

LE VOLCANISME EFFUSIF
A LA REUNION

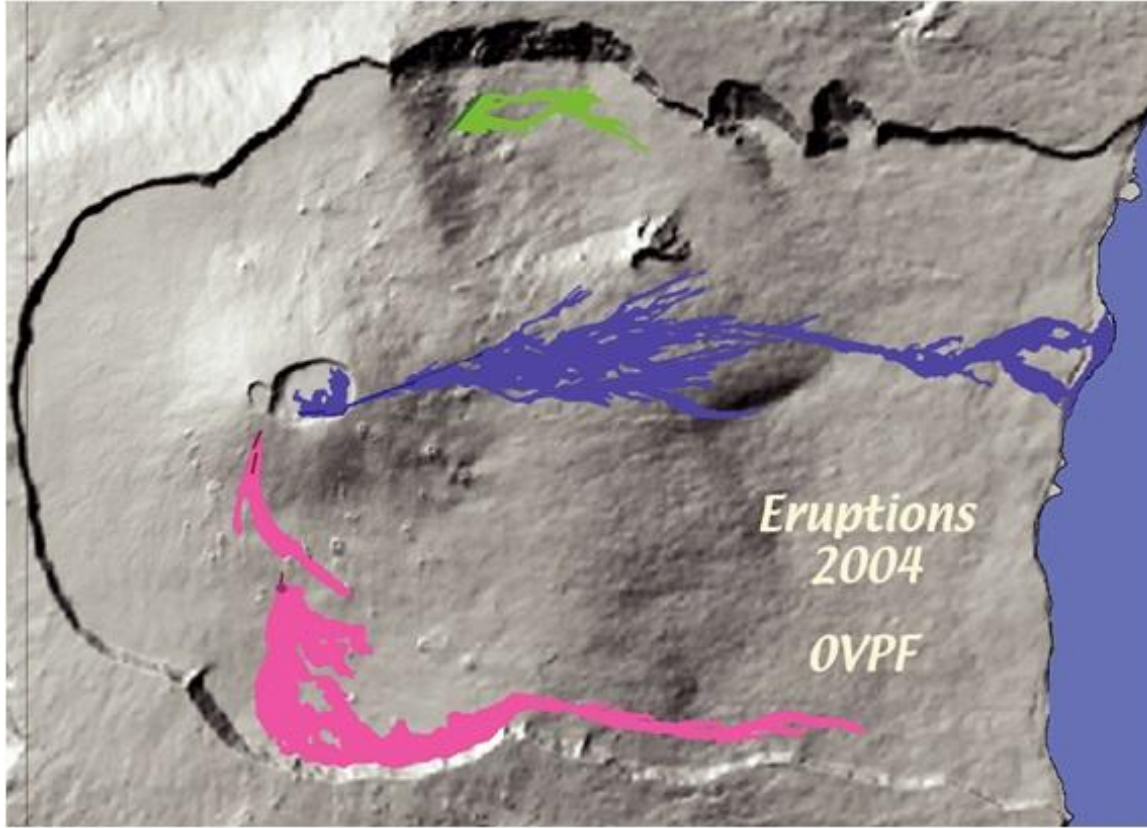
Ph. Mairine
avril 2015

En guise d'introduction :

Les processus magmatiques

- Magmatique : se dit des roches formées par la solidification d'un magma, soit en surface (lave) ou en profondeur (roche grenue).
- L'obtention de roches magmatiques (ou ignées) passe d'abord par la fusion d'une portion de l'intérieur de la Terre





L'**éruption volcanique** est l'ensemble des phénomènes manifestant l'arrivée en surface d'un **magma** issu des profondeurs (A. de GOER de HERVE).

Là où le magma sort il y a un **volcan** donc, un volcan (petit v) correspond à une éruption. Le Volcan (= le Massif de la Fournaise) résulte de l'activité de milliers de volcans.

On parle d'éruption **effusive** quand le magma est fluide et laisse s'échapper ses gaz facilement ; les explosions sont faibles et les coulées représentent l'essentiel (98 à 99%) du liquide émis.

Les éruptions explosives (à droite, en haut) ou extrusives (Mont Gerbier des Joncs ci-contre) ne sont pas abordées dans ce diaporama.



Diversité des magmas

Le manteau inférieur et la lithosphère ont des compositions différentes donc leur fusion (partielle) produit des magmas différents ; en simplifiant, nous avons :

- manteau inférieur : **magmas basaltiques** ----> **basalte (A)** / **gabbro**
- lithosphère : **magmas andésitique** ----> **andésite** / **granite (B)**.

L'évolution par cristallisation fractionnée (différenciation) rendra un magma basaltique plus siliceux ... plus visqueux, plus froid et plus riche en gaz. A La Réunion, des **trachytes** ont été émis par le Piton des Neiges vieillissant (**C**) (voir le diaporama sur le volcanisme explosif)



A



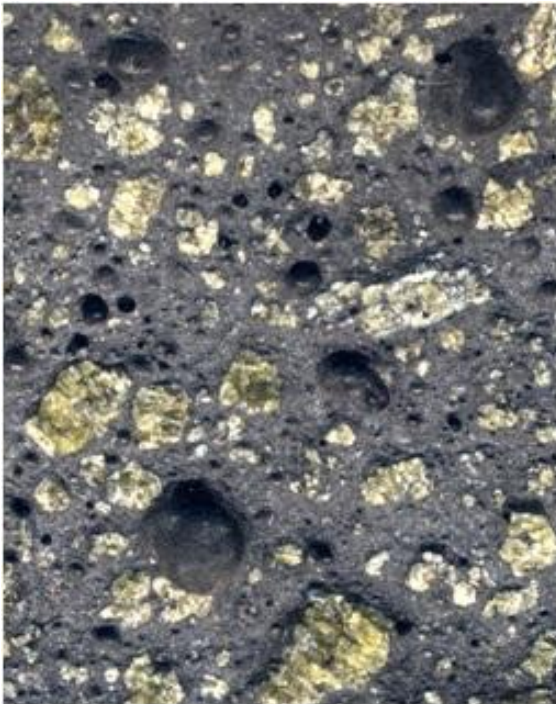
B



C

Diversité des magmas (2)

- **Magmas basaltiques :**
 - "faible" [SiO_2], 45-55%,
 - "riches" en Mg, Fe,
 - chauds 1000 - 1250 ° C,
 - faible viscosité donc fluide,
 - faible quantité de gaz dissous.



Lave :
basalte
à olivine
(refroidissement
rapide en surface)



Roche grenue :
gabbro
(refroidissement
lent
en profondeur)

Diversité des magmas (3)

- Magmas rhyolitiques / trachytiques
 - forte $[\text{SiO}_2]$, 65-75%,
 - "riches" en Na et K,
 - froids (pour des magmas), 600-900 ° C,
 - forte viscosité,
 - forte quantité de gaz dissous.

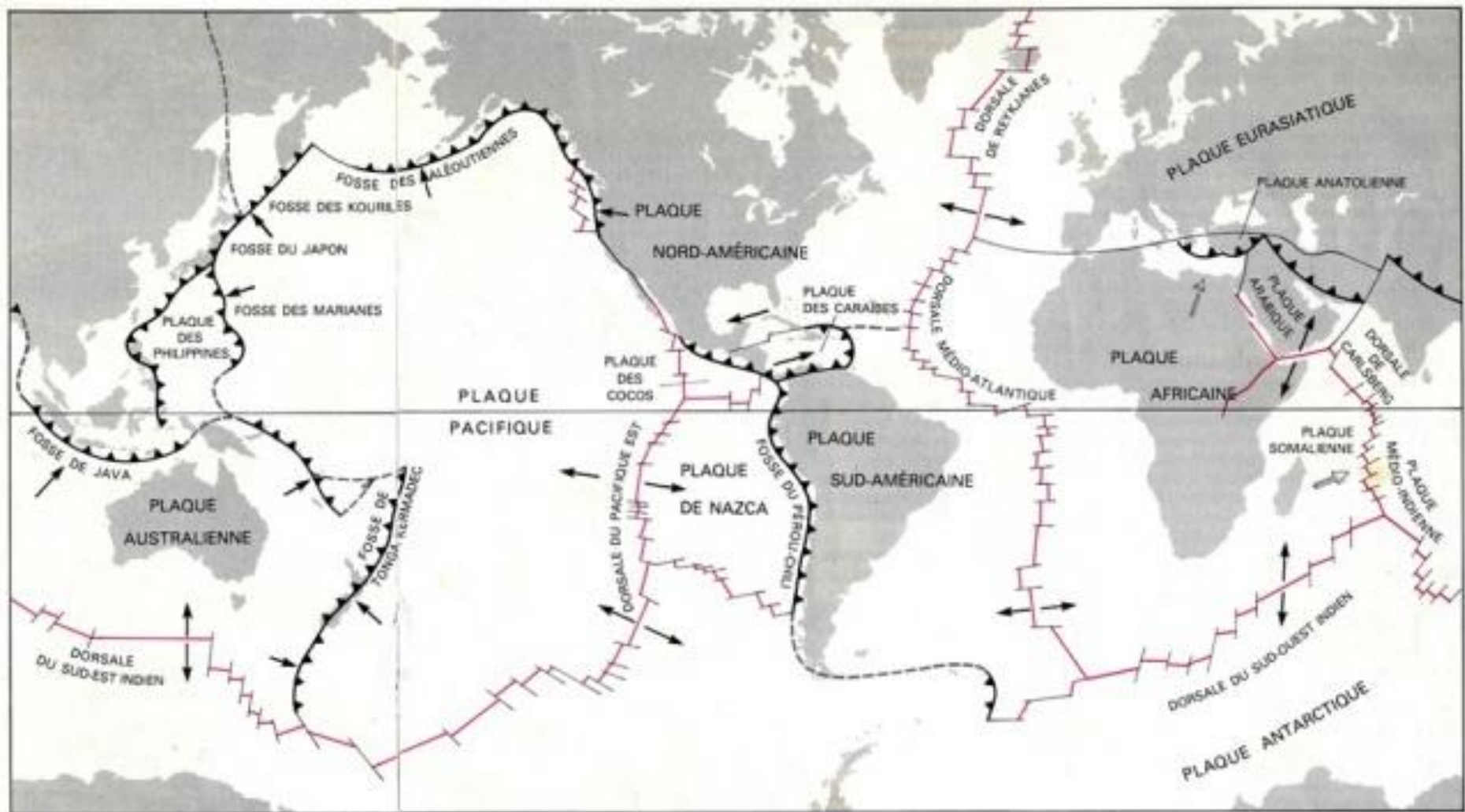
Nous en reparlerons dans un autre diaporama.



Coulées trachytiques
de ponces et cendre
(Saint Pierre)
échantillon et affleurement.

I

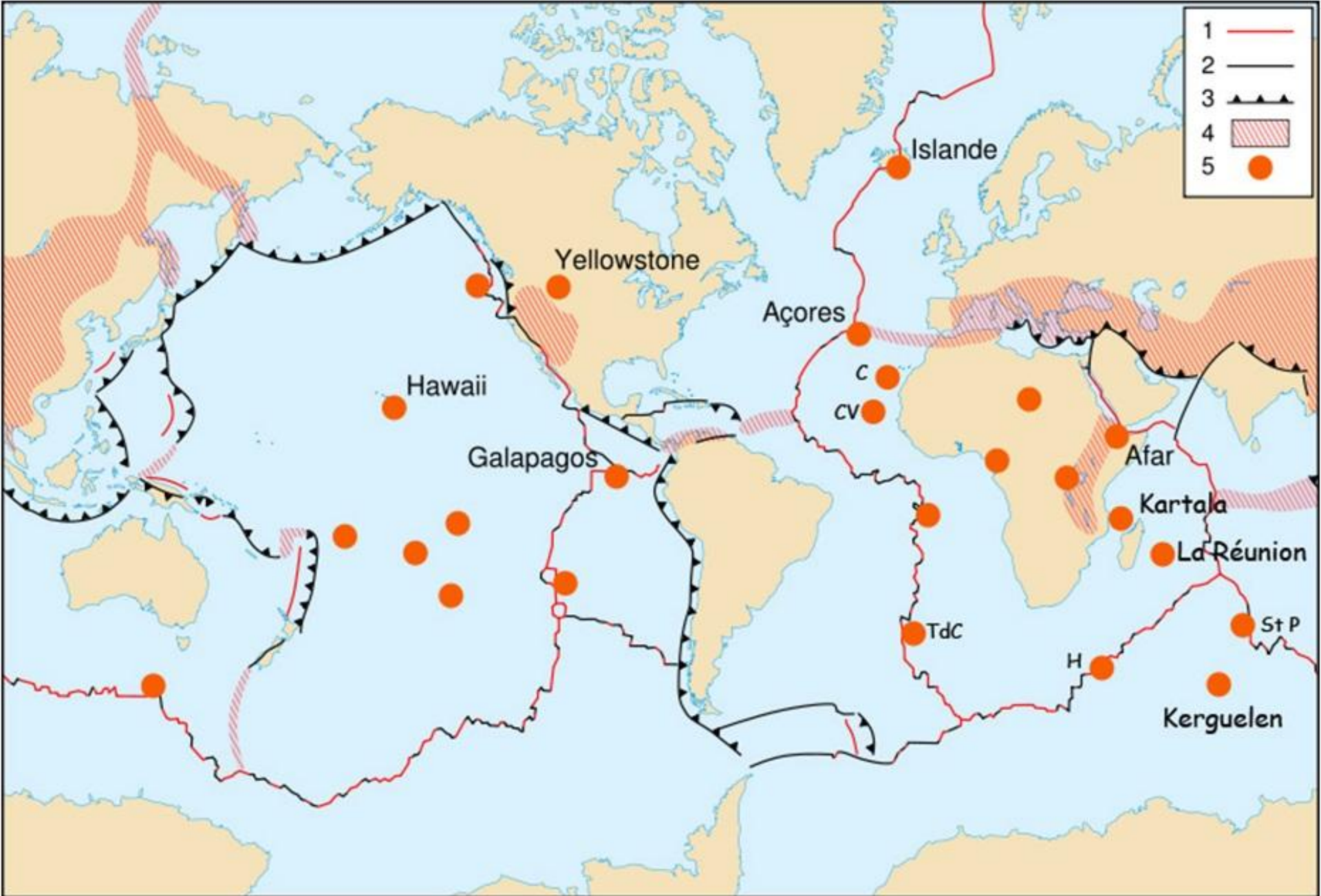
Le volcanisme basaltique
dans le monde
et l'Océan Indien



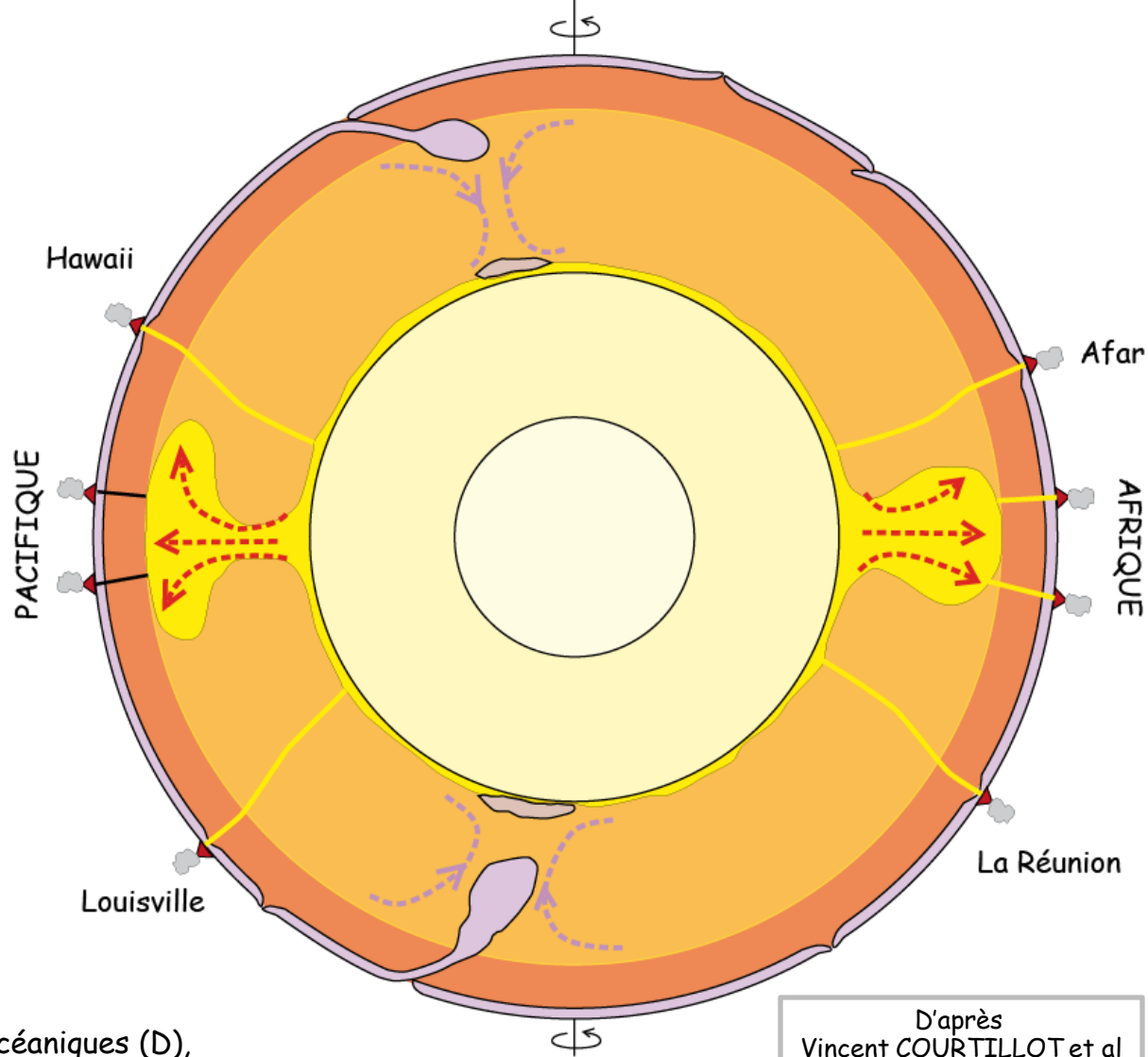
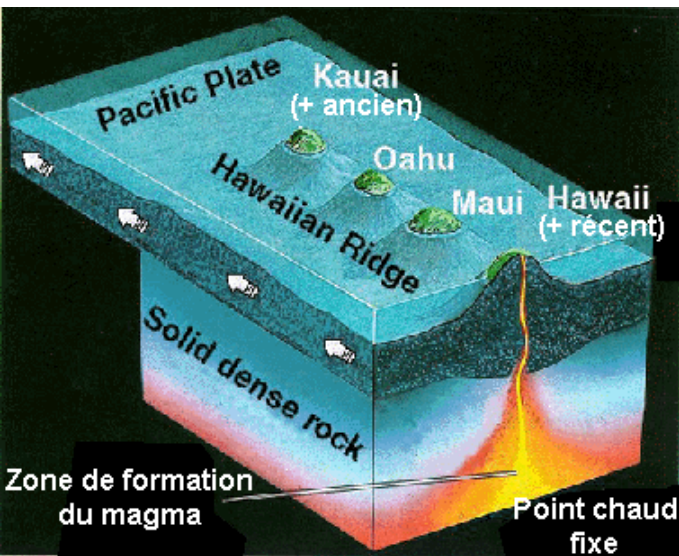
FRONTIÈRE DIVERGENTE		FAILLE TRANSFORMANTE	
FRONTIÈRE CONVERGENTE		DIRECTION DU DÉPLACEMENT DE LA PLAQUE	
FRONTIÈRE HYPOTHÉTIQUE			

Pour la Science, Novembre 1983

Le volcanisme basaltique concerne surtout les axes des dorsales océaniques (en rouge) où il crée de la nouvelle croûte océanique.
 Le déplacement de la plaque somalienne est indiqué par la flèche blanche.



