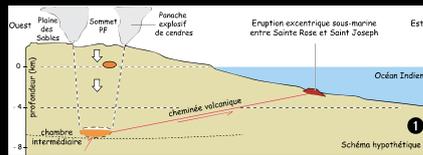


# LE PAS DE BELLECOMBE

L'Enclos Fouqué délimite un espace où se produisent 98% des éruptions du Piton de la Fournaise et c'est au centre de celui-ci que les laves s'entassent le plus et construisent ainsi le Piton même.  
 Cependant une interrogation apparaît quand on regarde la côte : les coulées devraient bâtir un cap comme dans l'île de Makarusa (Kouriles, photo ci-dessous), au lieu de cela, le rivage recule ! L'Enclos n'est donc pas seulement une zone de construction volcanique mais aussi un endroit où des structures d'effondrement ont abaissé la partie orientale du Massif de La Fournaise. Cela s'est fait en plusieurs épisodes entre - 3 000 et - 200 av. J.C.



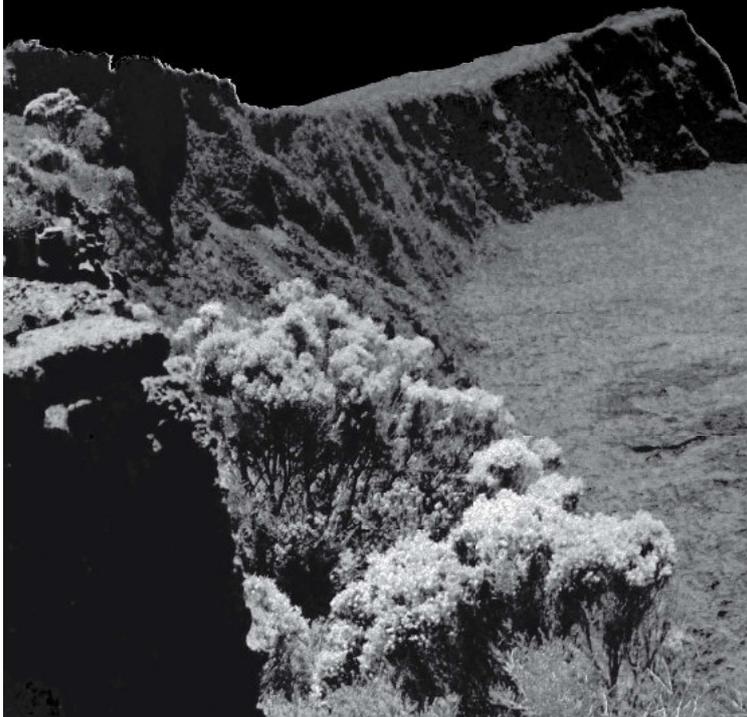
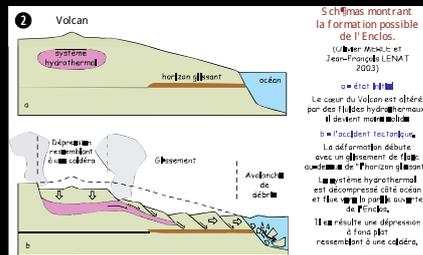
Plusieurs hypothèses tentent d'expliquer la géographie de l'Enclos, des caldéras ou des glissements de flanc vers la mer ou les deux :

une caldéra pourrait elle-même avoir deux origines, la première est la vidange d'une chambre magmatique profonde au cours d'une éruption sous-marine et la seconde serait le « fluage » (déplacement latéral) du cœur du Volcan rendu plus fluide par les fluides hydrothermaux ;

un glissement de flanc est provoqué avant tout par l'injection répétée de cheminées volcaniques dans les zones qui poussent et finissent par déstabiliser le flanc est du Volcan.

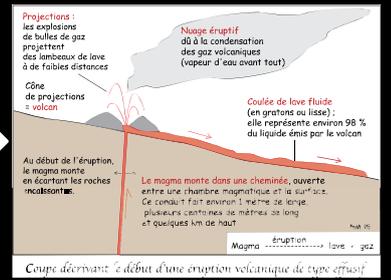
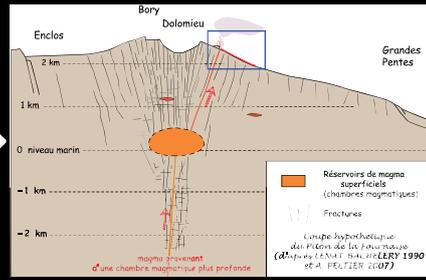
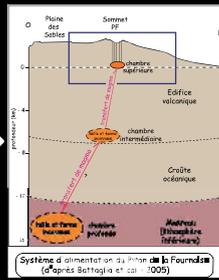
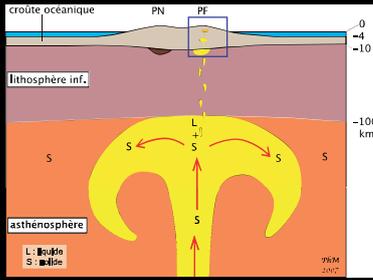
Il est également possible que l'Enclos soit formé par des caldéras autour du sommet et des glissements de flanc limités aux Grandes Pentes (schéma 2b).

