission de projections et la constitution d'un « spatter-cone » de petite taille. Dans la zone hors Enclos, ces phénomènes sont restés très sporadiques. Il s'agit là d'un caractère commun à l'ensemble des éruptions hors Enclos du « type 1977 » qui ne présentent quasiment pas de trace de cônes scoriacés au niveau du point de sortie (Lacroix, (1936), parle « d'adynamisme »). Le dégazage du magma se fait de façon passive dans la partie amont de la fissure ouverte par l'injection magmatique et c'est une lave quasiment dégazée qui est déversée par les événements situés plus en aval.

Cette caractéristique est observée systématiquement à l'exception de l'événement ouvert à 1050 m d'altitude lors de l'éruption de 1986 et cela du fait d'un contexte phréatomagmatique en surface.

La phénoménologie de cette dernière se rapproche beaucoup de celle de 1977. Elle présente de nombreux intérêts car, contrairement à l'éruption de 1977, elle a été suivie par les instruments de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise installés entre temps. Elle constitue un parfait exemple d'éruption latérale associée à une injection du magma provenant de la zone sommitale.

L'éruption de mars 1986 est un parfait exemple du bon fonctionnement du plan et de l'optimisation des secours. Le 20 mars 1986 alors qu'une éruption a eu lieu dans l'Enclos, la population du Tremblet apprend par les médias et les délégués communaux qu'elle doit être évacuée. Ce sont 109 familles, soit 429 personnes vivant entre la Pointe de la Table et la Pointe du Tremblet qui ont été déplacées en moins de trois heures.

Le 18 mars 1986, la crise sismique se produit à l'aplomb du sommet à 17h17 (TU). A 2h40 (TU) le 19 mars 1986, le trémor enregistré par les sismomètres signalait l'ouverture d'une fissure de 200 m de long, orientée N145 et localisée entre 1750 et 1720 m d'altitude dans l'Enclos, sur les flancs sud-est du Dolomieu. Cet événement n'a duré que quelques heures et s'est achevé à 11h20 (le 19 mars) n'ayant produit qu'un demi million de mètres cubes de laves.

A 20h20 (TU), une nouvelle fissure de 700 m de long s'est ouverte, orientée N140, située entre 870 et 1070 m d'altitude à l'extérieur de l'Enclos le long de la *rift-zone* sud-est. Contrairement aux autres événements hors Enclos de la période historique, celui-ci présente des fontaines de laves et des explosions de type phréatomagmatique (des bombes en « choux fleur » et des cendres noires ont été observées).

Depuis cette fissure, deux bras de laves se sont mis en place contournant le Piton Takamaka situé plus en aval. Sur la trajectoire de ces coulées se trouvaient huit maisons et la route nationale qui seront recouvertes à peine 15 heures après l'ouverture de la fissure.

Dans la continuité de la fissure du Piton Takamaka, une nouvelle fissure est apparue, s'ouvrant sur 800 mètres de long en neuf heures, à une altitude de 30 m. Contrairement à la fissure située à 1000 mètres d'altitude, l'ouverture de celle-ci fait suite à une importante activité sismique. En revanche les observateurs n'ont constaté aucune projection (Delorme et *alii*, 1989) ; un magma visqueux et fortement dégazé s'est étalé à partir de 13 h le 23 mars 1986. La fin de l'éruption a été marquée par la formation d'un « *Pit-Crater* » dans le Dolomieu, à 2 500 mètres

d'altitude, le 30 mars 1986, prouvant incontestablement l'existence d'une connexion entre les points d'émission de basse altitude et la zone centrale du volcan.

Il existe deux grandes différences entre l'éruption hors Enclos Fouqué du mois d'août 1998 et les éruptions observées antérieurement en 1977 et en 1986 :

- (1) Lors de l'éruption de 1977, on observe une migration du magma vers la *rift-zone* nord-est entre 24 et 48 heures après l'ouverture dans l'Enclos. Lors de l'éruption de 1986, cette migration vers la *rift-zone* sud-est s'est faite en moins de 18 heures. En 1998, il faudra attendre cinq mois pour observer un phénomène similaire.
- (2) Près de 73 % des surfaces recouvertes par les laves de l'éruption de 1977 et 91 % par celles de 1986 sont hors Enclos. En revanche, à peine 5 % des laves des coulées de 1998 se sont étalées sur la *rift-zone* nord-est.