D'autres volcans basaltiques se situent à l'intérieur des plaques lithosphériques : ce sont les **volcans de points chauds** (disques oranges).

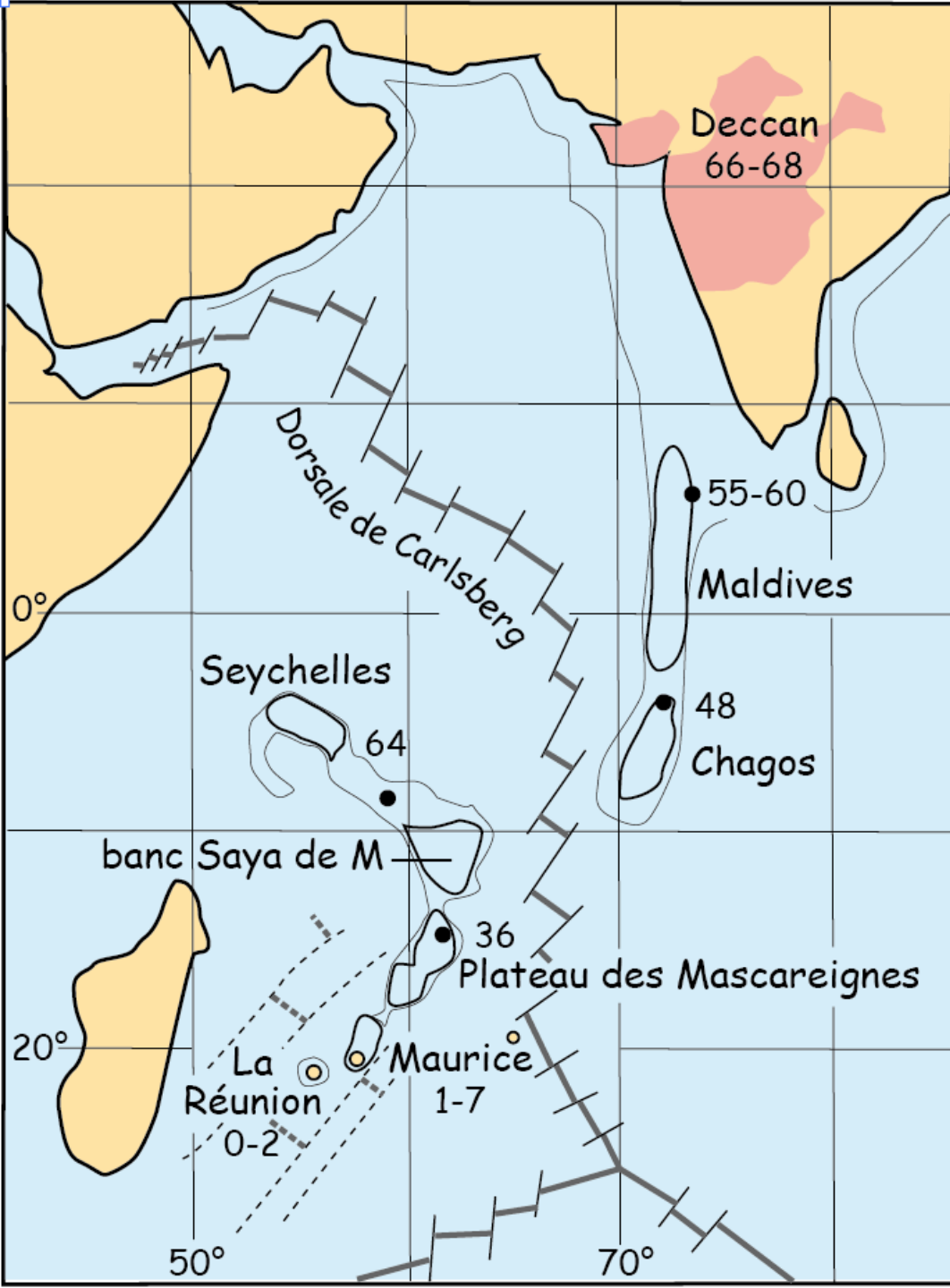


D'après
Vincent COURTILLOT et al
2003

Cette coupe passe par trois dorsales océaniques (D), trois zones de subduction (S) et quelques « **panaches mantelliques** ».

Les "panaches" sont issus de la limite manteau-noyau, aux endroits où il y a surchauffe. Là, les roches se dilatent, deviennent moins denses et montent (qq dm / an).

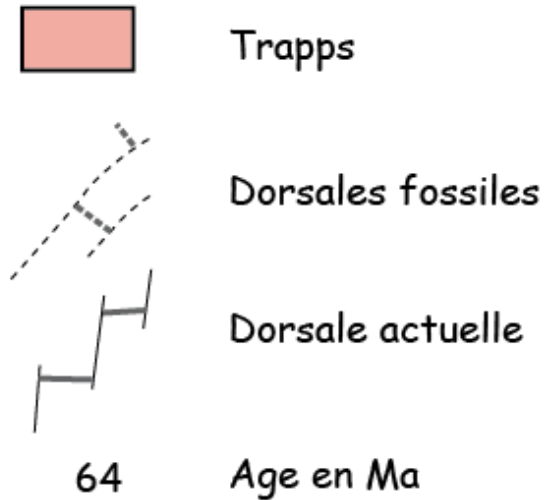
La coupe montre les deux types de panaches responsables des volcans de **points chauds** : les gigantesques qui soulèvent le sud de l'Afrique ainsi qu'une partie du Pacifique et les isolés comme Hawaii.



Pour retracer l'histoire du **point chaud de La Réunion**, il a fallu étudier des reliefs et le magnétisme du fond de l'Océan Indien. Cela a permis de reconnaître les dorsales actuelles et passées et de définir leur fonctionnement.

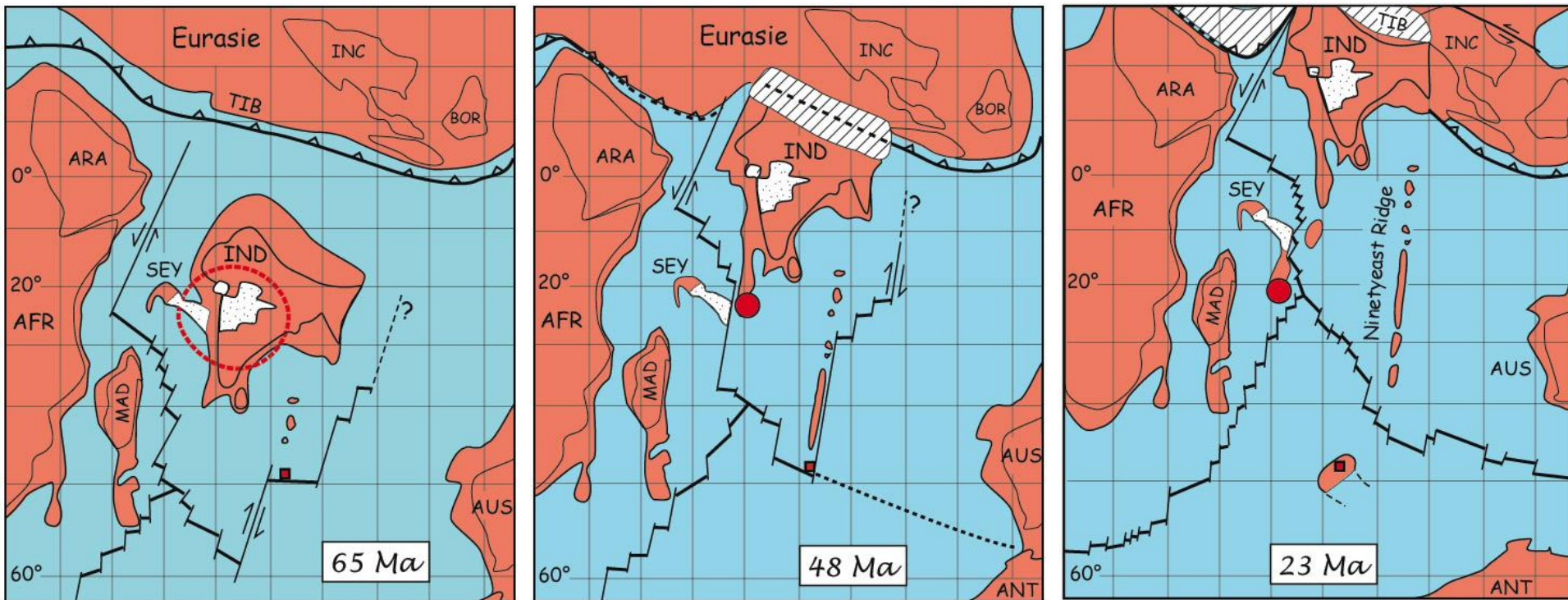
Ensuite des échantillons de roches ont été prélevés depuis le Deccan jusqu'à notre île. Ils ont été analysés et datés.

La synthèse de tous ces travaux a permis de reconstituer la paléogéographie de l'Océan Indien occidental.



Carte de l'Océan Indien occidental, montrant la trace du point chaud de La Réunion.
D'après R.A. DUNCAN (1989) et R. SCHLICH (1990)

L'ouest de l'Océan Indien : reconstitution paléogéographique,
d'après J. BESSE et V. COURTILOT (1988),
R.D. MULLER et Al (1993)



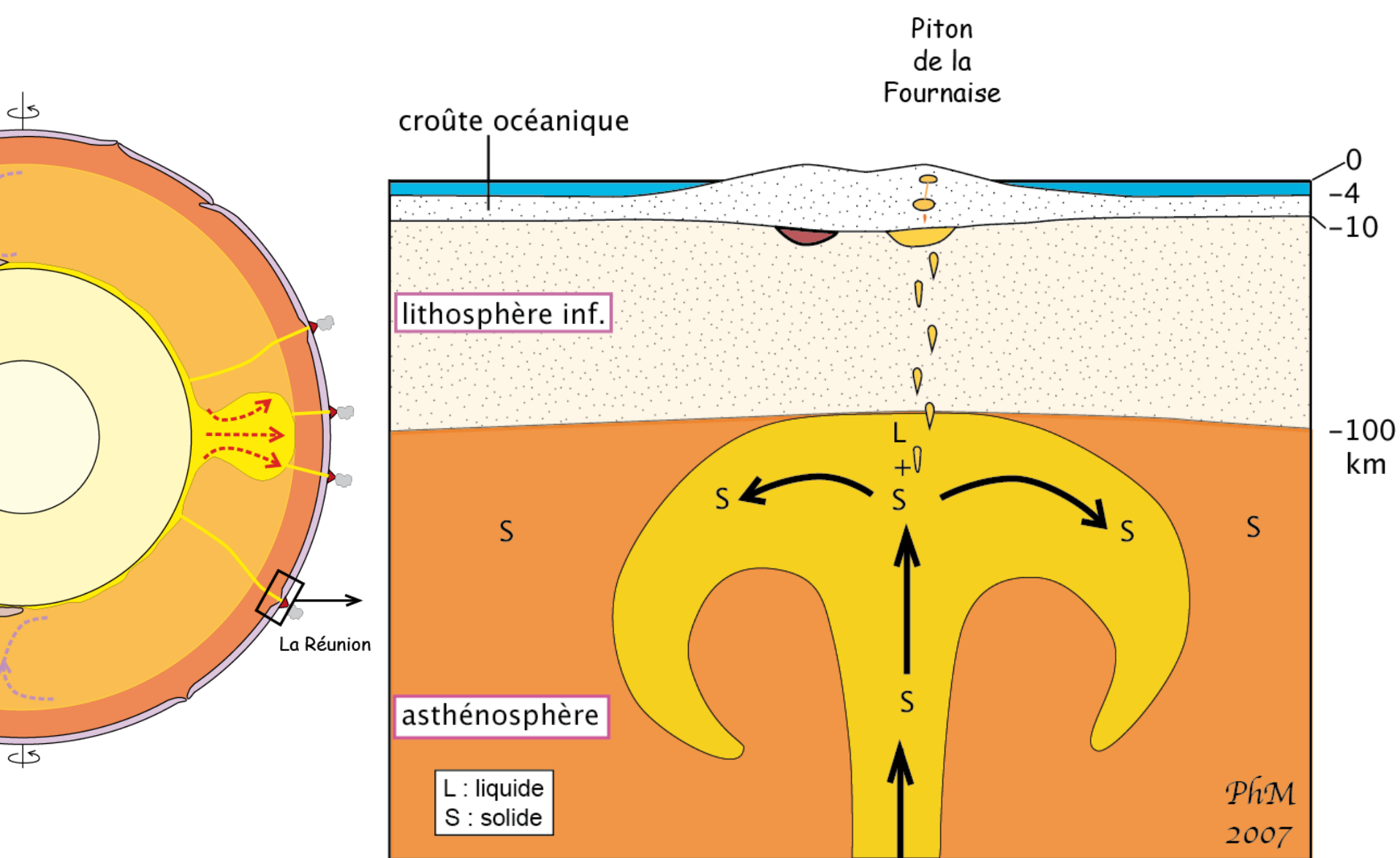
65 millions d'années (65 Ma) : début du point chaud de La Réunion, le volcanisme est intense sur le Deccan et le futur microcontinent seychellois (les restes actuels sont représentés en grisé). Les gaz et les poussières volcaniques détraquent le climat mondial pendant des centaines de milliers d'années.

48 Ma : la dorsale de 65 Ma est bloquée par le point chaud. Une nouvelle branche apparaît entre les Seychelles et le Deccan, ces deux continents sont alors séparés. L'Inde poursuit sa migration vers le nord, le point chaud perce le fond de l'Océan Indien et bâtit les Maldives et les Chagos.

23 Ma : la dorsale océanique se déplace normalement vers l'est et passe par dessus le point chaud, celui-ci construit ensuite le plateau des Mascareignes, Maurice et enfin La Réunion.

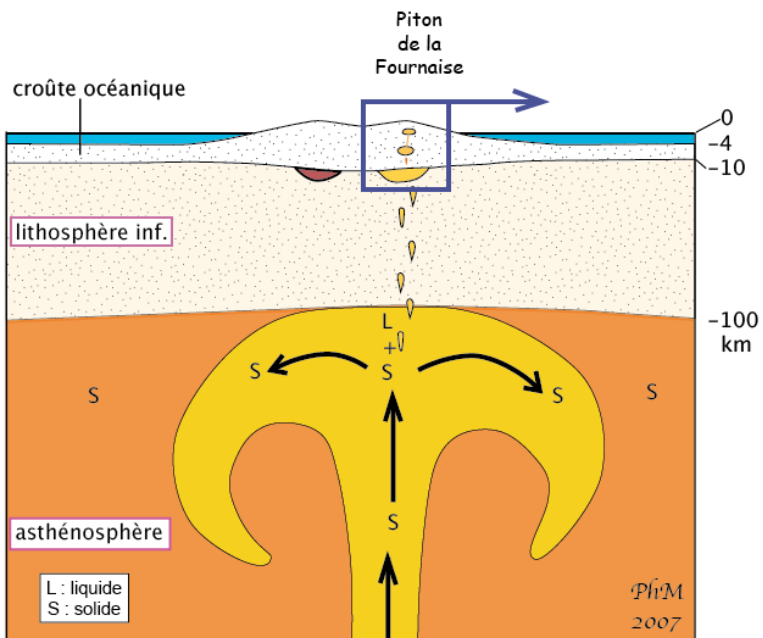
II

Les basaltes à La Réunion



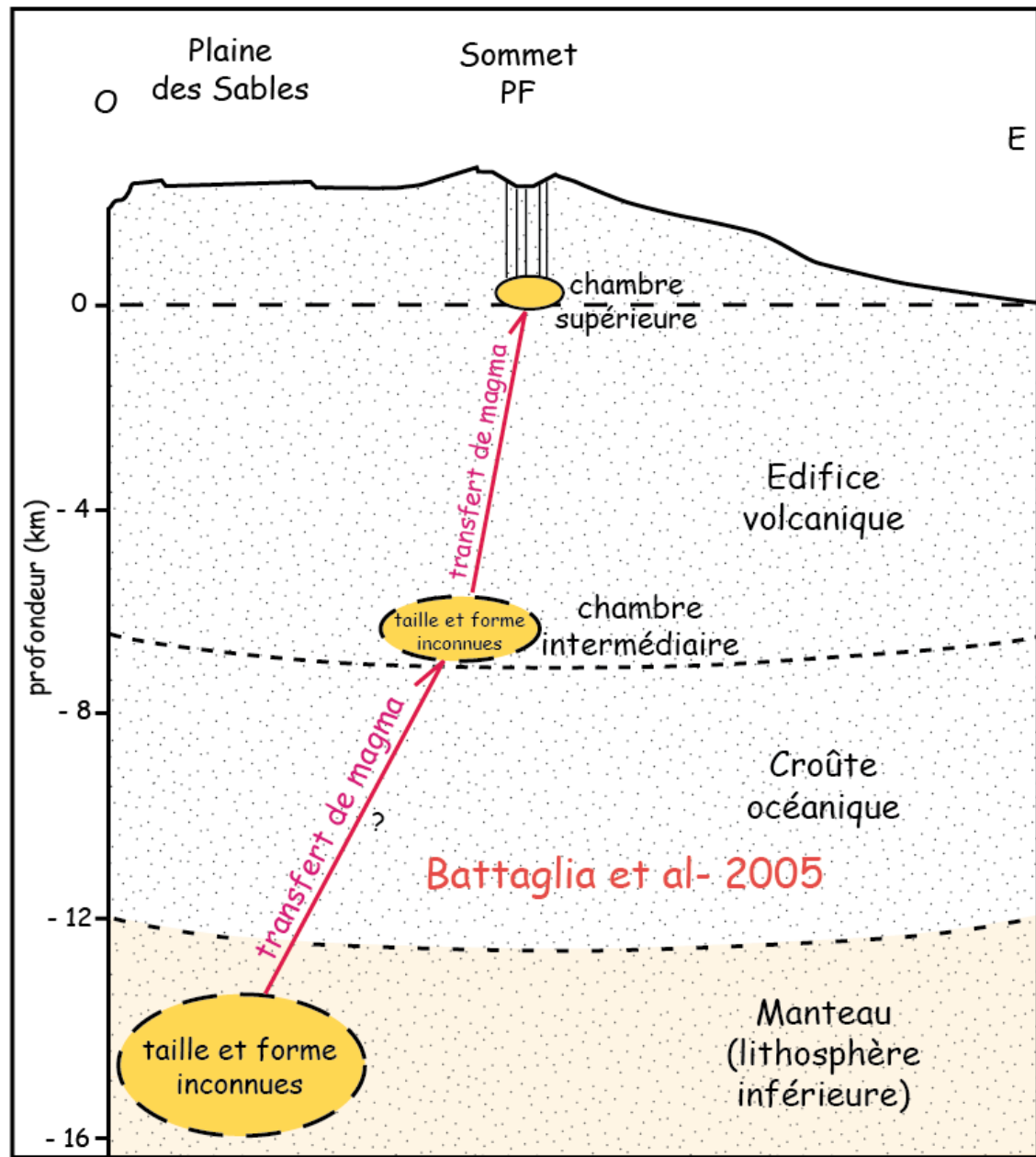
Arrivées sous la lithosphère, les roches chaudes du panache fondent partiellement à cause de la décompression. Le liquide est plus léger que les roches qui l'entourent, il monte et s'accumule dans des réservoirs : les chambres magmatiques.