Depuis 2 200 ans, le Piton de la Fournaise actuel remplit l'Enclos et bâtit le cône central que nous connaissons.





## D'OÙ VIENT LE MAGMA ?



Le Piton de la Fournaise est un volcan de point chaud, c'est-à-dire qu'il est alimenté en magma par un « panache » de roches très chaudes qui montent à travers le manteau de notre planète.

Ces roches (des péridotites) sont surchauffées par le noyau terrestre ; elles se dilatent, deviennent moins denses et sont poussées vers le haut. L'ascension se fait à l'état solide, à la vitesse d'environ 10 cm/an.

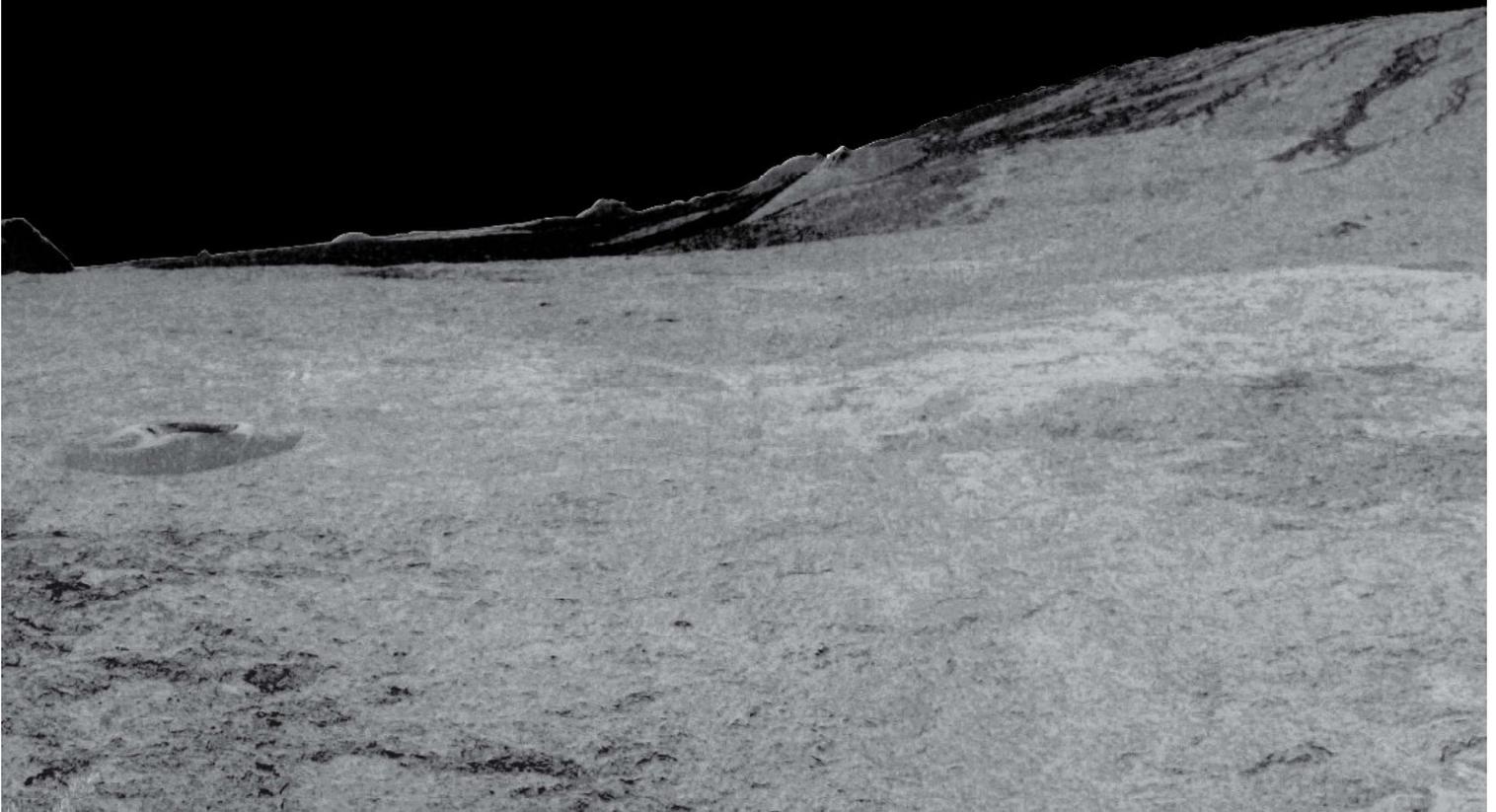
Arrivées sous la lithosphère (la pression y est plus faible), ces roches vont fondre partiellement (env. 10%) ; le liquide, plus léger, monte et s'accumule dans des chambres magmatiques.