Lors de l'éruption hors Enclos de 1998, les langues de lave mises en place depuis cinq fissures orientées N65 (photo 3), n'ont jamais inquiété les habitations de la côte du fait de leur faible extension.

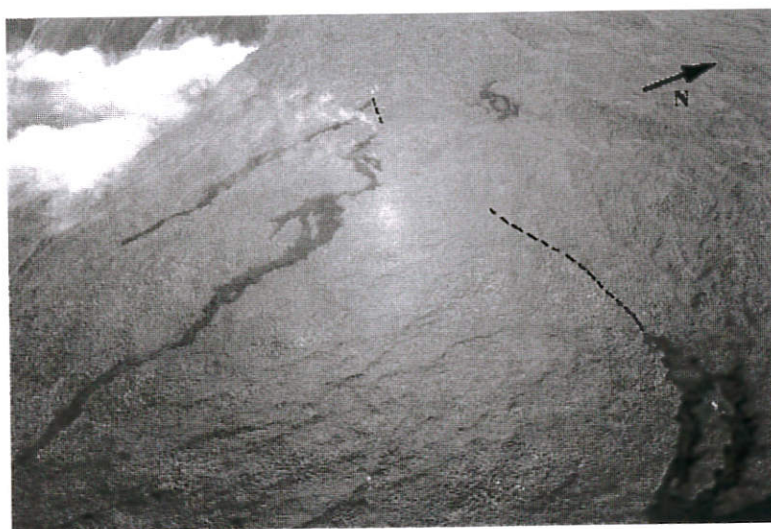
D'un point de vue volcanologique, le phénomène est tout à fait comparable aux événements « du type avril 1977 ».

Au travers de la bibliographie, nous avons recensé six événements (dont quatre observables et cartographiés aujourd'hui) sur les rifts zones plus ancien et de même nature que ceux de 1977, 1986 et 1998.

En terme de synthèse, nous pouvons dire que les éruptions hors Enclos de « type 1977 », se mettent en place en deux temps avec une migration du magma depuis la zone centrale du volcan vers les *rifts-zones*.

En réalité il existe tout au long de l'histoire du volcan un grand nombre d'événements dont l'étude chronologique montre des ouvertures se faisant aussi en deux temps mais pour lesquelles la migration du magma n'atteint pas l'extérieur de l'Enclos. D'un point de vue dynamique ce type de migration du magma suivie d'une seconde phase d'ouverture en aval est assez fréquent au Piton de la Fournaise. Nous avons par conséquent défini les « éruptions hors Enclos dans l'Enclos » qui ont un dynamisme commun aux éruptions hors Enclos mais une « dimension risque » infiniment plus réduite.

PHOTO 3 : Vue aérienne de quatre coulées hors Enclos, le 14 août 1998
(Photo Staudacher, 1998, com. Pers.)



Les exemples de juillet et septembre 1999 illustrent parfaitement ceci. En effet, les fissures au niveau du Signal de l'Enclos en juillet 1999 (photo 4) et celles au pied du Cratère De Villèle en septembre 1999 ont épanché des laves de type « pahoehoe » très dégazées en l'absence de projections.

Ici aussi « l'adynamisme » dont parle Lacroix (1936) est observable et n'empêche en rien la mise en place de volumes relativement importants avec environ un demi million de mètres cubes pour la langue de lave dégazée en juillet 1999 et près de deux cent mille mètres cubes pour celle de septembre 1999.

L'ouverture de la fissure en aval, lors de l'éruption de septembre 1999, est la plus remarquable. Elle a lieu 10 jours après le début de l'éruption en zone sommitale, contre environ 36 heures lors de l'éruption de juillet 1999. Le transfert de magma s'est fait si lentement et si proche de la surface que l'émission de fumerolles en a, en divers points de l'Enclos suivant un axe N165 (entre la fissure interne au Dolomieu et le cratère De Villèle), annoncé l'ouverture.

PHOTO 4 : Exemple d'émission de lave dégazée de type « pahoehoe ». Points de sorties sous le Signal de l'Enclos (Juillet 1999).