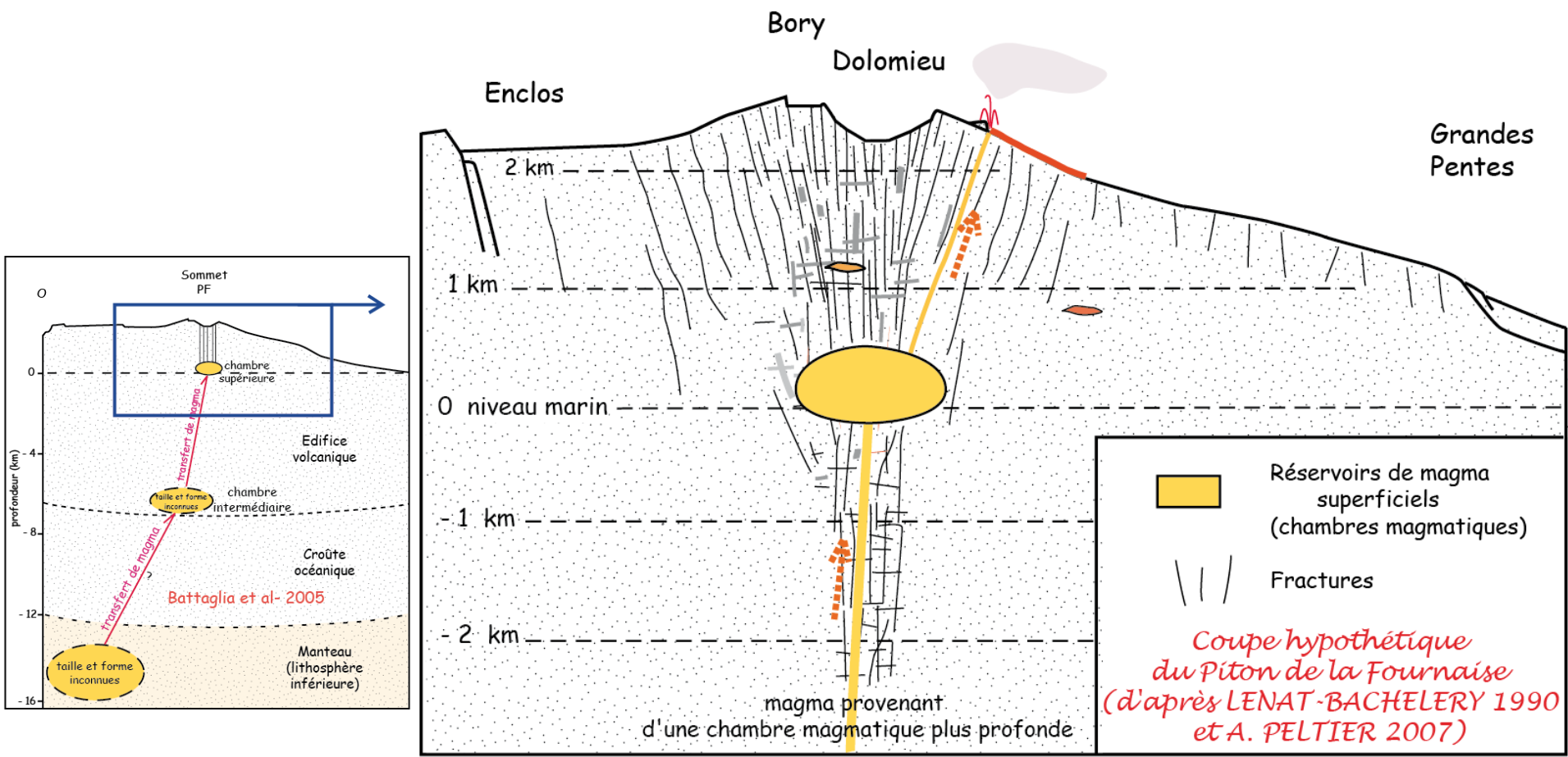
Ce liquide résultant de la fusion partielle du manteau est **basaltique** (voir IV).



La **chambre magmatique** supérieure est assez bien localisée ; les autres sont difficiles à situer car elles sont moins actives.

Entre 2000 et 2007, du magma passait d'une chambre à la suivante de manière permanente. Cette réalimentation semble reprendre depuis 2014.





C'est la **chambre magmatique supérieure** qui provoque la plupart des éruptions historiques. Parfois, du magma arrive d'une chambre profonde (Cratère Hudson en 1998), il n'a pas pu « évoluer » en profondeur et reste « primitif ».

Des éruptions excentriques, d'avant l'histoire réunionnaise, sont issues de ces magmas primitifs (Plaine des Cafres, des Palmistes, des Sables ; Pitons Montvert, de l'Entonnoir 3 ...).

Carte géologique du Massif de la Fournaise

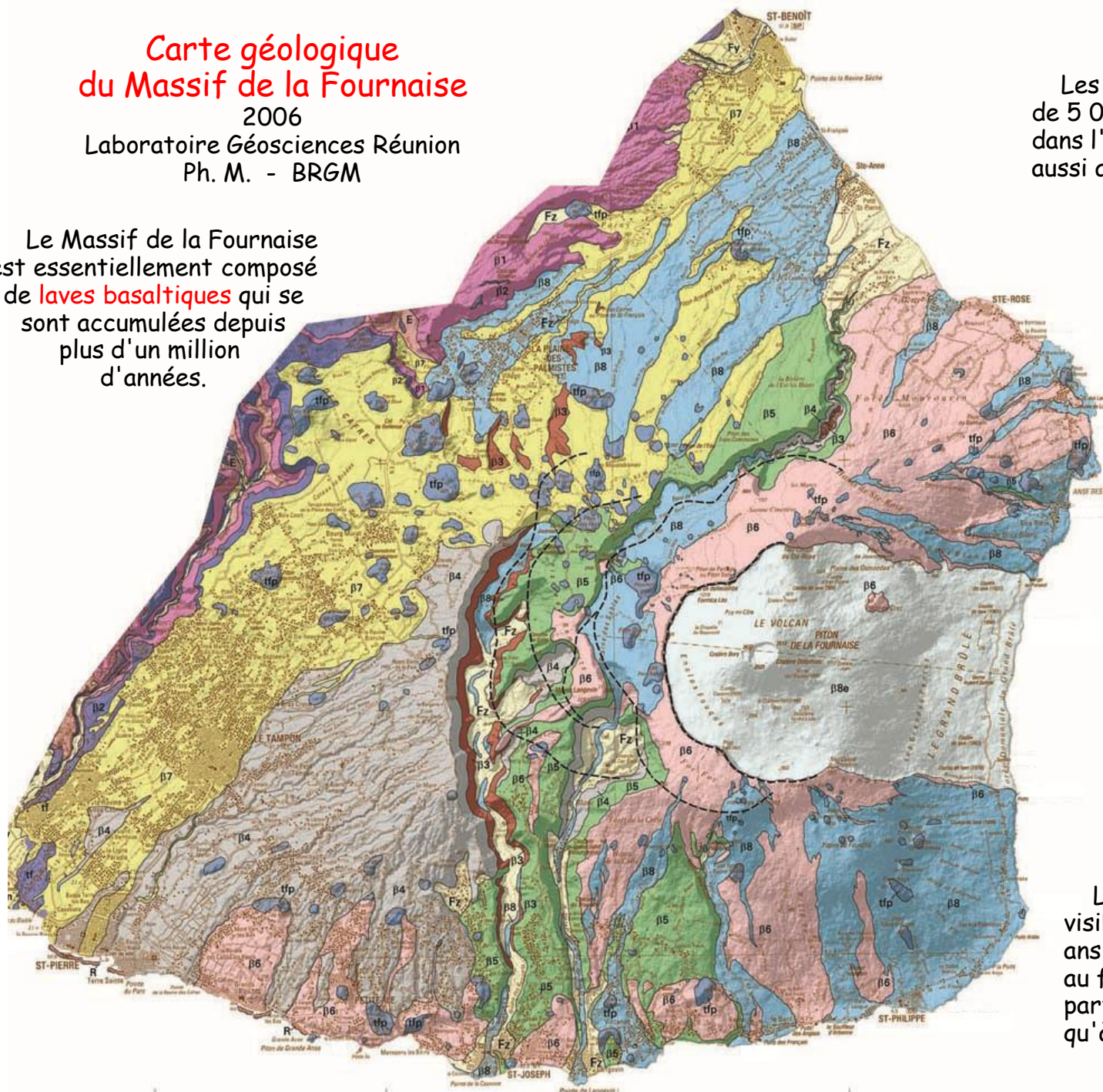
2006

Laboratoire Géosciences Réunion

Ph. M. - BRGM

Le Massif de la Fournaise est essentiellement composé de **laves basaltiques** qui se sont accumulées depuis plus d'un million d'années.

Les laves "**actuelles**" ont moins de 5 000 ans ; on les observe dans l'Enclos bien sûr (β8e), mais aussi ailleurs (β8).



tfp	Pitons et projections
Coulées	
β8	<5000 ans
β8e	
β7	65 000 à 5000 ans
β6	
β5	150 000 à 65 000 ans
β4	
β3	530 000 à 450 000 ans

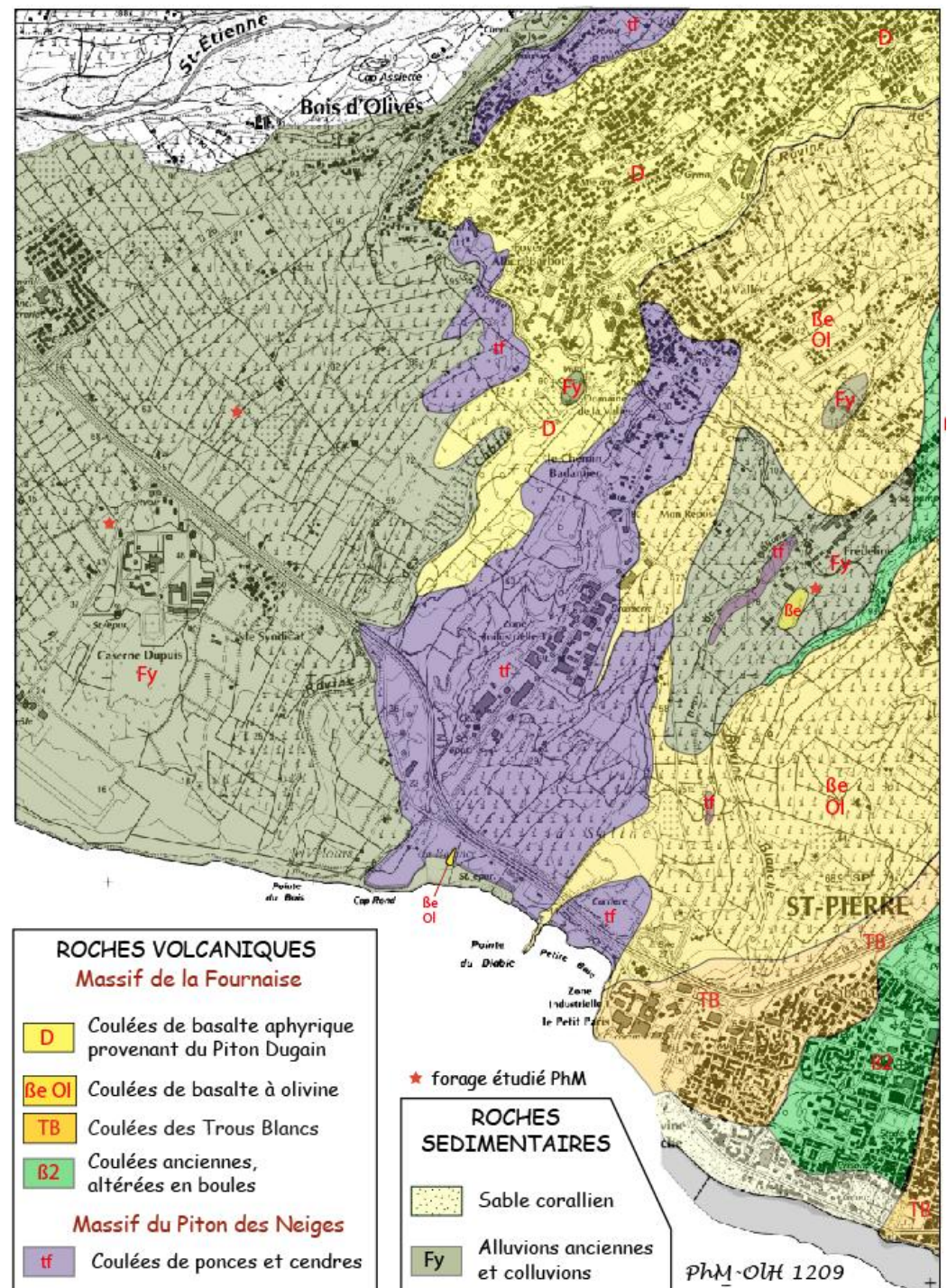
Les laves les plus anciennes visibles sont âgées de 530 000 ans (marron) ; elles affleurent au fond de la Rivière des Remparts et de la Rivière l'Est ainsi qu'à la Plaine des Palmistes.

La région de St Pierre est à la limite entre le Massif du Piton des Neiges et celui de la Fournaise.

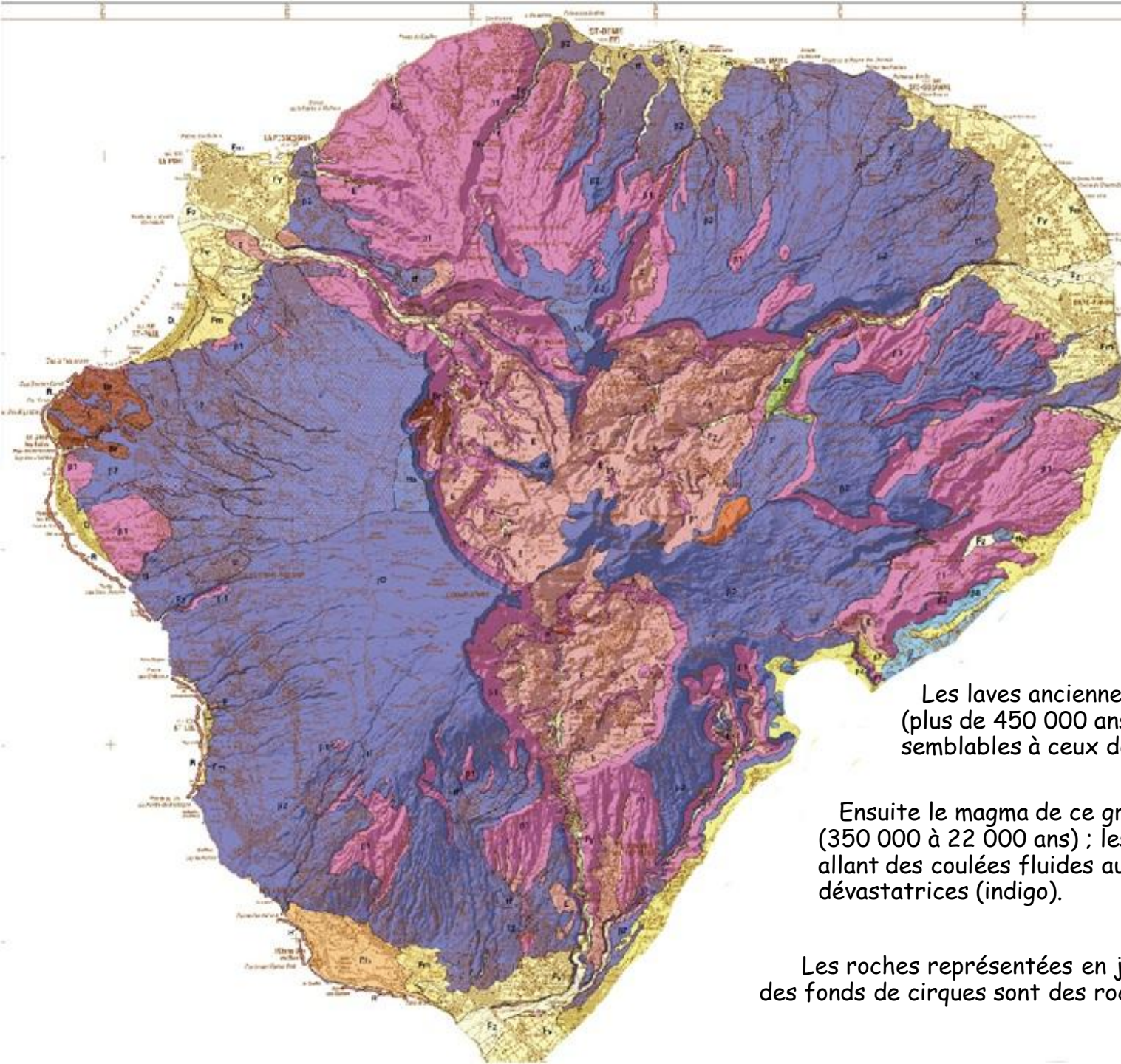
Les roches volcaniques du Piton des Neiges sont des dépôts de nuées ardentes étudiées dans un autre diaporama.

Celles du Massif de la Fournaise sont des coulées de lave fluides, provenant de volcans effusifs, la dernière aurait environ 6 000 ans (TB).

On y trouve aussi des roches sédimentaires, essentiellement des alluvions apportées par le Bras de Cilaos et le Bras de La Plaine.



BRGM
2006



Les laves anciennes **du Piton des Neiges** (plus de 450 000 ans) sont des basaltes semblables à ceux de la Fournaise (rose).

Ensuite le magma de ce grand volcan évolue (350 000 à 22 000 ans) ; les laves sont plus variées, allant des coulées fluides aux nuées ardentes dévastatrices (indigo).