Sous la Fournaise, trois chambres magmatiques ont été localisées grâce à l'étude des séismes. En effet, quand le magma d'un réservoir monte en pression, il fracture les roches qui l'entourent (séismes) et s'injecte dans les fissures. Le repérage du foyer des séismes autour des chambres, permet de situer ces fissures.

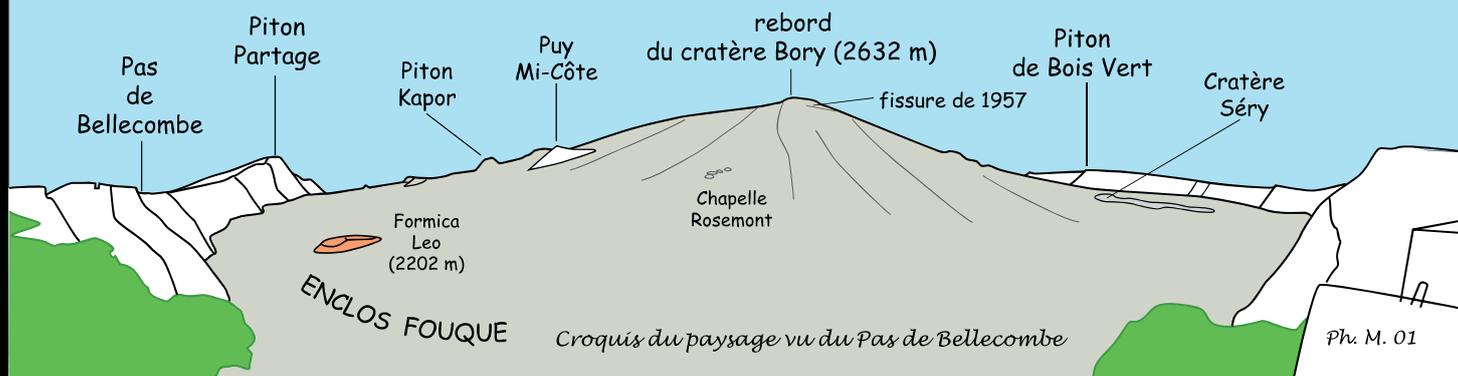
Le magma qui alimente la plupart des éruptions dans l'Enclos provient de la chambre magmatique superficielle. Là, il va se refroidir lentement ; des cristaux vont apparaître et grandir longtemps aux dépens du fluide. Il y aura donc de moins en moins de liquide et les gaz dissous vont finir par saturer le magma et former des bulles. Celles-ci font monter la pression jusqu'à la rupture du toit rocheux. L'ascension vers la surface commence dans une cheminée.

À la surface, les gaz se séparent du magma ; le liquide restant (la lave) est projeté autour du volcan ou va couler le long des pentes. Quand la pression n'est plus suffisante pour faire monter le magma, celui-ci s'immobilise et se solidifie dans sa cheminée : l'éruption est finie.

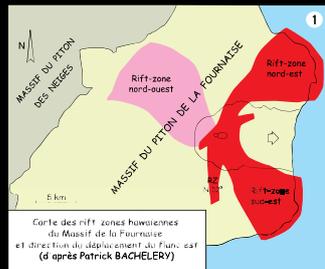
Cité du volcan



# PITON DE LA FOURNAISE



## LES ÉRUPTIONS NE SE PRODUISENT PAS N'IMPORTE OÙ



1 Les éruptions du Massif de la Fournaise se produisent le plus souvent dans les « rift-zones hawaïennes » : ce sont les endroits où le magma peut écarter les roches pour s'injecter vers la surface.

Ces rift-zones ont été délimitées par la cartographie géologique : elles regroupent les points de sortie du magma, c'est-à-dire les cônes de projections (= les volcans).

Les plus actives de ces rift-zones, la nord-est et la sud-est, couvrent une bonne partie des communes de Saint-Philippe et de Sainte-Rose (site 7).