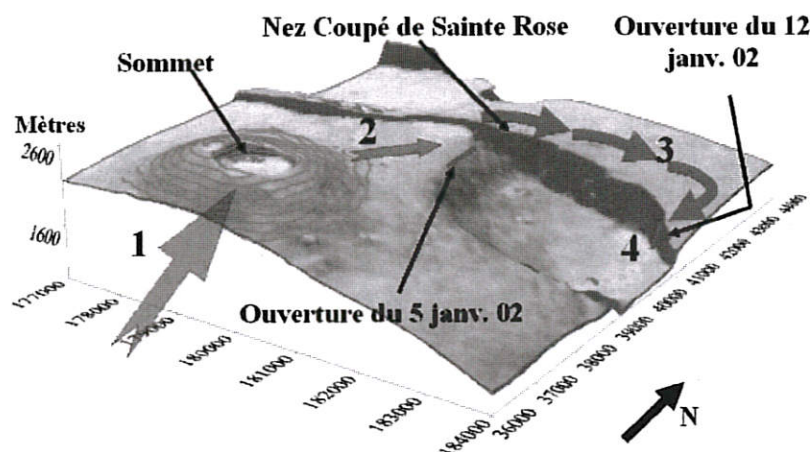


Le dernier exemple d'une « hors Enclos dans l'Enclos » est certainement le plus frappant. Le 5 janvier 2002, après une période de sismicité de plusieurs semaines, quatre fissures s'ouvrent à relativement basse altitude sur le flanc nord-est du Piton de la Fournaise. Du 5 au 12 janvier, le magma a transité depuis le sommet vers la zone hors Enclos en contournant le Nez coupé de Sainte-Rose (figure 5). En aval de ce relief, le rempart particulièrement fracturé est le siège privilégié du transit magmatique. Le 12 janvier, guidé par fracturation le magma se crée un passage, la lave s'écoulant alors de l'extérieur de vers l'intérieur l'Enclos, cascasant depuis un orifice à même le rempart. Un repérage sur le terrain *a posteriori* à l'intérieur de la cavité empruntée par le magma ne laisse aucun doute sur la migration du magma par l'extérieur de l'Enclos.

L'évacuation des 800 habitants de Bois Blanc décidée par la protection civile à la veille de cet événement, et motivée par l'enregistrement d'une migration du trémor par l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, semble aujourd'hui parfaitement justifiée.

En guise de conclusion partielle, nous pouvons dire que les éruptions de « type 1977 », tout comme les éruptions magmatiques « ordinaires » du Piton de la Fournaise connaissent une alimentation centrale et de nombreux transferts vers les zones de faiblesse. Comme nous le montre l'histoire récente du massif, toutes les éruptions localisées sur la partie basse du cône central sont susceptibles de migrer hors Enclos.

FIGURE 5 : Schéma présentant l'hypothèse de migration du magma depuis la zone sommitale vers l'extérieur de l'Enclos entre le 5 et le 12 janvier 2002.



Tout au long des paragraphes précédents, nous avons principalement évoqué les éruptions hors Enclos récentes, pour la plupart dites « historiques ». En réalité, des travaux récents menés dans le cadre de la cartographie au 1/25000^e du massif du Piton de la Fournaise (non publiés) montrent que parmi les coulées d'un âge inférieur à cinq mille ans, on trouve des formations qui tant du point de vue morphologique que pétrologique et chimique sont proches des éruptions « type 1977 ». Parmi ces événements, signalons les coulées émises depuis les « Puy Ramond ». Ces laves ont été produites hors Enclos sur le flanc sud de La Fournaise, selon une ligne de fractures d'orientation notablement différente de celle de la *rift-zone* sud-est.

Cet événement certes quelque peu marginal attire particulièrement notre attention sur sa position en amont du village de Basse Vallée où le risque d'une éruption n'est finalement pas négligeable.