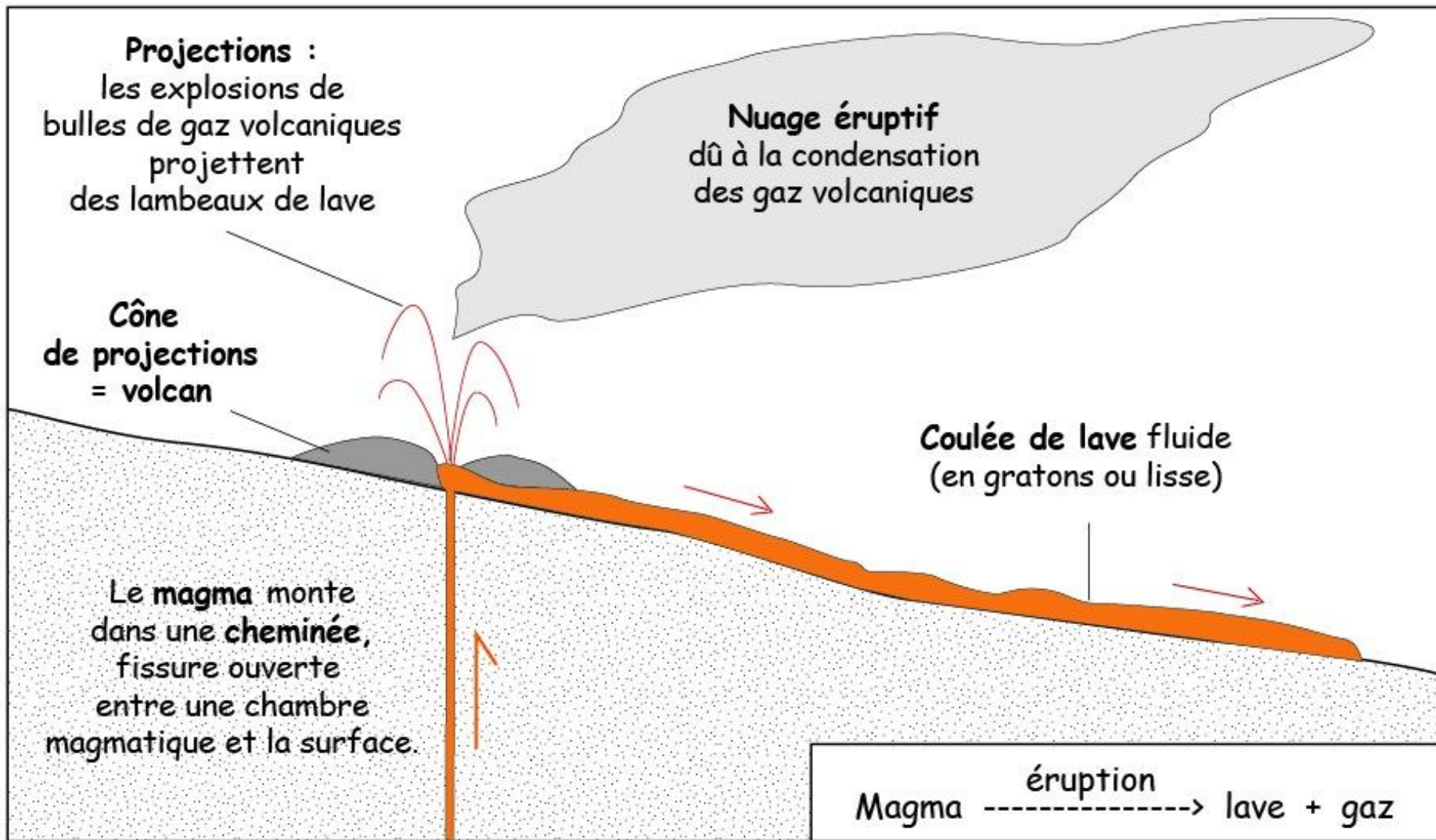
Les roches représentées en jaune et celles des fonds de cirques sont des roches sédimentaires.

III

Les éruptions basaltiques et leurs produits

III a - Les éruptions aériennes





Coupe décrivant le début d'une éruption volcanique de type effusif

Les gaz volcaniques

Surtout : H_2O , CO_2 , SO_2 , H_2 , CO

En faible quantité : H_2S , HCl , HF , He





Les gaz constituent le moteur de l'ascension du magma. Ils sont primitivement dissous dans le liquide ; ils forment lentement des bulles dans la chambre magmatique quand le magma se refroidit (voir chap IVa). Puis, quand la pression baisse pendant l'éruption (ouverture de la chambre), cette vésiculation devient très rapide. Les bulles rendent le magma moins dense et le font monter.

Au début de l'éruption, elles sont nombreuses et des fontaines de lave puissantes éjectent de la lave en continu (genre bouteille de soda secouée puis ouverte), ensuite les bulles se rassemblent, deviennent plus grosses et moins fréquentes comme sur cette image (soso mais presque cuit).



Kapor - A. BARRERE

De ces gaz volcaniques, à la fin de l'éruption, il ne reste pas grand chose car ils se sont dispersés dans l'atmosphère. Parfois on peut retrouver des dépôts de soufre cristallisé. Ces minéraux résistent mal à l'érosion par l'eau et le vent. (taille des grands cristaux : 2 cm)



Pour observer **une cheminée volcanique**, il faut que l'érosion l'ait dégagée des roches qui l'entourent.

Sur cette photo, deux sont bien visibles, elles sont tout à fait classiques : ce ne sont pas des cylindres mais des filons verticaux.

Leur largeur est souvent inférieure au mètre, la longueur peut atteindre plusieurs centaines de mètres (la longueur de la fissure éruptive en surface) et leur hauteur correspond à la profondeur de la chambre magmatique qui a produit l'éruption.

Quand le magma ne monte plus, l'éruption se termine ; en profondeur, la lave se refroidit et se solidifie en se rétractant (volume du solide plus petit que celui du liquide). Cela casse la lave selon des fentes de retrait perpendiculaires aux flancs du filon.

Ces cheminées sont parallèles, elles se sont mises en place dans une zone de faiblesse du massif volcanique, dans une rift-zone hawaiienne (chap IIIb).

Etna

(P. BACHELERY)



La cheminée du Pas de Bellecombe est très « fréquentée » mais peu connue ! Le chemin passe à côté deux fois : en descendant on frôle d'abord son flanc oriental (photo de gauche) puis son cœur.

Elle montre la direction du sommet : c'est une cheminée « rayonnante » qui s'est mise en place quelques temps avant la formation de l'Enclos.



Dans les falaises des cirques, des grandes vallées et de la Route du Littoral, on peut observer des filons quasi verticaux : ce sont des **dykes**.

On estime que la moitié sont des cheminées volcaniques, les autres ne sont pas arrivés en surface.



Lucette FERLICOT
Maison du Volcan

Les **projections** d'une éruption effusive retombent à proximité du lieu de l'éruption, elles s'accumulent et bâtissent un **volcan**, c'est-à-dire un **cône** avec un **cratère** (le trou). Elles ne représentent que 1 à 2 % de la lave d'une éruption.



Lucette FERLICOT
Maison du Volcan

Quand le magma rencontre de l'eau en profondeur, l'éruption devient plus explosive car la vaporisation de cette eau va augmenter la quantité de gaz du magma ; elle va aussi le refroidir et le rendre plus visqueux : l'éruption devient **hydromagmatique**. Cela construit de grands volcans tel le Piton Babet (voir le diaporama « Le volcanisme explosif à La Réunion »).



Eric ATOY

Le **nom des projections** dépend de leur grandeur,

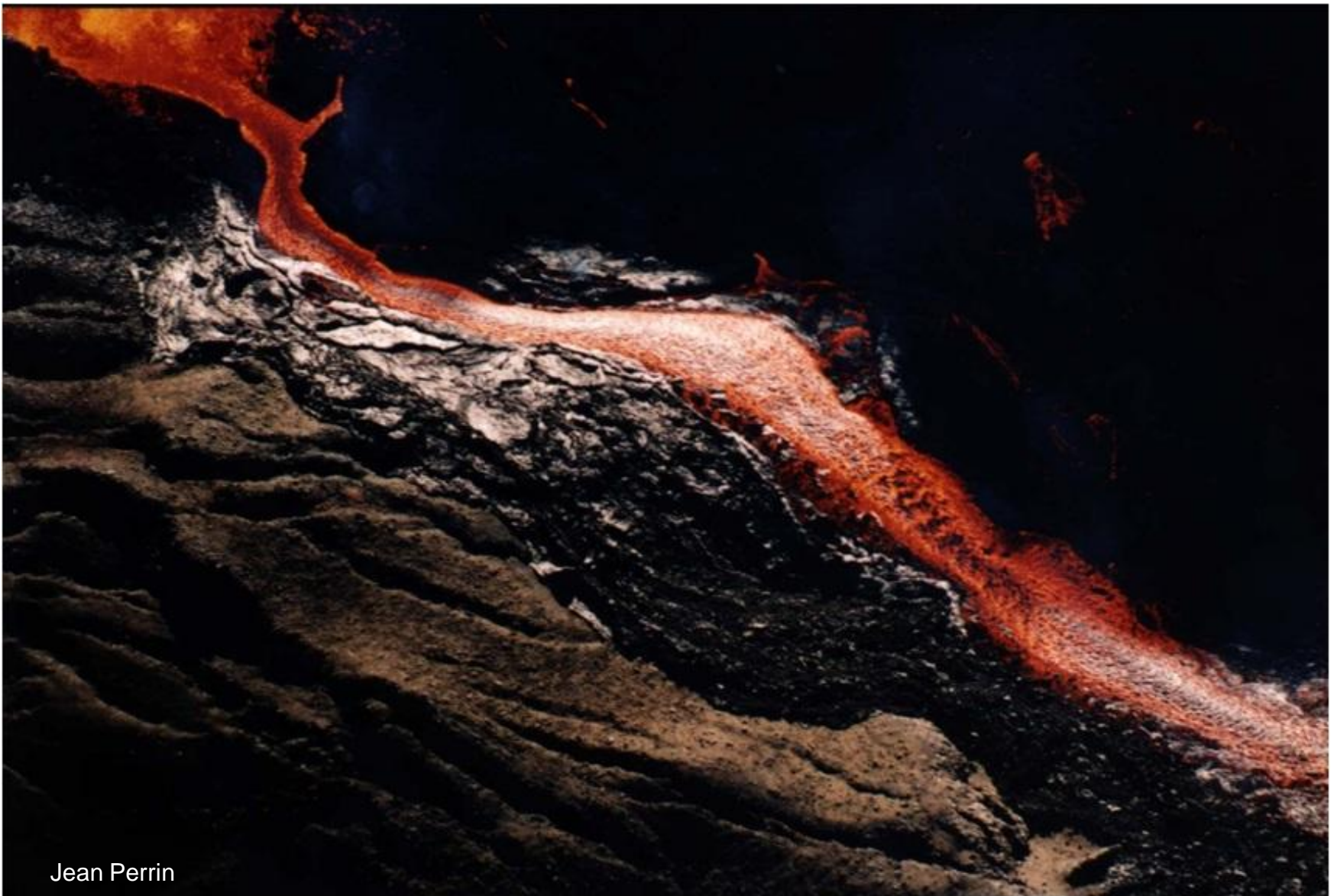
- moins de 2 mm : cendre,
- de 2 à 64 mm (2 pouces $\frac{1}{2}$) : lapilli,
- plus de 64 mm : bombes.

On peut ensuite ajouter un qualificatif qui dépend de la forme : en bouse de vache (= splatch), en fuseau, rubané ... ou scoriacé.

Les projections sont généralement peu denses car les gaz ont formé des bulles pendant le trajet aérien mais elles n'ont pas eu le temps de s'échapper car la lave s'est très rapidement solidifiée.

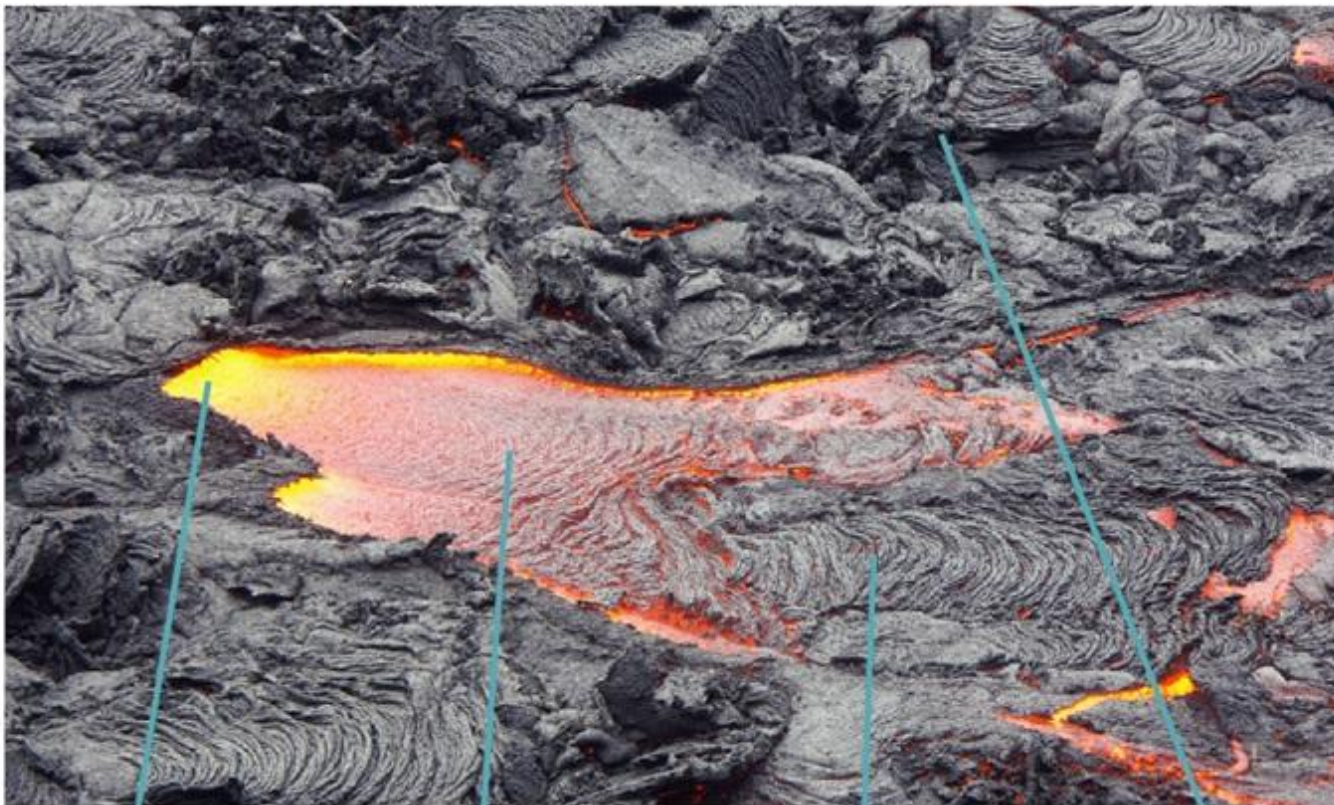


Là où affleurent des projections se trouve un volcan. Elles sont souvent rougeâtres car elles ont été oxydées par des gaz volcaniques mélangés à l'air.

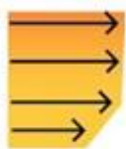


Jean Perrin

La forme primaire d'une lave basaltique est **pahoehoe**, les « laves lisses » en font partie. Ces coulées, quand elles se refroidissent, forment en surface une croûte brillante. Dessous, l'écoulement se fait parfois dans des tubes ou des tunnels.



Ph.M



coulée rouge
en mouvement
(sortie de cratère
ou de tunnel)



au contact
de l'air,
une croûte
se forme



la croûte,
encore plastique
est déformée :
cordes



la croûte
quasi-solide
est brisée :
lave en plaques

Formation d'une croûte à la surface d'une coulée pahoehoe

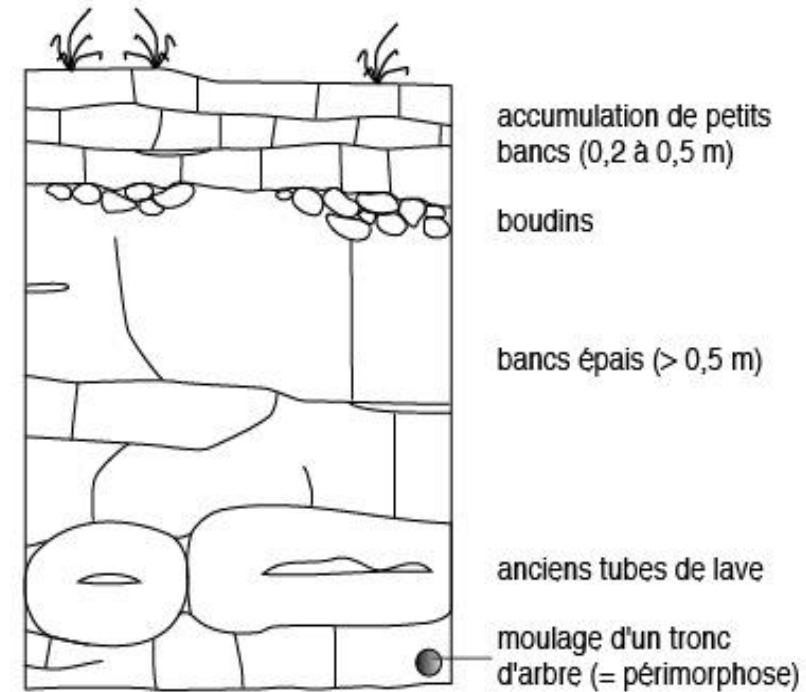




Ph M



Coupes dans des coulées pahoehoe



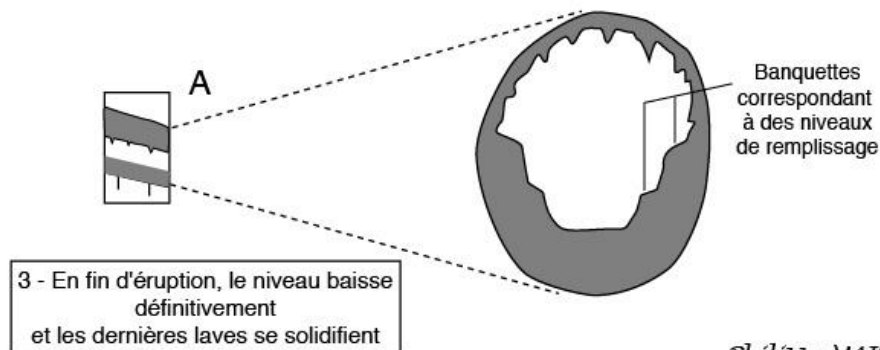
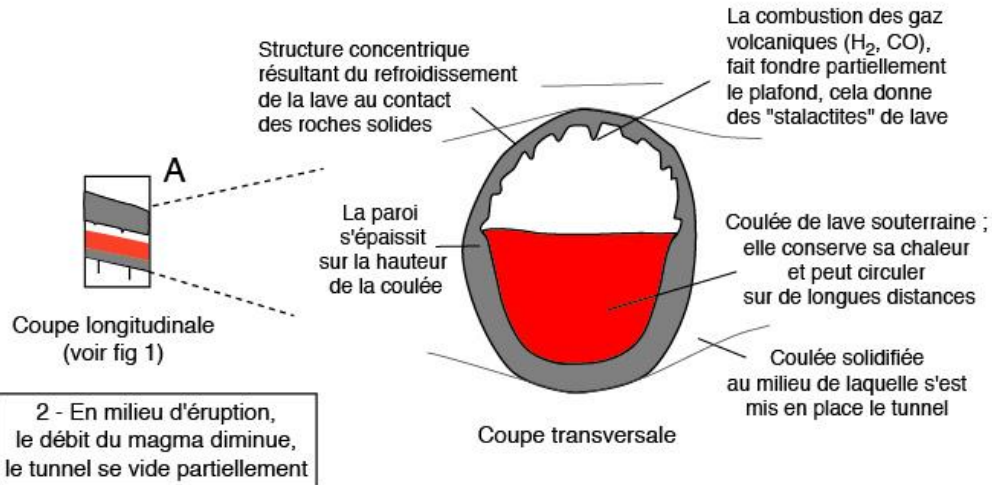
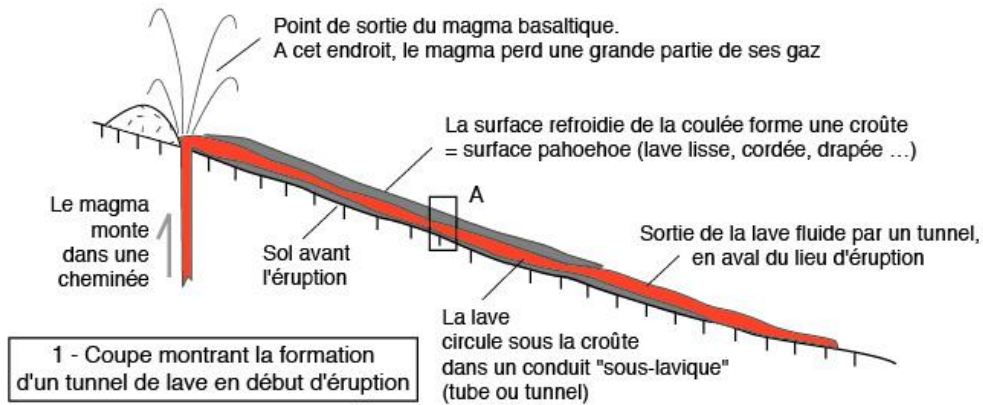
PhM

Une **coulée pahoehoe** est formée par la superposition « d'unités d'écoulement », séparées par des surfaces cordées, boudinées, drappées Là, les gaz chauds ont circulé et oxydé la lave : les joints entre les unités sont rouges.