La nord-ouest et la nord 10° (Puits Ramond) sont plus calmes.

C'est à la croisée de toutes ces zones de faiblesse qu'ont lieu les éruptions « sommitales » qui ont construit le Volcan actuel (= le Piton de la Fournaise).



2 Le nom de « Formica Leo » vient de sa forme en entonnoir qui rappelle celle des trous creusés par les fourmillions. C'est un cône de projections ennoyé par des laves descendues du sommet vers 1860, ce qui fait que ses propres coulées ne sont plus visibles.

Ce volcan a été décrit pour la première fois en 1753 mais la date de son éruption n'est pas connue. Il est né sur la rift-zone nord-ouest.



3 La Chapelle Rosemont est un petit volcan bâti aussi sur la rift-zone nord-ouest.

Des lambeaux de lave projetés lors de cette éruption ont formé une voûte : sous cet abri, la chaleur fit fondre le toit, conduisant à la formation de stalactites.

Depuis l'éruption, l'effondrement d'une partie de l'édifice permet d'en voir le cœur.



4 Les laves claires sont descendues du sommet avant 1861, époque où un lac de lave permanent remplissait le cratère. Elles recouvrent la partie interne de la rift-zone nord-ouest qu'aucun Réunionnais n'a vu en activité.

Les roches foncées sont des coulées de lave en gratons ou des projections émises par des fissures éruptives de la rift-zone sud-est. Il y en a beaucoup car ce secteur est actif.

Cité du volcan

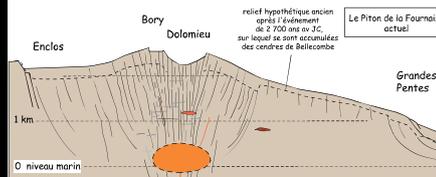
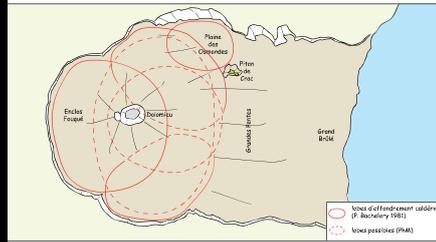
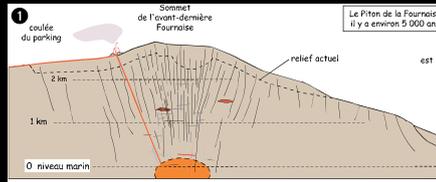


## ÉVOLUTION DE L'ENCLOS

1 L'Enclos actuel s'est construit par à-coups. À chaque fois, une section ovale de l'Enclos (un lobe - voir la carte ci-contre) s'enfonçait car elle n'est plus soutenue par le cœur du Volcan qui a flué vers l'océan et a explosé. Ces événements sont datés de - 4 900 ans à - 2 200 ans (datations OVPF 2013). Des accidents plus anciens ont aussi modifié l'aspect du Massif de la Fournaise, ils sont présentés sur les sites 3 et 4.

2 Chaque épisode d'effondrement a été violent. Des témoins de ces événements se retrouvent tout autour de lui, depuis la Plaine des Palmistes au nord-ouest jusqu'à Vincendo au sud (les cendres de Bellecombe (image ci-contre) et les cendres de Partage, plus récentes. Dans ces cendres volcaniques, on ne trouve guère que des débris de vieilles roches (basaltes et roches grenues anciennement au cœur du Volcan) pulvérisées par des explosions « phréatiques ». Comment cela est-il possible ? La première cause d'explosion est la décompression brutale du système hydrothermal par le départ des roches qui le recouvrait, lors d'un glissement de flanc. Pour comprendre la seconde, il faut savoir que le Volcan contient beaucoup d'eau souterraine, séparée des zones chaudes profondes par une couche imperméable (de nos jours, ce sont les cendres de Bellecombe qui assurent ce travail). Quand l'accident tectonique survient (caldéra et/ou glissement de flanc), des failles hachent le niveau imperméable ; l'eau du dessus s'enfonçait alors au cœur du Volcan, là où les roches sont brûlantes (mais sans magma liquide). Elle se vaporise, monte en pression et produit des explosions violentes qui pulvérisent et projettent des roches à des kilomètres. Pendant ce temps, le fond de l'Enclos s'enfonçait ; on estime à 400 m la profondeur atteinte par cette dépression. Tout cela s'accompagne de forts séismes et probablement de tsunamis.

Le dernier à-coup, sans doute au nord sous le Piton de Partage, a secoué La Réunion il y a environ 2 200 ans. Depuis, le Piton de la Fournaise construit le cône actuel et remblait l'Enclos.



Cité du volcan