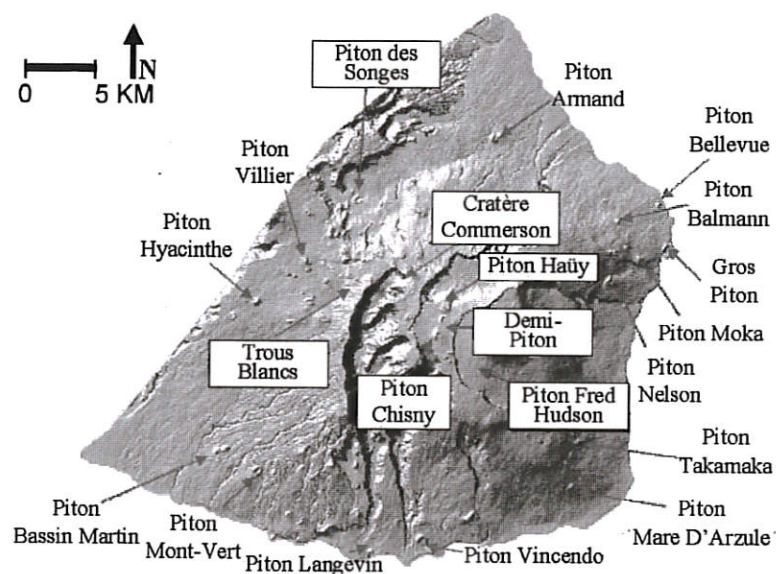
Les éruptions type Chisny

Nous regrouperons sous ce terme l'ensemble des événements éruptifs dont les produits sont responsables de la formation de cônes scoriacés particulièrement imposants, de coulées exceptionnellement grandes et épaisses (du moins pour La Fournaise) et de dépôts de téphras sur des surfaces importantes. Ce type d'éruptions a été défini par Bachèlery (1981) qui y voit le résultat d'une alimentation plus profonde que celle des éruptions magmatiques « ordinaires ». De ce fait, elles correspondent à l'émission d'un magma plus primitif et plus riche en gaz. Ceci explique l'importance du dégazage aux événements, sous la forme de fontaines très puissantes, manifestement associées à un débit très élevé en

début d'éruption. C'est aussi cela qui explique que ces événements sont moins influencés par les structures superficielles du massif. Plus concrètement, tout le massif est intéressé par les éruptions du « type Chisny » soit environ 250 000 personnes (ISEE).

Répondent à ces critères des formations (figure 6) telles que le Piton Chisny, le Demi Piton et le Piton Haüy de la Plaine des Sables, mais aussi l'ensemble des grosses unités depuis la Plaine des Cafres et le Piton des Songes (dans la Plaine des Palmistes), jusqu'au Puy de Pas des Sables. Signalons également deux unités très importantes dans la considération du risque volcanique : les Trous Blancs et le Cratère Commerson. Enfin, nous complétons cette énumération par les cônes excentrés situés sur la côte et à mi-hauteur tels que le Piton de Bassin Martin et le Piton Mont Vert sur le flanc sud-ouest du massif, le Piton Langevin, le Piton Vincenzo, le Piton Benard, le Piton Mare d'Arzule et le Piton Takamaka sur le flanc sud-est, le Piton Nelson, le Piton Moka, le Gros Piton, le Piton Bellevue et le Piton Balmann sur le flanc nord-est, et enfin, le Piton Armand sur le flanc nord-ouest.

FIGURE 6 : Exemples de pitons hérités d'événements de « type Chisny »



Certaines de ces éruptions sont lourdes de conséquences d'un point de vue « risque volcanique ». Par exemple, les éruptions du Cratère Commerson et du Piton Chisny, survenues respectivement il y a environ deux mille ans et mille ans et, illustrent parfaitement bien le risque encouru par les populations.