Les trous dans les bancs gris (coulée 1961) correspondent à des cœurs de tubes qui se sont vidés à la fin de l'éruption.

Cette coulée a cuit la surface sur laquelle elle s'est étalée, l'argile du sol a été transformée en brique orange.

LES TUNNELS DE LAVE

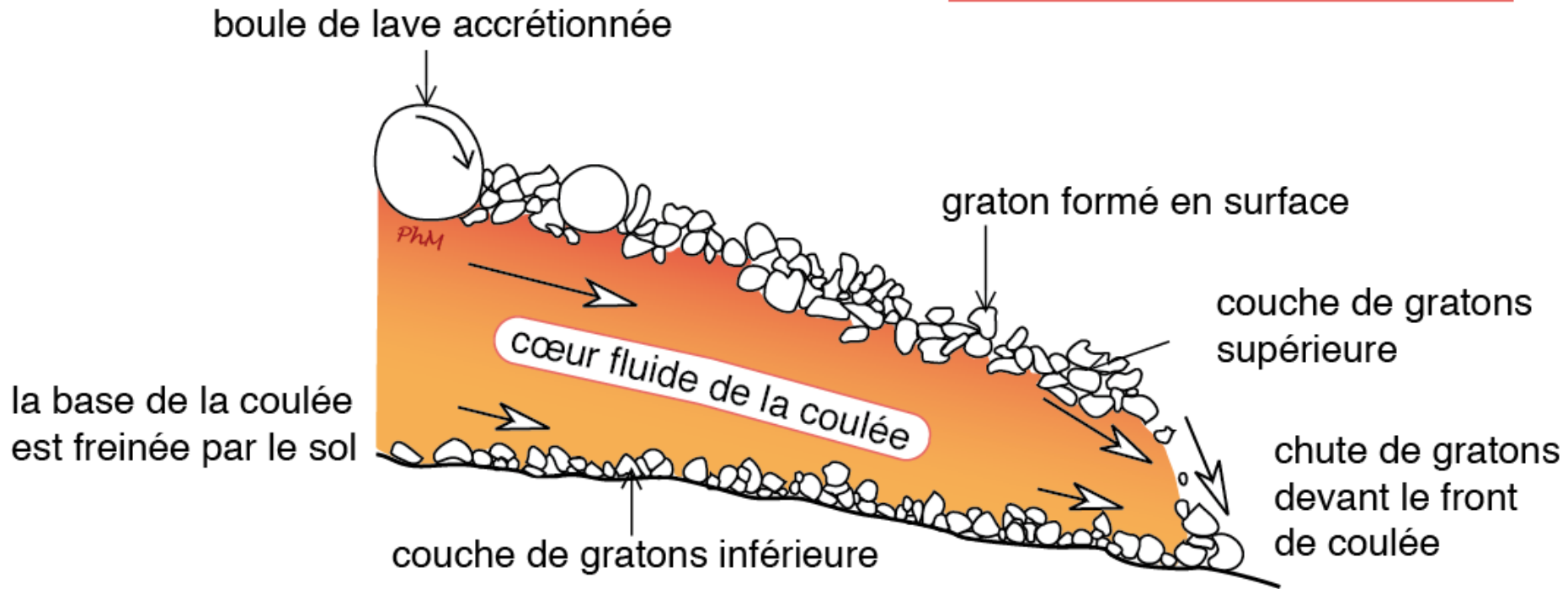






Les **coulée en gratons** (= coulées aa) ont une surface morcelée, mate (pas de croûte).

*Coupe d'une coulée aa
en mouvement*



Une unité de coulée en gratons est formée de 3 couches.



PhM

Les **gratons** sont rugueux, épineux ... Ils résultent de l'agglomération de grumeaux qui sont apparus quand la lave a évolué de pahoehoe en gratons (diapo 46). Lors de l'avancée de la coulée, ils se sont frottés les uns aux autres et ont souvent cassé leurs pointes. Les petits morceaux passent dans les trous et ne se voient plus en surface.

A la différence des projections scoriacées, les gratons sont denses car ils sont en grande partie dégazés.



Quand un bloc solide tombe sur la coulée, il ne peut pas s'enfoncer et avance en roulant à la surface. Il se recouvre alors de couches de lave à la façon d'une boule de neige. On trouve ces **boules de lave** au milieu des gratons. Les plus grosses peuvent atteindre 8 m.

Le bloc originel est souvent un morceau du cône volcanique dont la densité est plus faible que celle de la coulée.



L'accumulation d'unités de coulées en gratons, vue en coupe, se présente comme un millefeuille.

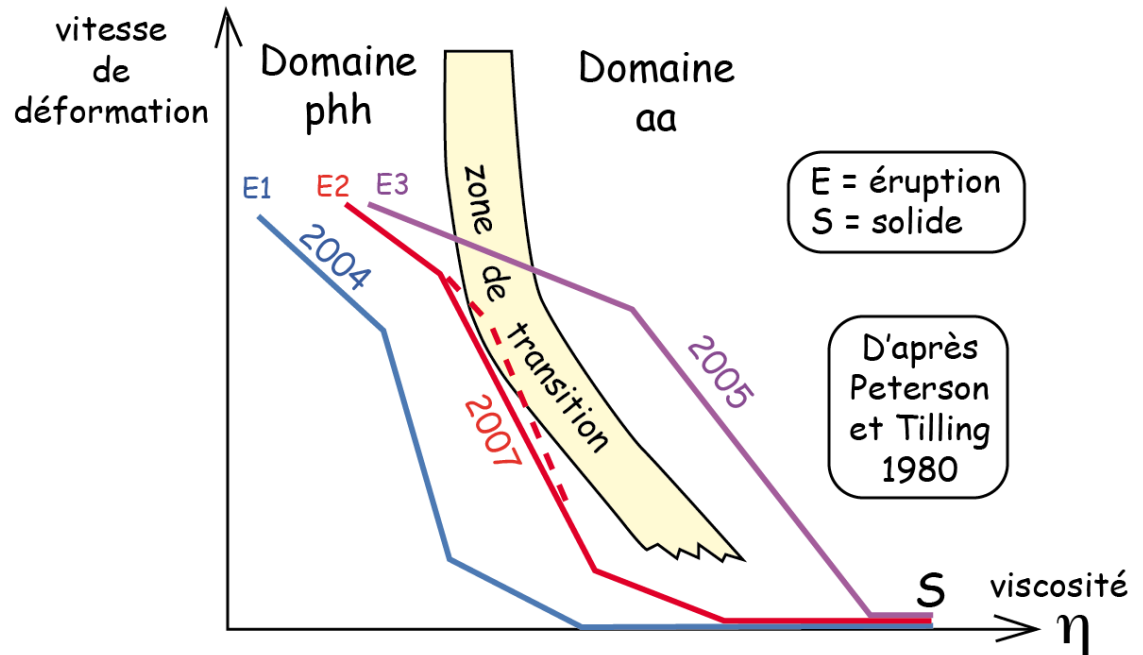
Les couches de gratons sont très poreuses et perméables, les cœurs massifs sont cassés par des fentes de retrait : ces roches sont donc d'excellents aquifères mais elles résistent mal à l'érosion.

La forme primitive d'une coulée de lave est **pahoehoe** (phh) ; elle peut garder cet aspect ou évoluer en lave en **gratons** (aa). Le passage dépend avant tout de 2 facteurs : la viscosité du fluide et la vitesse de déformation dans la coulée ; cela se fait quand la lave est liquide.

La viscosité dépend de plusieurs paramètres : la température d'abord qui diminue avec l'éloignement du cratère, la quantité de cristaux, de silice ...

La vitesse de déformation augmente avec la puissance des fontaines de lave, la pente, la poussée de la lave en arrière ...

Deux parties d'une coulée peuvent suivre des chemins différents et présenter des aspects différents.

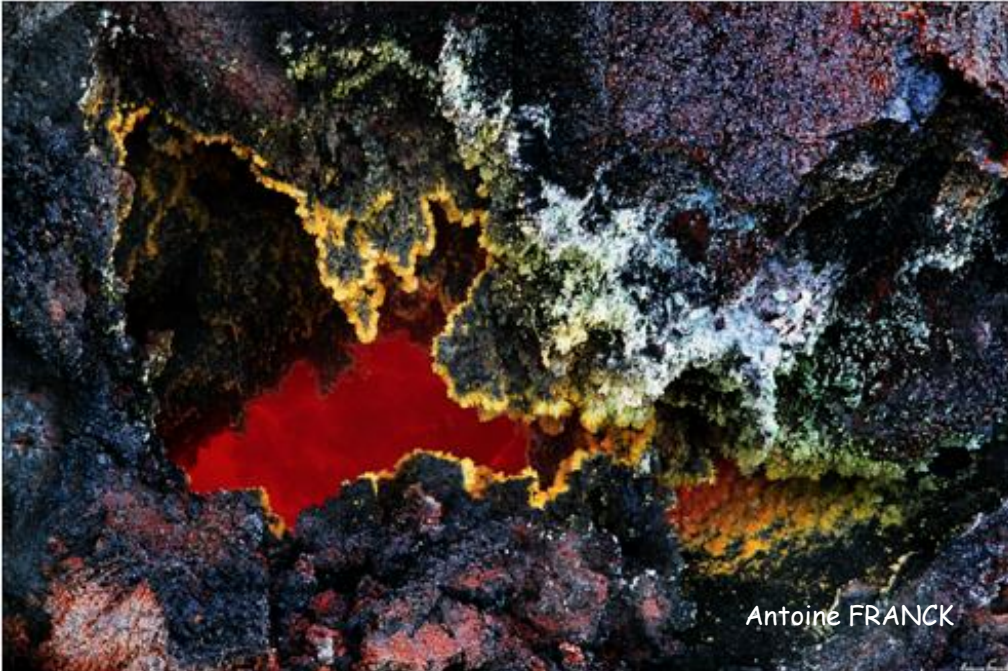


Le passage pahoehoe - gratons

En **2004**, la lave émise est aphyrique (donc très fluide), elle coule d'abord dans les Grandes Pentes puis sur des pentes faibles voire sur du plat : elle reste pahoehoe. Cela est aussi dû au fait que des tunnels ont amené à basse altitude une lave qui ne s'est pas refroidie pendant le trajet souterrain.

Les basaltes de 2005 et 2007 sont riches en cristaux d'olivine, ils sont donc plus visqueux au départ que celui de 2004.

Les laves de **2005** ont rapidement franchi la transition phh / aa tandis que celles de **2007** ne l'ont pas fait. Cependant certaines unités de coulée ont pénétré la zone de transition sans la dépasser, les laves sont devenues "transitionnelles", elles ressemblent à des phh mais avec des formes hérissées, scoriacées ...



Antoine FRANCK

A la fin de l'éruption, l'**activité fumerollienne** se poursuit pendant des semaines voire des années (coulée de 2007).

Les gaz chauds, mélangés au dioxygène de l'air et à la vapeur d'eau, vont oxyder et hydroxyder les roches. Celles-ci prennent des couleurs vives.

Ci-contre une bouche de dégazage active dans la coulée de 2005.

L'éruption du Piton **Chisny**, il y a environ 1 000 ans a été exceptionnelle par le volume des projections et des coulées émises. Sur les flancs du cône, les zones rouges et bariolées correspondent à des sorties de fumerolles (ci-dessous).

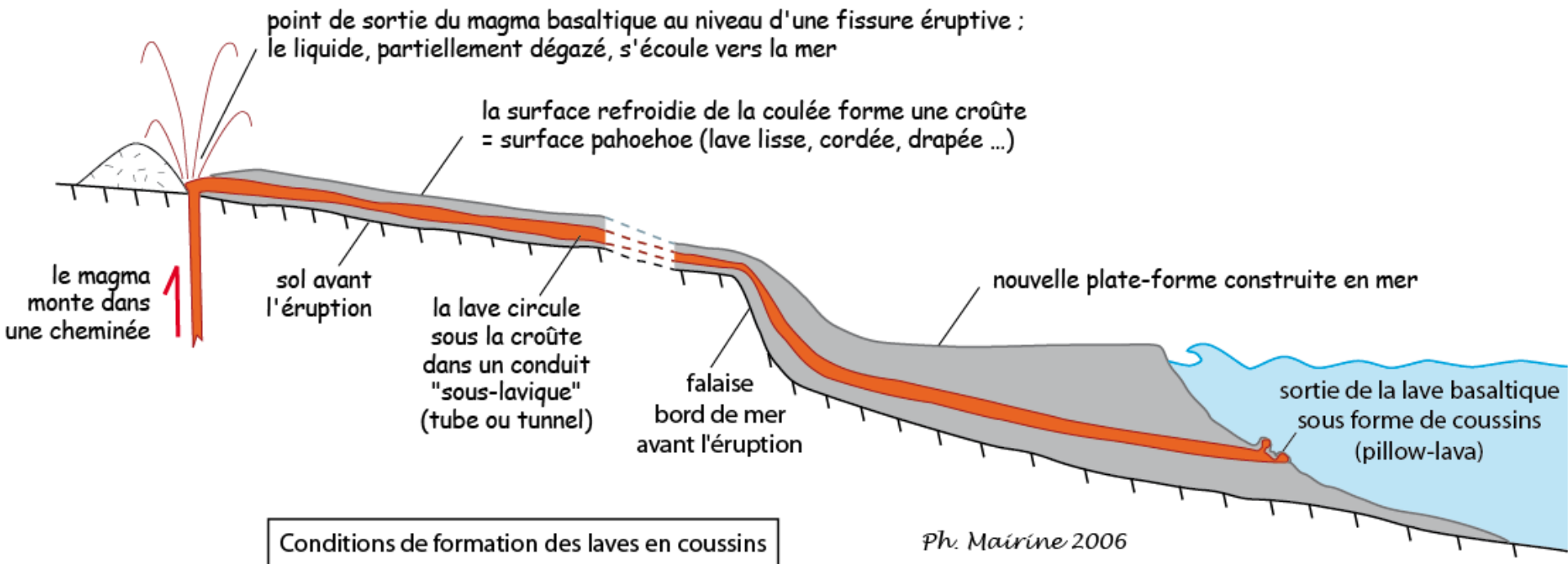


Jean Patrice CAUMES

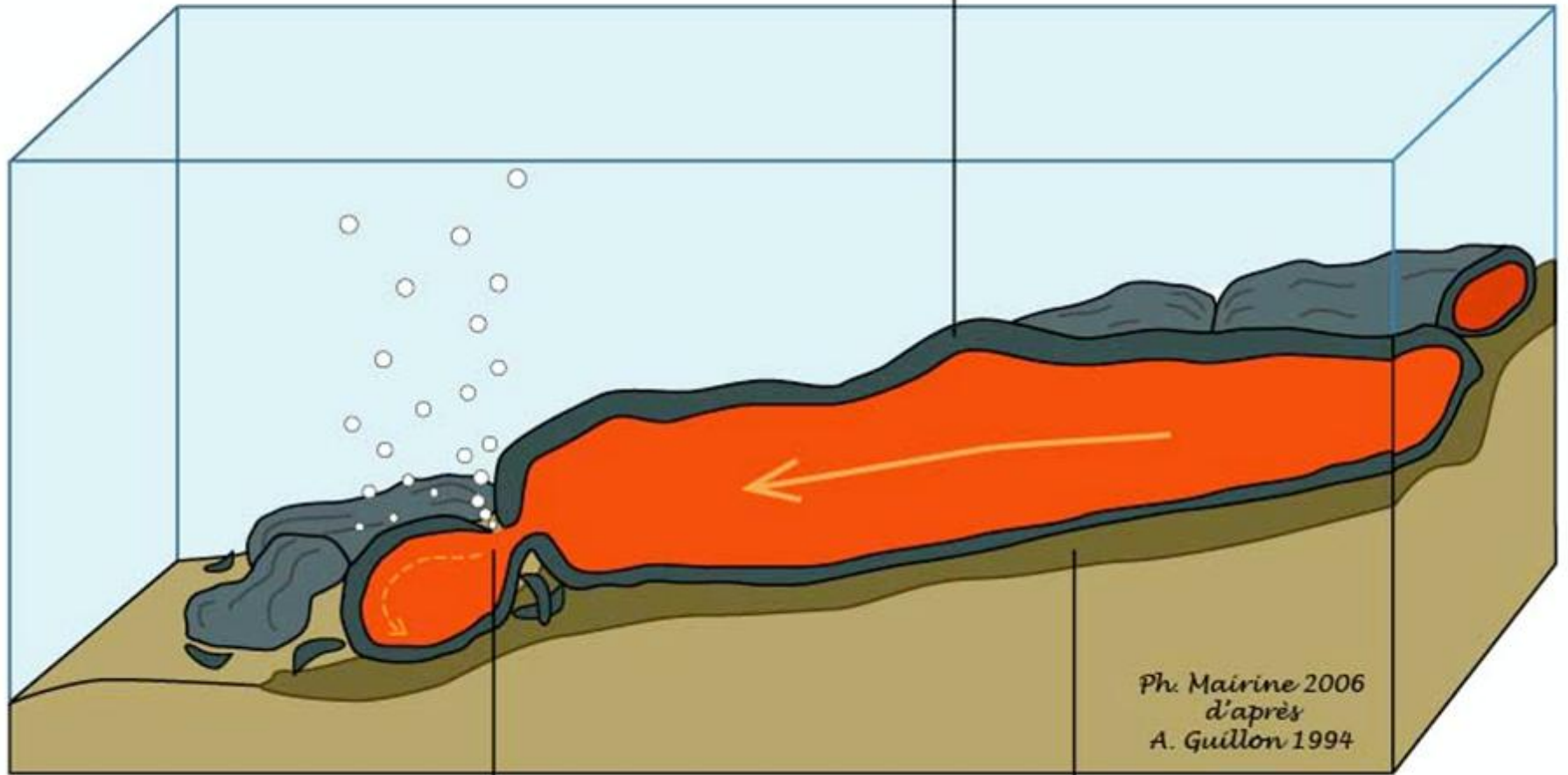
III b - Les éruptions sous-marines



Les coulées de lave sous-marines se présentent le plus souvent sous la forme de « **pillow-lava** » ou lave en coussins.



croûte vitrifiée
(= bordure figée)

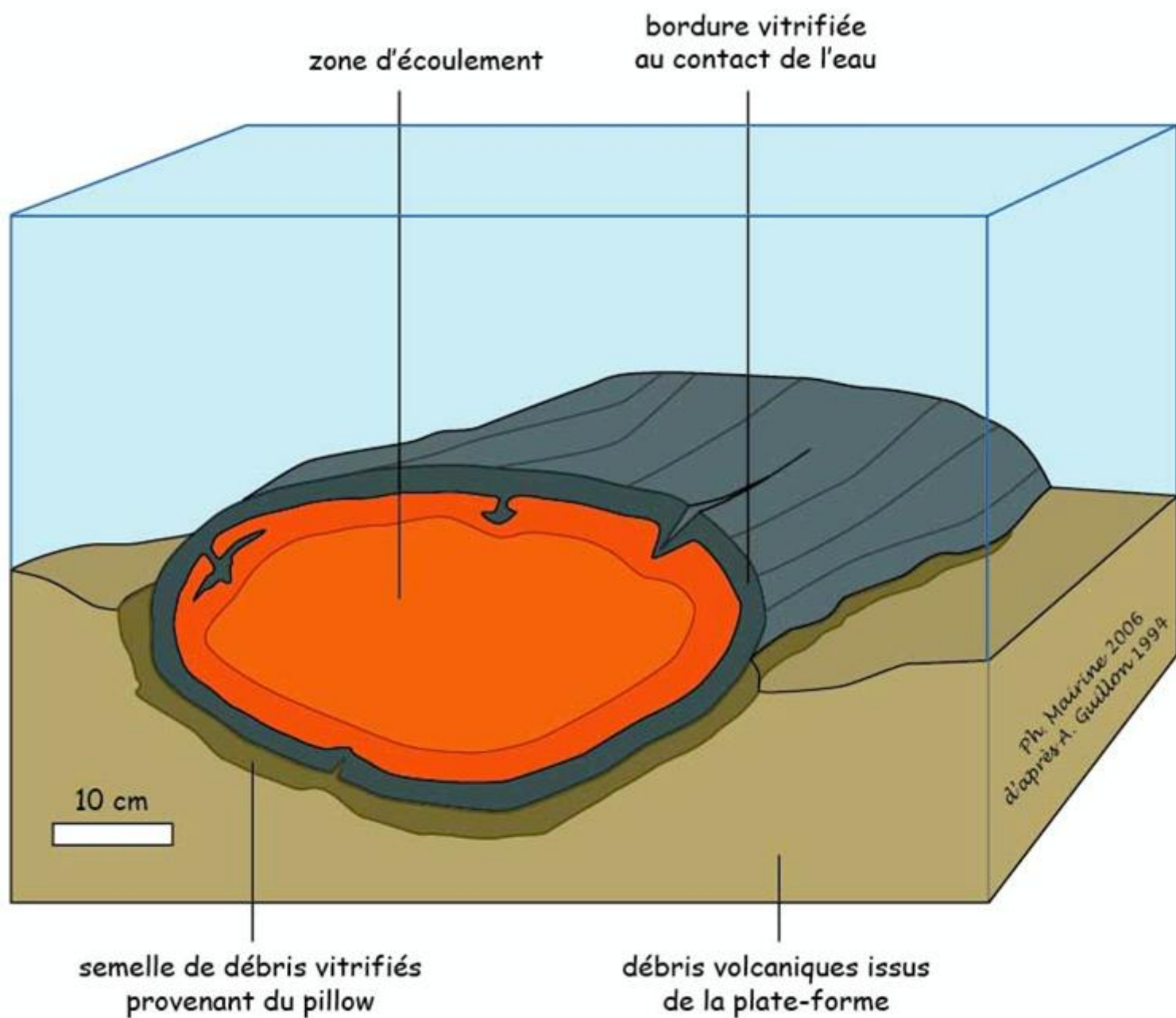


avancée par fissuration
de la bordure figée
sous la pression de la lave

couche de petits débris
de croûte vitrifiée
(= hyaloclastites)

Formation des pillow-lavas





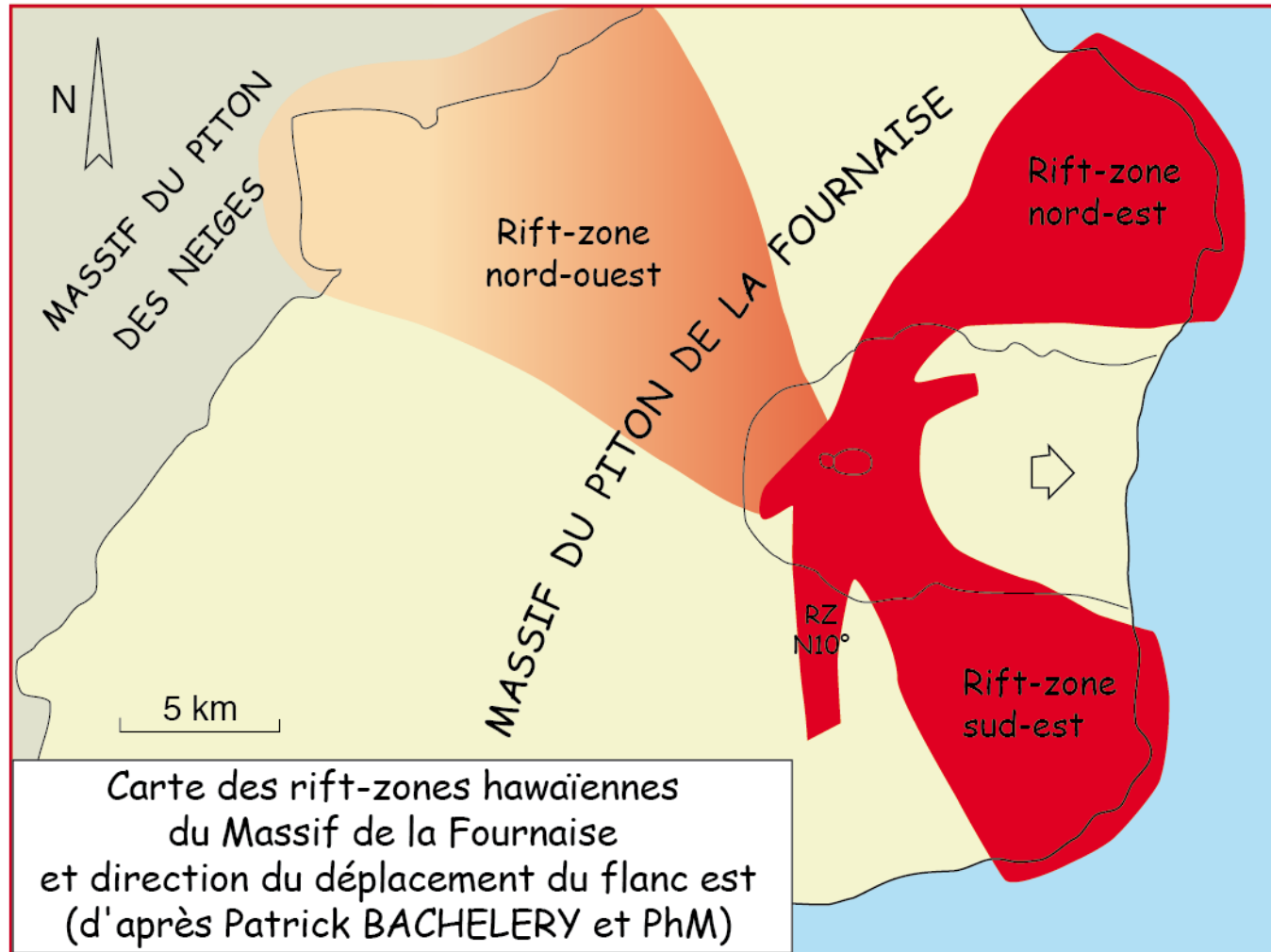
Coupe transversale d'un pillow-lava actif

III c - Les éruptions
ne se produisent pas n'importe où



L. FERLICOT
Maison du Volcan

Deux éruptions ont marqué le sud-est de La Réunion : celle de 1986 au Tremblet et celle de 2007 dans le sud de l'Enclos. La première a détruit huit maisons au Tremblet et la seconde a coupé la RN2 pendant de longs mois.



Les cheminées volcaniques se mettent en place dans les zones de faiblesse du massif volcanique, là où elles peuvent écartier les roches : elles montent dans les « **rift-zones** » de la Fournaise.

La cartographie géologique a permis de localiser ces endroits et de préciser leur activité dans le temps. Les zones sont bien sûr très actives dans l'Enclos ; à leur croisée les éruptions sont les plus nombreuses et construisent le cône central (le Piton de la Fournaise même).

Hors Enclos, les rift-zones NE et SE concernent les communes de St Philippe et Ste Rose. Entre 1800 et 1977 aucune éruption ne s'y est produite mais depuis, trois ont rappelé aux Réunionnais que le Volcan ne se limitait pas à l'Enclos : 1977 à Piton Ste Rose, 1986 au Tremblet et 1988 quand l'éruption du Kapor s'est étendue hors de l'Enclos.



Le Piton Papangue à Parc à Moutons (ci-contre), le Piton Hyacinthe et le Piton Armand à St Benoît (ci-dessous) sont des exemples de **volcans « actuels »**, loin de l'Enclos.

Un volcan est dit « actuel » quand il est plus jeune que l'Enclos (formé il y a 4 700 ans).

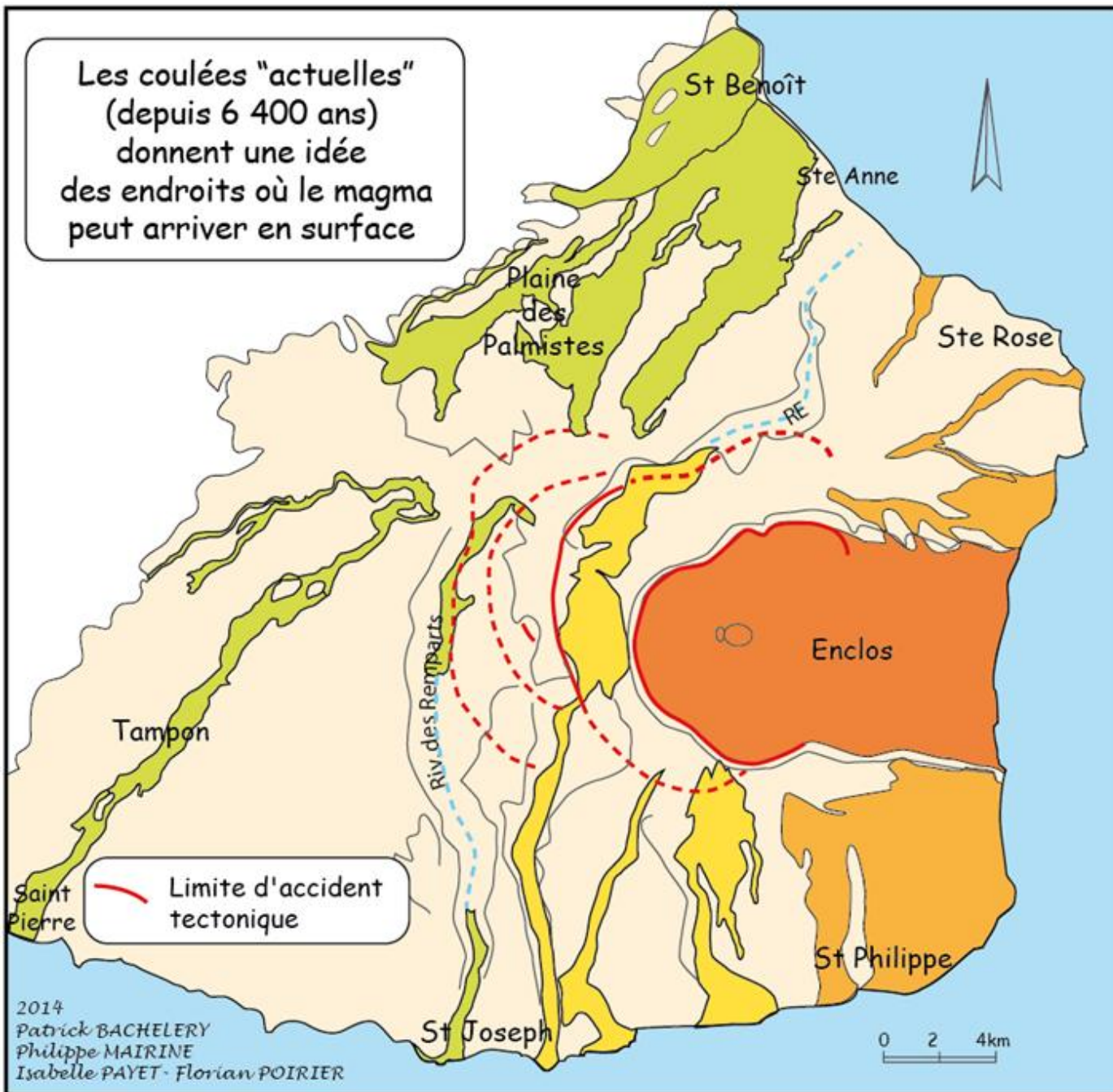
Leurs cônes sont beaucoup plus grands que ceux de l'Enclos pour deux raisons :

- leur magma est profond et donc riche en gaz,
- en montant, le magma a rencontré beaucoup d'eau souterraine, il l'a vaporisée et s'est enrichi en gaz.

Les éruptions seront donc plus explosives, de type « **hydromagmatique** » (voir le diaporama « Le volcanisme explosif à La Réunion »).



Les coulées "actuelles"
(depuis 6 400 ans)
donnent une idée
des endroits où le magma
peut arriver en surface



2014
Patrick BACHELERY
Philippe MAIRINE
Isabelle PAYET · Florian POIRIER

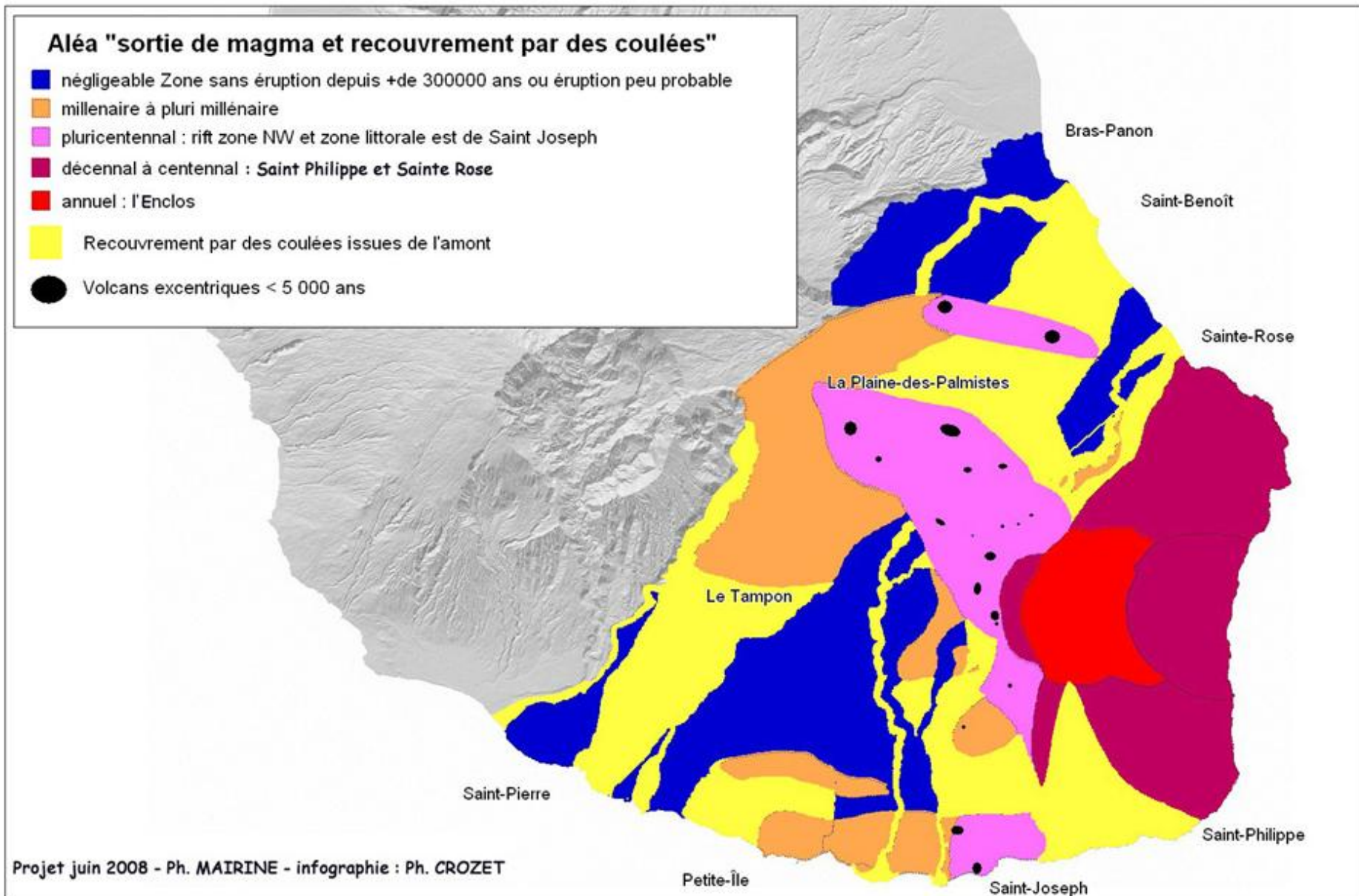
La carte des coulées actuelles montre les lieux actifs du Massif de la Fournaise

Il faut aussi établir la périodicité de ces éruptions pour définir l'aléa volcanique sur La Réunion.