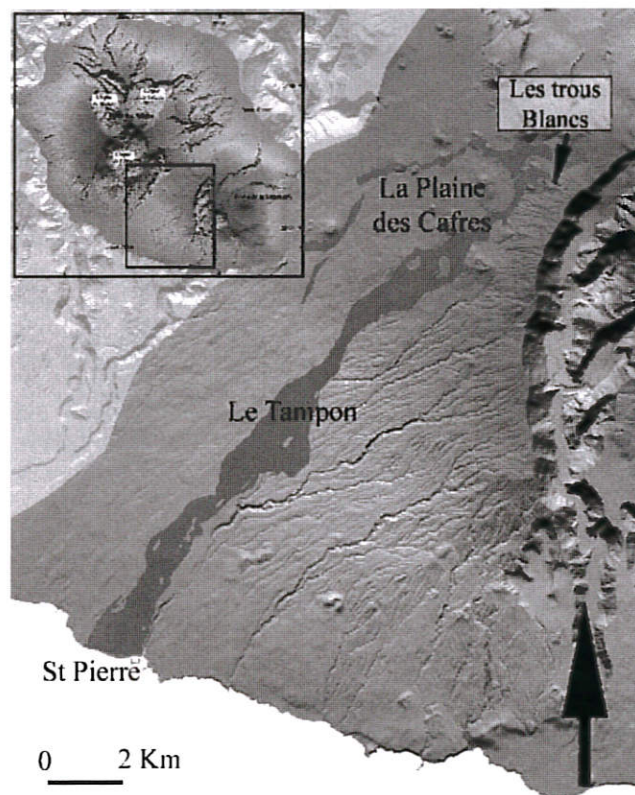
Les coulées engendrées par le cratère Commerson ont directement été drainées sur plus de vingt kilomètres par la Rivière des Remparts

jusqu'à son embouchure où se situe actuellement la ville de Saint-Joseph (ville côtière du sud de l'île comprenant au recensement de 1999 plus 12500 habitants). Pour ce qui est de l'éruption du Piton Chisny, le scénario est comparable mais cette fois-ci c'est la Rivière Langevin qui a guidé les laves depuis l'évent jusqu'à la mer, plus de dix sept kilomètres en aval, en passant par l'actuel village de Langevin [où près de cinq mille personnes résident (données INSEE 1999)].

Un troisième exemple est particulièrement intéressant, il s'agit de l'événement des Trous Blancs, dont l'éruption s'est vraisemblablement passée il y a environ six mille ans.

L'exemple de l'éruption des Trous Blancs (figure 7) montre particulièrement bien la vulnérabilité des agglomérations à l'ouest du massif. L'importance de cette coulée est caractéristique de l'ensemble des formations de la Plaine des Cafres. Cette coulée s'est principalement étalée en direction de Saint-Pierre. Si un tel événement se produisait aujourd'hui, le centre de cette ville et celui du Tampon seraient envahis par les laves. Il s'agit d'une zone où l'on compte jusqu'à 2000 habitants au kilomètre carré (voire plus à Saint-Pierre).

FIGURE 7 : Cartographie de la coulée des Trous Blancs
(d'après Mairine et Ferriot, Com. Pers.)



Il existe plusieurs autres coulées comparables. Citons les exemples, de la coulée du Piton Dugain [datée à 15.000 ans (Ur/Th)] dont l'extension est au moins égale à celle des Troux Blancs. Une telle éruption de nos jours concernerait entre 30.000 et 40.000 personnes.

Sans pour autant être alarmiste, la cartographie de la zone ouest du massif tend à prouver que la probabilité d'une éruption localisée à l'ouest du sommet actuel est loin d'être nulle, d'autant plus que les études dans la zone montrent que la fréquence d'occurrence d'un tel événement est plurimillénaire.

Enfin nous pouvons, en guise de conclusion à ce paragraphe, citer les trois exemples les plus récents d'éruption du « type Chisny » :

- Le « Petit Cratère » localisé au nord-ouest du Rempart des Sables à environ six kilomètres de la Plaine des Palmistes. Sur le terrain, on observe qu'en réalité l'événement du « Petit Cratère » est lié à un autre épanchement de lave plus au sud-est, juste en dessous de l'actuel Gîte du Volcan, dans le fond de la Rivière de l'Est au niveau de la « Savane du Rond ». Chimiquement et pétrologiquement parlant le « Petit Cratère » répond aux caractéristiques des éruptions du « type Chisny », mais cela n'est pas vrai en ce qui concerne son dynamisme éruptif. En effet, lors de cet événement éruptif un volume très modeste de lave a été émis (à peine 40.000 m³) et un petit cône strombolien de 10 m de haut seulement a été constitué. Néanmoins, le « Piton Cratère » est l'éruption la plus récente de la partie hors Enclos au nord-ouest du Piton de la Fournaise, datée à 475 ans BP (± 75 ans au C¹⁴ d'après Bachèlery, 1981). Cet événement est la preuve que le risque d'éruption dans la région des Plaines est toujours bien réel.
- Le Piton Nelson situé sur la *rift-zone* nord-est été daté à 260 ans BP (± 35 ans au C¹⁴). Cet événement éruptif se matérialise dans le paysage par un impressionnant cône scoriacé dans les hauteurs de Bois Blanc. Ce village est entièrement construit sur la très large et très épaisse coulée de lave issue de cette éruption.
- L'éruption du Piton Fred Hudson a débuté le 12 mars 1998 sur le flanc sur du volcan à l'intérieur de l'enclos. Comme pour l'événement éruptif du « Petit Cratère », l'éruption du Fred Hudson n'est comparable aux éruptions de « type Chisny » que du point de vue chimique et pétrologique. En effet, à peine un million de mètres cubes de laves a alors été émis. Mais cette éruption est particulièrement intéressante car elle nous démontre que ce type d'événement éruptif est tout à fait envisageable aujourd'hui dans les régions habitées du massif.

LES ERUPTIONS PHREATIQUES ET PHREATOMAGMATIQUES

Les 10 à 12 phénomènes explosifs de type phréatique ou phréatomagmatique de l'histoire récente de la zone sommitale de la Fournaise rappellent que le caractère émissif et peu « violent » du massif n'a pas valeur générale. En effet, en moyenne une éruption liée à un déséquilibre eau/magma a lieu tous les trente ans. L'intensité que pourrait prendre un tel phénomène dans l'avenir est très difficile à déterminer du fait du manque d'informations concrètes à notre disposition.

Les récits de Hubert, de Hugoulin et de Maillard (*in* Lacroix, 1936) font état lors des éruptions phréatiques et phréatomagmatiques de 1761, 1776 et 1802, de retombées cendreuses sur les villes et villages voisins du volcan, voire jusqu'à Saint-Denis (au nord de l'île). Mais cela n'est en rien comparable avec l'éruption de juin 1791 et encore moins avec à celle de février 1860 (figure 8). On peut lire dans Lacroix (1936) les récits de Bert, de Hugoulin et de Maillard, à propos de ces deux éruptions. Il semble systématique que ces événements (cela vaut aussi pour les autres éruptions explosives de l'histoire) aient en commun une phase initiale magmatique ordinaire, puis, que, dans un second temps, le cratère sommital soit le siège d'une explosion caractérisée par une déflagration comparable à un coup de canon associée à d'épaisses colonnes de cendres noires et à la chute de téphras à des distances variables du cône sommital.

Bachèlery (1981 et 1999) émet l'hypothèse que la vidange d'un complexe de chambres magmatiques en sub-surface induit un déséquilibre du système eau/magma se marquant par l'arrivée brutale d'eau dans les conduits magmatiques surchauffés. Ceci engendre la détente violente de vapeur, pulvérisant et fracturant les roches du substratum.

Les éruptions explosives ont façonné et souvent démantelé la zone sommitale. Lors de l'éruption de 1860, Maillard (*in* Lacroix, 1936) raconte que seule la descente du Pas de Bellecombe était restée inchangée et que le sol était recouvert de cendres et de gros blocs anguleux. Des chutes de blocs ont même été observées jusque dans les rampes de Bois Blanc [région hors Enclos au nord du Grand Brûlé, située entre 10 et 12 km du sommet actuel (figure 8)] (Hugoulin *in* Lacroix, 1936).

On peut lire dans Lacroix (1936), les propos d'Hugoulin décrivant le paysage après l'éruption de 1860 : « Le sol a partout été jonché de ces cendres, les plantes en ont été entièrement couvertes, et cette pluie a été générale depuis l'extrémité sud de la commune de S^t-Philippe jusqu'à quelques kilomètres de la ville de S^t Benoît. A 16 milles en mer, le trois-mâts la Marie-Elisa, qui venait au mouillage de S^{te} Rose et dont le