Pour mieux le préciser, il faut bien sûr cartographier l'ensemble du Massif et les zones limitrophes (chapitre II).

Aléa "sortie de magma et recouvrement par des coulées"

- négligeable Zone sans éruption depuis +de 300000 ans ou éruption peu probable
- millénaire à pluri millénaire
- pluricentennal : rift zone NW et zone littorale est de Saint Joseph
- décennal à centennal : **Saint Philippe et Sainte Rose**
- annuel : l'Enclos
- Recouvrement par des coulées issues de l'amont
- Volcans excentriques < 5 000 ans



Carte de l'aléa connu en mars 2010. Des études complémentaires affineront ce zonage.

IV

Les roches « basaltiques »
formées en deux temps
et quelques mouvements

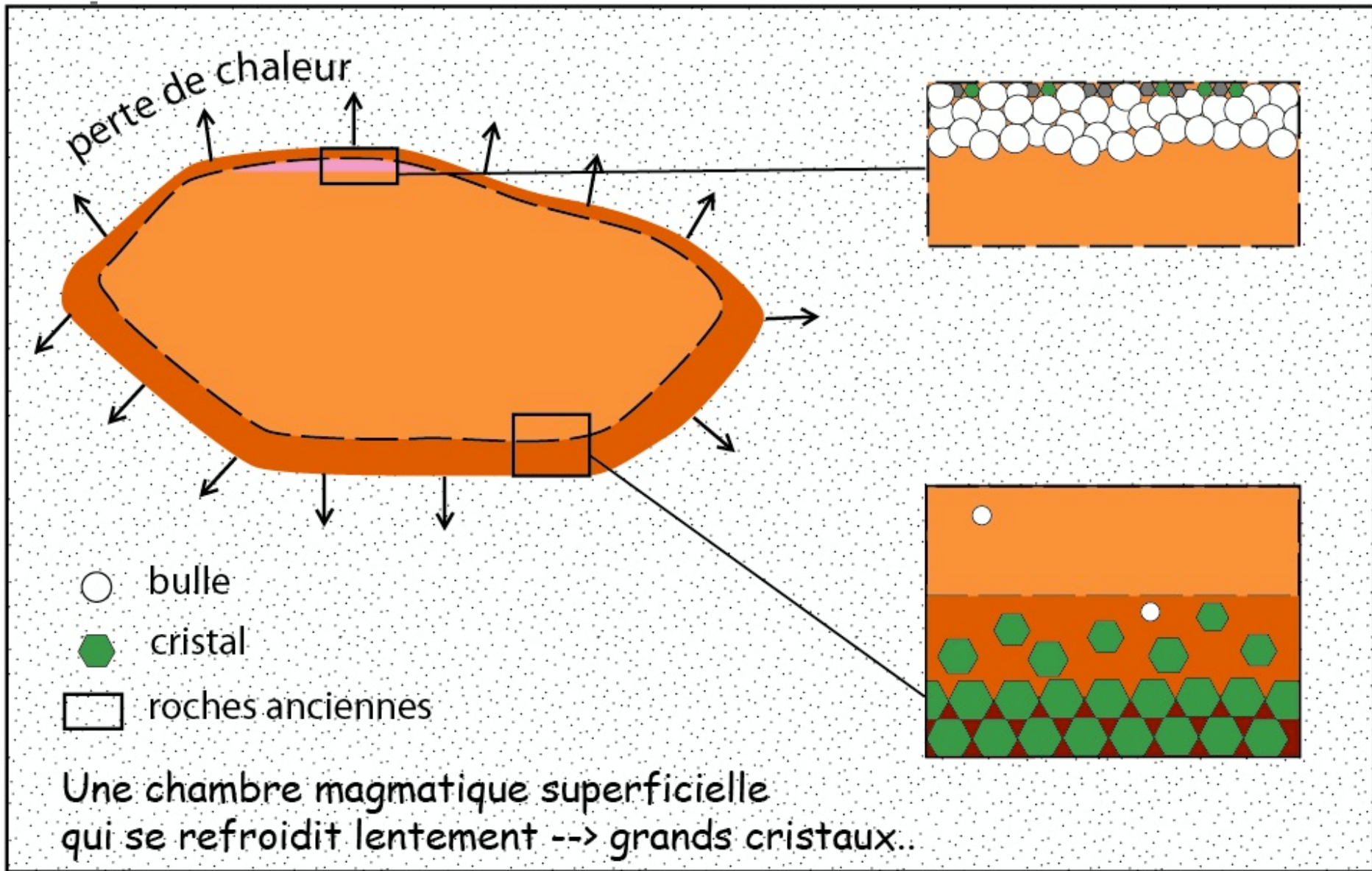
<i>Analyses de basaltes</i>										
Echantillons	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Ti O ₂	Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	
	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g
1981	48,40	14,70	6,00	5,36	2,90	7,10	11,70	2,75	0,85	
Ste Rose 1977	42,50	9,00	3,80	9,82	1,60	24,20	7,20	1,80	0,50	
sommet	47,80	14,70	5,66	6,37	3,00	7,50	11,10	2,75	0,90	
fond Enclos	47,90	14,90	4,31	7,38	2,90	7,30	11,80	2,90	0,90	
Chisny	47,20	13,00	6,90	5,50	2,90	10,60	10,20	2,50	0,95	
							variable selon			
	< 50 %						cristaux	fort	faible	très faible

Les roches basaltiques de La Réunion proviennent de la fusion partielle du manteau terrestre (voir intro). Elles sont « pauvres » en silice (SiO₂), sodium (Na) et potassium (K) et « riches » en magnésium, fer et calcium.

Les laves riches en olivine, les océanites, sont plus riches en magnésium que les autres basaltes.

IV a

Les cristaux visibles
à l'œil nu
viennent d'une chambre
magmatique



Les cristaux apparaissent et grandissent en bordure des chambres magmatiques, là où le liquide perd de la chaleur et se refroidit, c'est-à-dire sur les bords. Ils se développent lentement pendant des années : ce sont les « **cristaux magmatiques** » qui sont visibles à l'œil nu dans les laves.

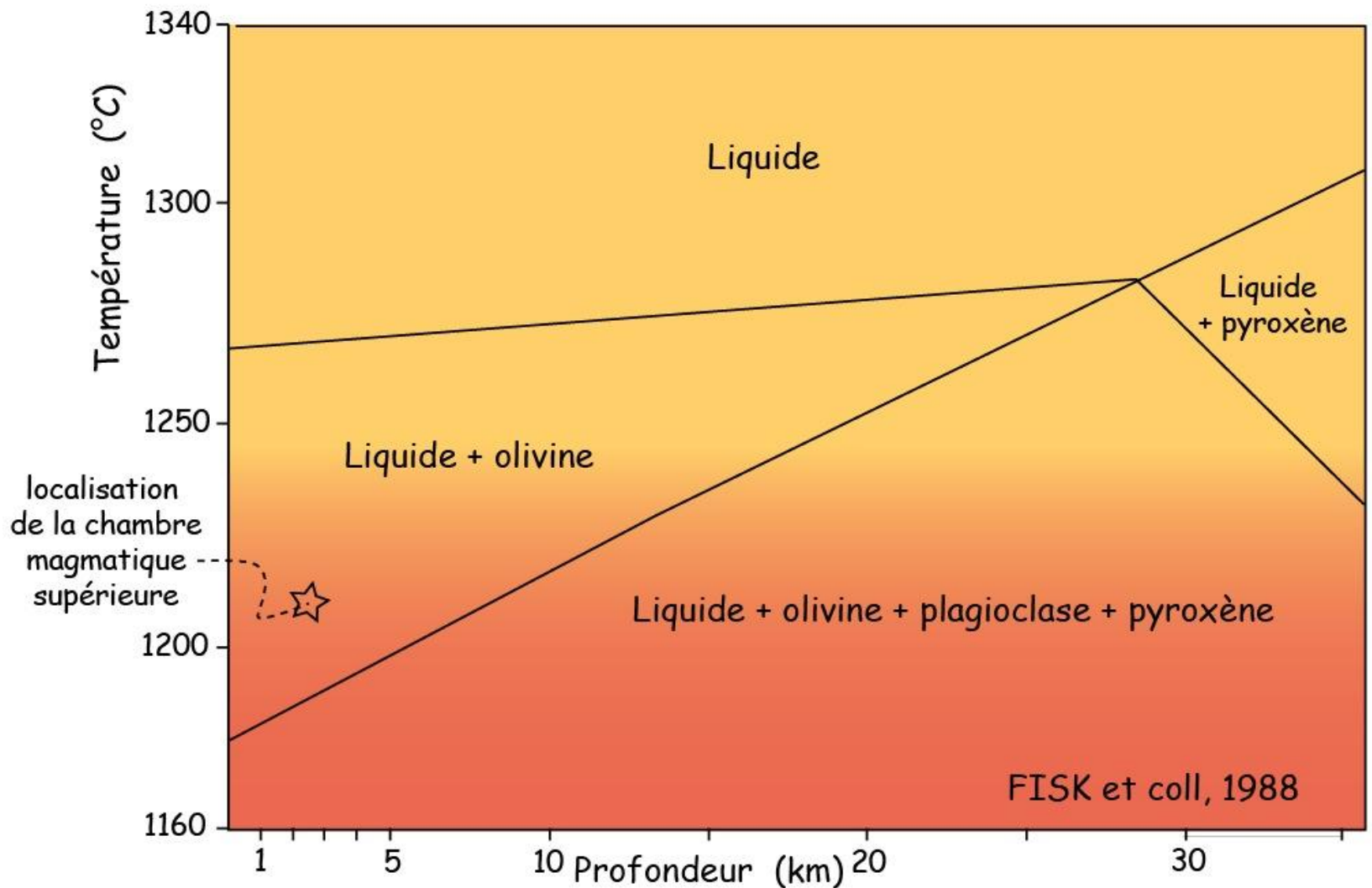
Les cristaux d'olivine sont plus denses que le magma, ils ont tendance à s'accumuler au fond.



Les cristaux des basaltes :

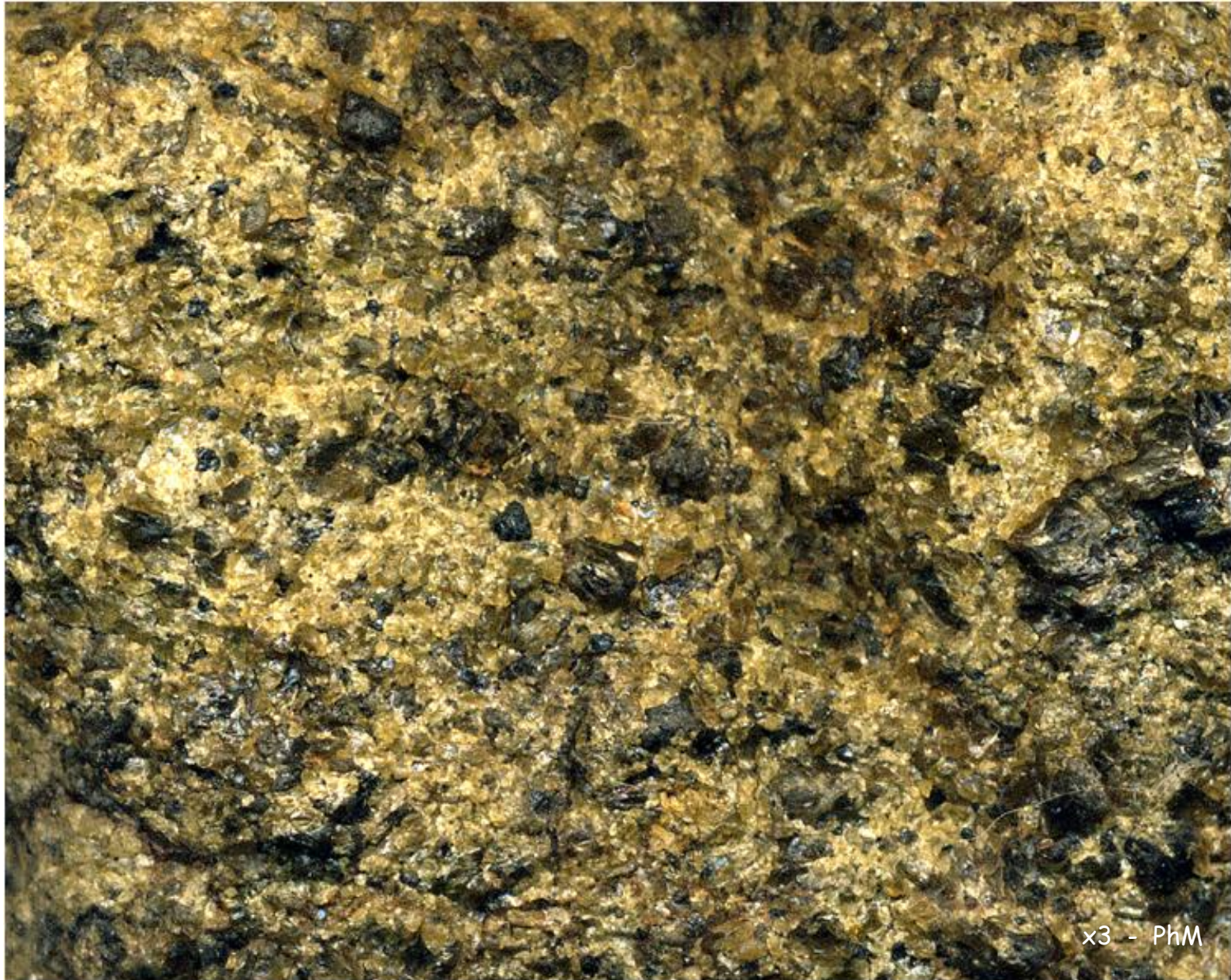
- verts, les olivines,
- noirs, les pyroxènes
- blancs, les feldspaths plagioclases.





Conditions de formation des cristaux magmatiques basaltiques

La nature des cristaux d'une chambre magmatique dépend de la profondeur et de la température du magma. De nos jours, ce sont essentiellement des olivines qui grandissent dans la chambre magmatique supérieure ; cela n'a pas été toujours le cas.



Les cristaux qui s'accumulent au fond d'une chambre magmatique peuvent donner une roche grenue (entièrement cristallisée). Ici les olivines entassées forment une **dunite** (= péridotite magmatique).
A La Réunion, des magmas profonds cassent ces cumulats et les remontent en surface.



x3 - PhM

Quand les conditions le permettent, des cristaux de feldspaths plagioclases apparaissent dans une chambre magmatique, souvent associés à des pyroxènes et parfois à de l'olivine : le tout donne un **gabbro**.



Sous la passerelle de l'Ilet à Vidot affleure une **chambre magmatique ancienne** du Piton des Neiges où s'est formé du gabbro.

Quand elle était active (1 Ma ?), des cheminées en partaient et produisaient des éruptions en surface, plus de 1 000 m au-dessus de la vallée actuelle.

Depuis 430 000 ans, l'érosion a enlevé les roches qui la surmontaient, ce qui nous permet d'étudier le cœur du Massif du Piton des Neiges.

IV b

Les laves = roches solidifiées
rapidement en surface



Jean PERRIN 2002

Les coulées et les projections sont des laves. Sur la Fournaise, ce sont des basaltes.



PhM

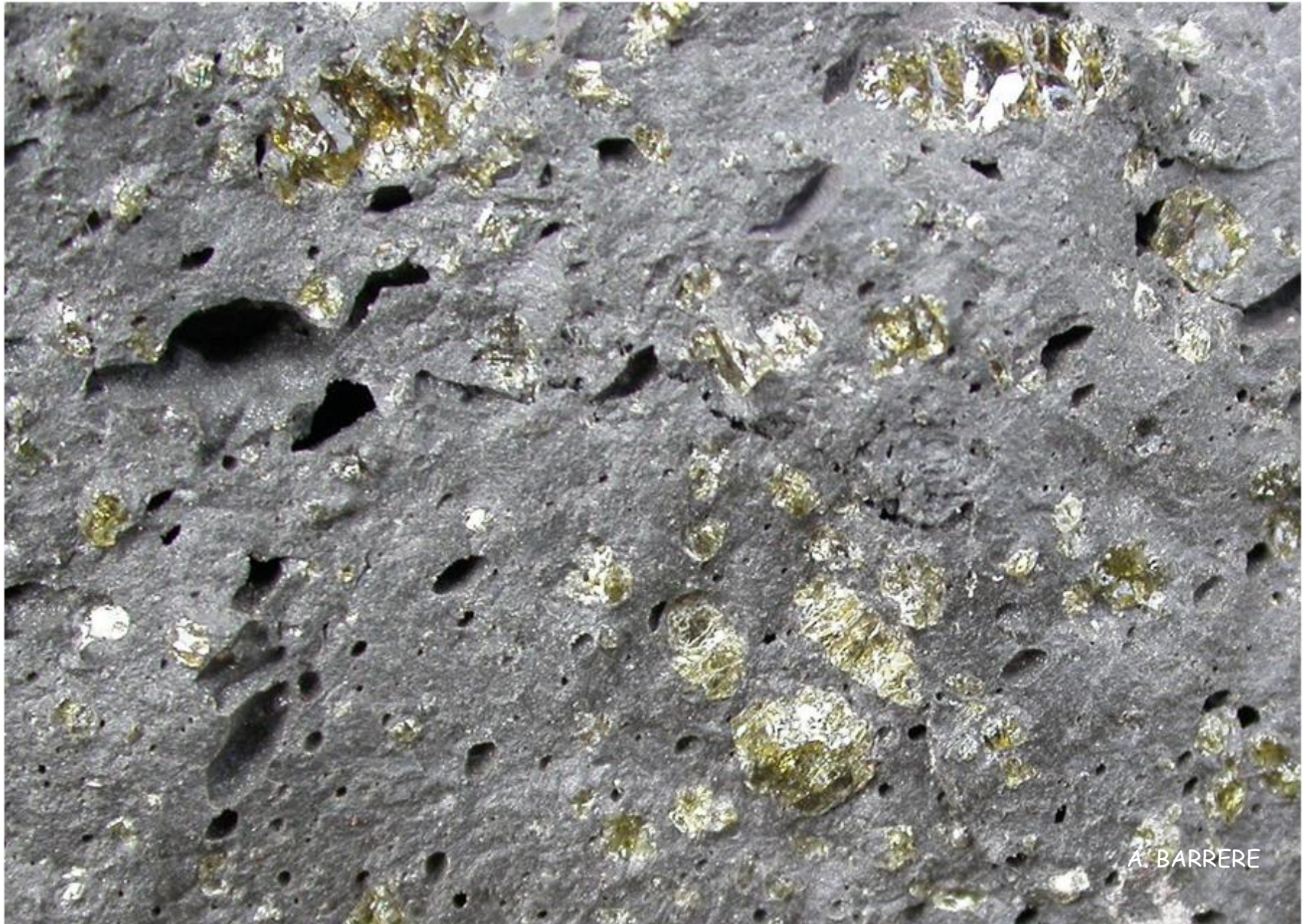
Les coulées de lave représentent 98 à 99% du volume du liquide d'une éruption effusive. Les laves claires sont pahoehoe et sortent de tunnels. Les sombres sont plutôt en gratons.