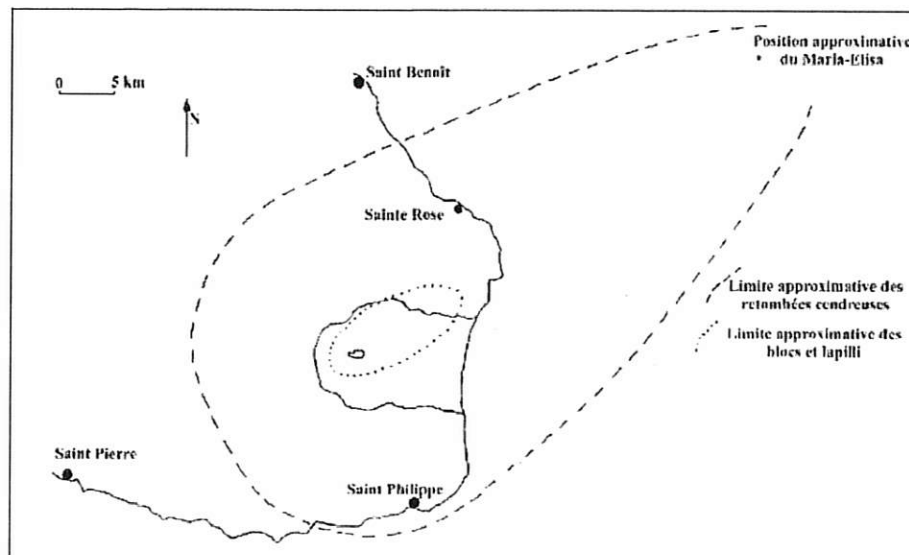
capitaine a été l'un des observateurs favorisés, a eu son pont entièrement couvert de cendres... ».

A l'extrême, il est clairement défini (Bachèlery, 1999) que dans l'histoire du massif des événements cataclysmiques ont eu lieu (notamment celui des « Cendres de Bellecombe » daté d'environ 4700 ans BP) modelant non seulement la zone sommitale mais aussi l'ensemble du massif.

Ces événements « explosifs » sont toujours liés aux relations eau/magma. Il semble important de rappeler que ces dernières peuvent être brutalement modifiées par des mouvements verticaux en masse faisant suite à la vidange magmatique d'une (ou des) zone(s) de stockage superficielle(s).

Le fort dynamisme éruptif des périodes allant de 1750 à 1860 et de 1911 à 1936, avec de nombreuses éruptions subterminales, est probablement responsable de la formation d'une partie des morphologies actuelles par effondrements. La combinaison de phénomènes explosifs et la création de cratères d'effondrements a très largement modifié l'allure du sommet. A ces deux époques correspondent des épanchements importants de laves, avec une activité quasi permanente soulignée notamment par la présence d'un lac de lave observé en 1801, ou encore par l'exceptionnelle éruption de 1931 qui a déversé plus de 130 millions de mètres cubes de lave. Bachèlery (1999) ajoute qu'une telle activité peut, sur La Fournaise comme sur l'ensemble des boucliers basaltiques, engendrer d'importantes phases de subsidences.

FIGURE 8 : Répartition des retombées de blocs, scories et cendres lors de l'éruption de 1860



La formation du Dolomieu et du Bory, celle des « *Pit-Craters* » de 1953 et de 1986 et celle de la Soufrière en 1965 sont des conséquences directes des effondrements. Ces derniers sont assez fréquemment en liaison avec des phénomènes explosifs, d'où l'ambiguïté à différencier les deux types de phénomènes.

Si nous adoptons l'hypothèse de Bachèlery (1999), selon laquelle les grands changements de la morphologie sommitale sont concomitants à de grands épanchements de laves (du fait d'une vidange de réservoirs superficiels lors de périodes d'éruptions permanentes ou de grandes éruptions majeures), nous pourrions assister à une modification majeure à la suite à la période de forte activité actuelle (depuis 1998).

Il n'est donc pas improbable que dans un avenir plus ou moins proche, nous soyons les témoins d'un changement significatif de la morphologie de la zone sommitale. Cela étant, les modifications observées dans le passé sont assez variables en taille, depuis le « *Pit-Crater* » de quelques dizaines de mètres de diamètre jusqu'à des dépressions de plusieurs centaines de mètres de diamètre.

Ce constat est plus que jamais d'actualité puisque l'éruption débutée le 16 novembre 2002 a donné lieu à une crise sismique au début du mois de décembre dont la ressemblance avec le scénario de 1986 a été frappante. Au terme de ce même mois un effondrement mineur a été observé dans le Dolomieu. Fin mai 2003 les fissures ont été réactivées donnant lien à l'émission de lave dans le cratère sommital.

CONCLUSION

Le principal risque au Piton de La Fournaise est lié à l'alimentation des zones hors Enclos qui peut être de deux types :

- En ce qui concerne les éruptions « type 1977 », une alimentation sommitale précède la migration du magma vers les zones de faiblesse. Comme nous l'avons présenté préalablement, toute éruption arrivant dans l'Enclos est susceptible de migrer sur les pentes externes. Néanmoins, une éruption sur trente seulement évolue ainsi. Cependant, nous ne possédons pas assez de recul par rapport aux phénomènes pour nous permettre de généraliser. Le principal problème est que les éruptions du « type 1977 » sont difficiles à déterminer *a priori* et intéressent l'intégralité des *rifts zones*. La démarche adoptée par l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise depuis 1998 est le développement du réseau

inclinométrique hors Enclos ainsi que la localisation systématique du trémor en temps réel pour pouvoir suivre d'éventuelles migrations.

- En ce qui concerne les éruptions « type Chisny », l'alimentation profonde du magma et le fait que celui-ci ne transit pas nécessairement vers la zone sommitale induisent un risque plus large sur le plan géographique. De plus, nous avons remarqué que sont associées à ces phénomènes, des coulées particulièrement importantes. Par exemple les coulées du Chisny ou des Trous Blancs ont atteint la mer. La fréquence d'occurrence de ce type d'événement est certes inférieure à celle des éruptions « type 1977 », néanmoins, nous avons signalé de nombreux exemples récents.

Outre ces éruptions magmatiques, nous avons vu que le risque pour les populations et les biens peut aussi venir des éruptions du type phréatique et phréatomagmatique. La fréquence d'occurrence de ce type d'événement au cours des derniers siècles démontre combien ce risque est actuel.

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

- Bachelery P. (1981), *Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Etude Volcanologique, Structurale et Pétrologique*. Thèse de doctorat de l'université de Clermont-Ferrant 257 pages.
- Bachelery P. (1999), *Le fonctionnement des volcans boucliers. Exemple des volcans de La Réunion et de la Grande Comore*, Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches.
- Bory de Saint Vincent J.B. (1804), *Voyage dans les quatre principales îles des mers d'Afrique J.B.G.M.*
- Courtillet V. ; Besse J. ; Vandamme D. ; Montigny R. ; Jaeger J.J. and Capetta H. (1986), « Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary ? » *Earth and Planetary Science Letters*, 80, p. 361-374.
- Delorme H. ; Bachelery P. ; Blum P.A. ; Cheminée J.L. ; Delarue J.F. ; Delmond J.C. ; Hirn A. ; Lépine J.C. ; Vincent P.M. and Zlotnicki J. (1989) - March 1986 « eruptive episodes at Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island) ». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 199-208.
- Deniel C. ; Condomines M. ; Kieffer ; G. Bachelery P. and Harmon R.S. (1989), « U-Th-Ra radioactive disequilibrium and Sr and O isotopes in Piton des Neiges and Piton de la Fournaise lavas (Reunion Island) ». *Continental Magmatism, IAVCEI abstracts, Bull 131 New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources*, 72.
- Lacroix A. (1936), *Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses Produits*. Paris, Gauthier et Villard ed., 297 p.

- Lénat J.-F.; Malengreau B. and Galdéano A. (2000), *A new structural model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean)*. J. Geophys. Res.
- Lénat J.-F. ; Bachèlery P. et Desmulier F. (2001), « Genèse du champ de lave de l'Enclos Fouqué : une éruption d'envergure exceptionnelle du Piton de la Fournaise (Réunion) au 18^e siècle » (6 fig., 3 ph., 1 tabl.), *Bull. Soc. Géol Fr.* 2, 177-188.
- Wadge G. and Guest J.E. (1981), *Steady state magma discharge at Etna, 1971-1981*. Nature, 294, 548-550.