Une coulée est constituée généralement par l'accumulation d'unités d'écoulement. Sur la photo, la partie supérieure, au-dessus de la bande végétalisée, n'est constituée que d'une seule coulée (falaise sud de l'Enclos, peu après l'éruption de 2007).

Les couches massives sont les cœurs de ces unités ; elles sont cassées par des fentes de retrait produites lors de la solidification de la lave.

Ces bancs sont gris alors que les gratons sont souvent rougeâtres. Cela est dû à la circulation des gaz chauds et oxydants dans les niveaux scoriacés.



A. BARRERE

Une lave est composée d'une **pâte** grise avec parfois des **cristaux magmatiques** et des **bulles**.

Il est possible de tailler des lames de 3/100 mm d'épaisseur dans une roche pour l'observer au microscope.

En polarisant la lumière qui traverse la lame puis en l'analysant à sa sortie, on obtient une image en fausses couleurs.

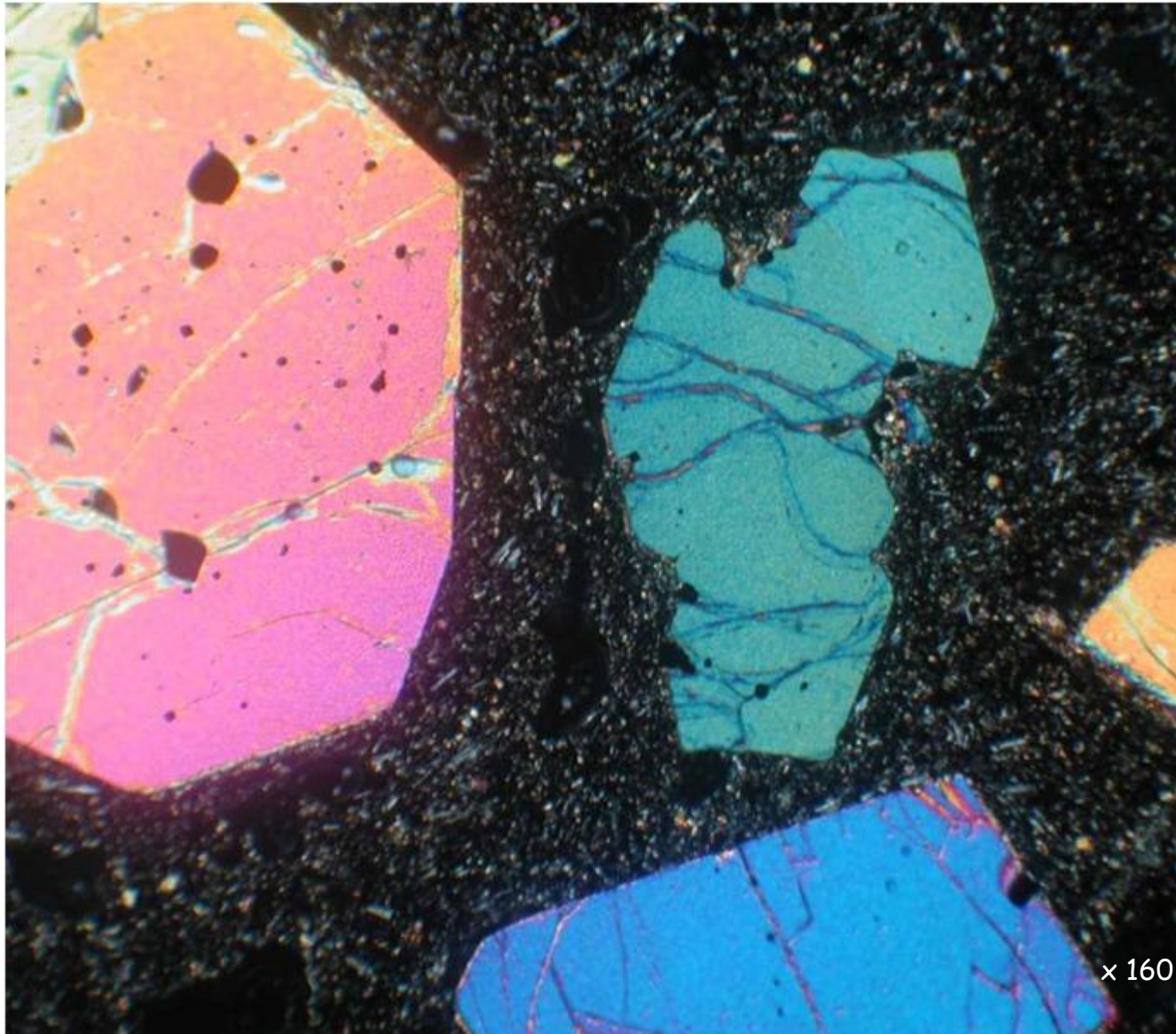
Les **cristaux magmatiques**, olivines et pyroxènes apparaissent en couleurs vives et les feldspaths en tons de gris.

Ces cristaux sont entourés par la **pâte**. Elle se présente comme un fond sombre piqueté d'éléments plus clairs.

Ces derniers sont des microcristaux (= des **microlites**) ; ils sont nombreux mais restent invisibles à l'œil nu. Ils se sont formés quand la lave se refroidissait mais ils n'ont pas eu le temps de grandir.

Une partie de la lave n'a pas pu cristalliser, les molécules ne sont pas rangées régulièrement, c'est le « **verre** ».

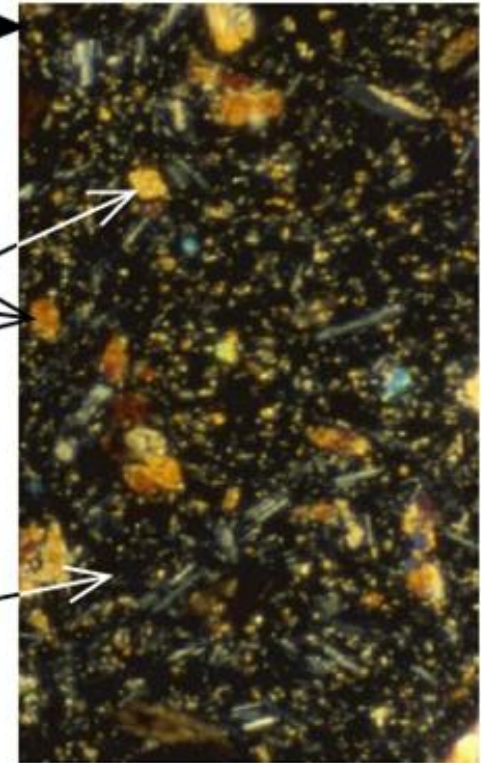
Les formes arrondies noires sont des bulles.





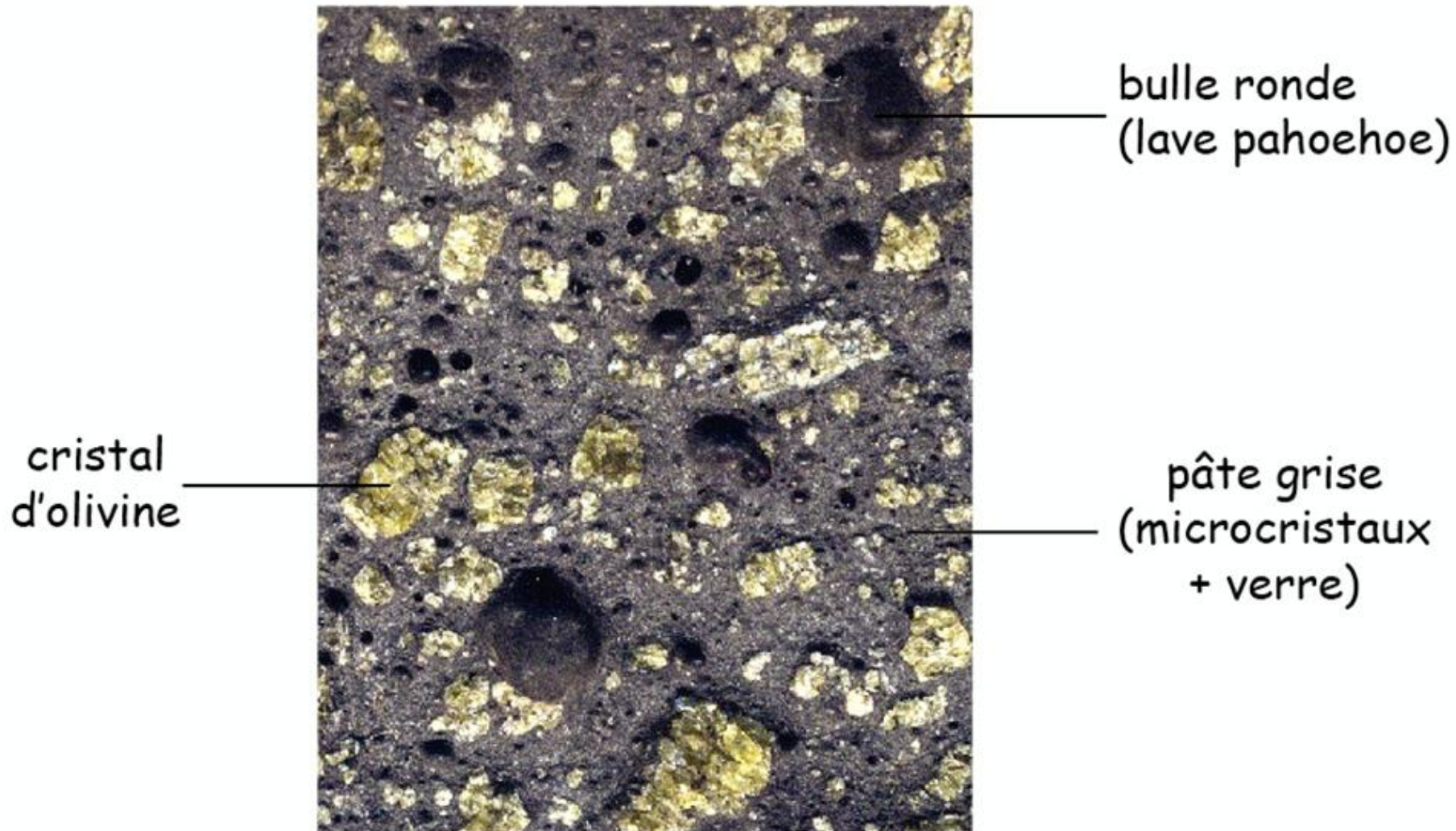
Basalte aphyrique

pâte grise
constituée
de microcristaux
(colorés
en lumière polarisée
et analysée)
= les microlites
et de verre noir
(non cristallisé)

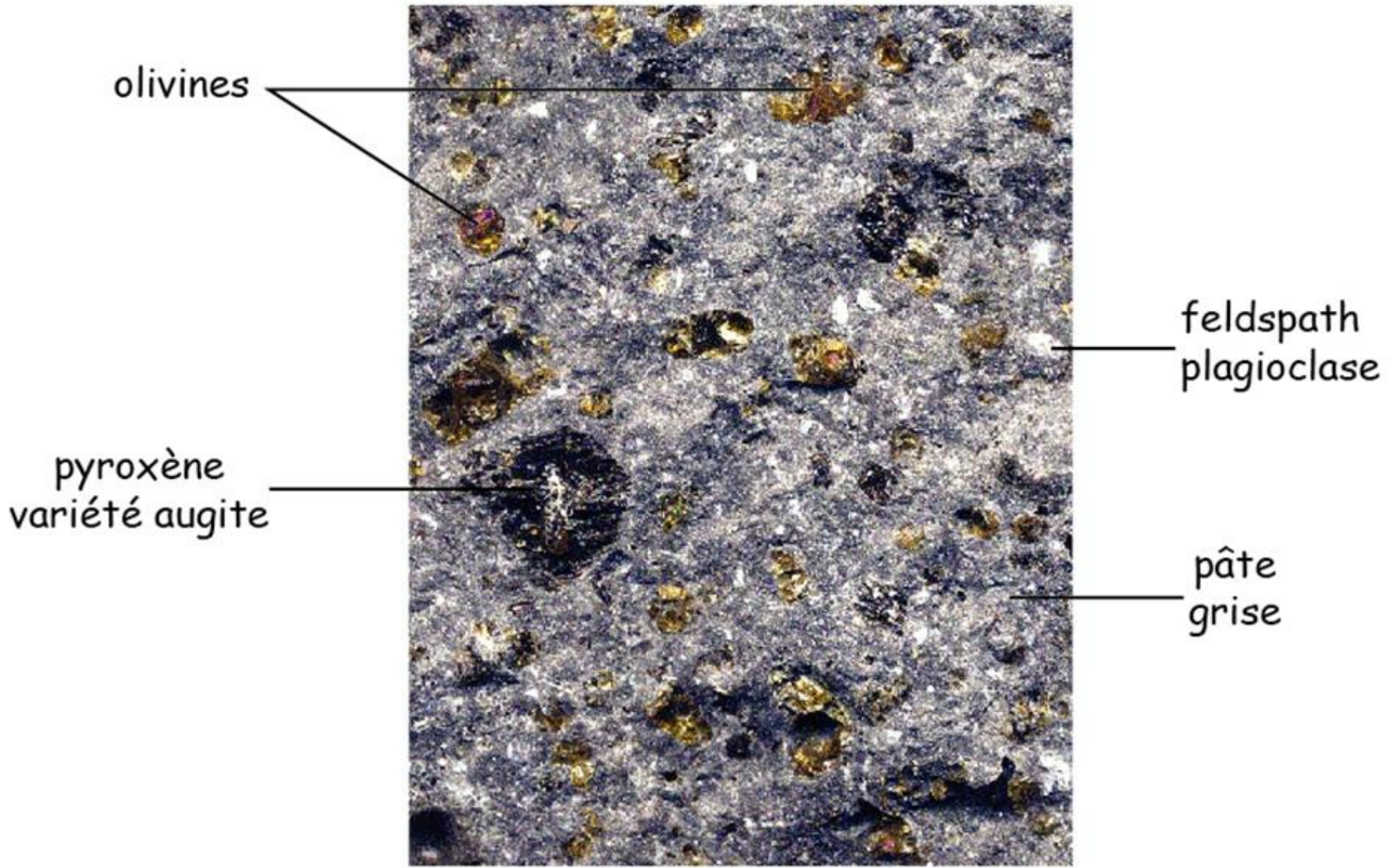


Lame mince de basalte aphyrique
observée au microscope
polarisant (x 480)

Une **lave aphyrique** ne contient pas de minéraux visibles à l'œil nu. Quand il n'y a pas de bulles non plus, on parle de roche bleue, de galet bleu.



Lave riche en olivine = basalte, variété océanite



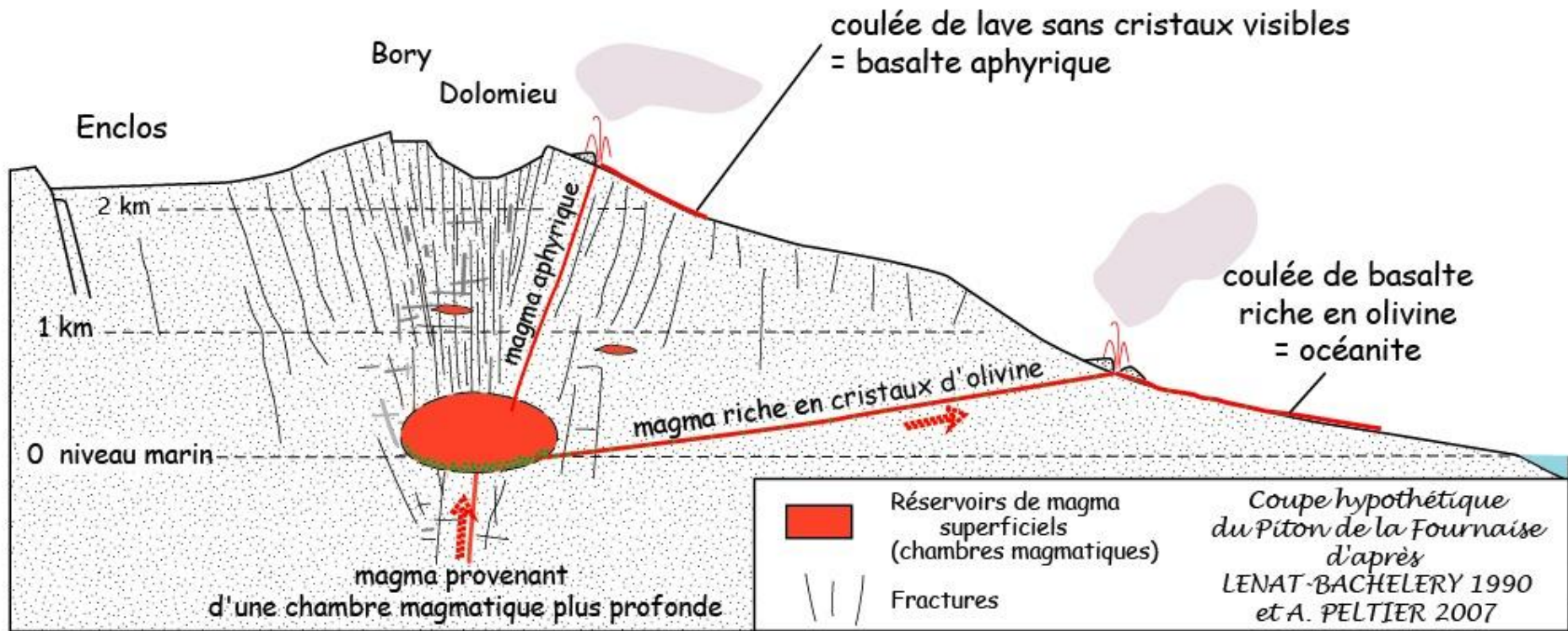
olivines

pyroxène
variété augite

feldspath
plagioclase

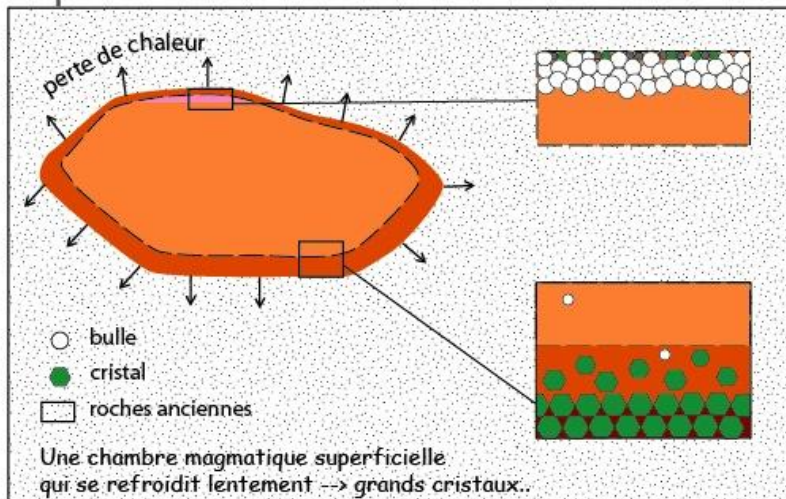
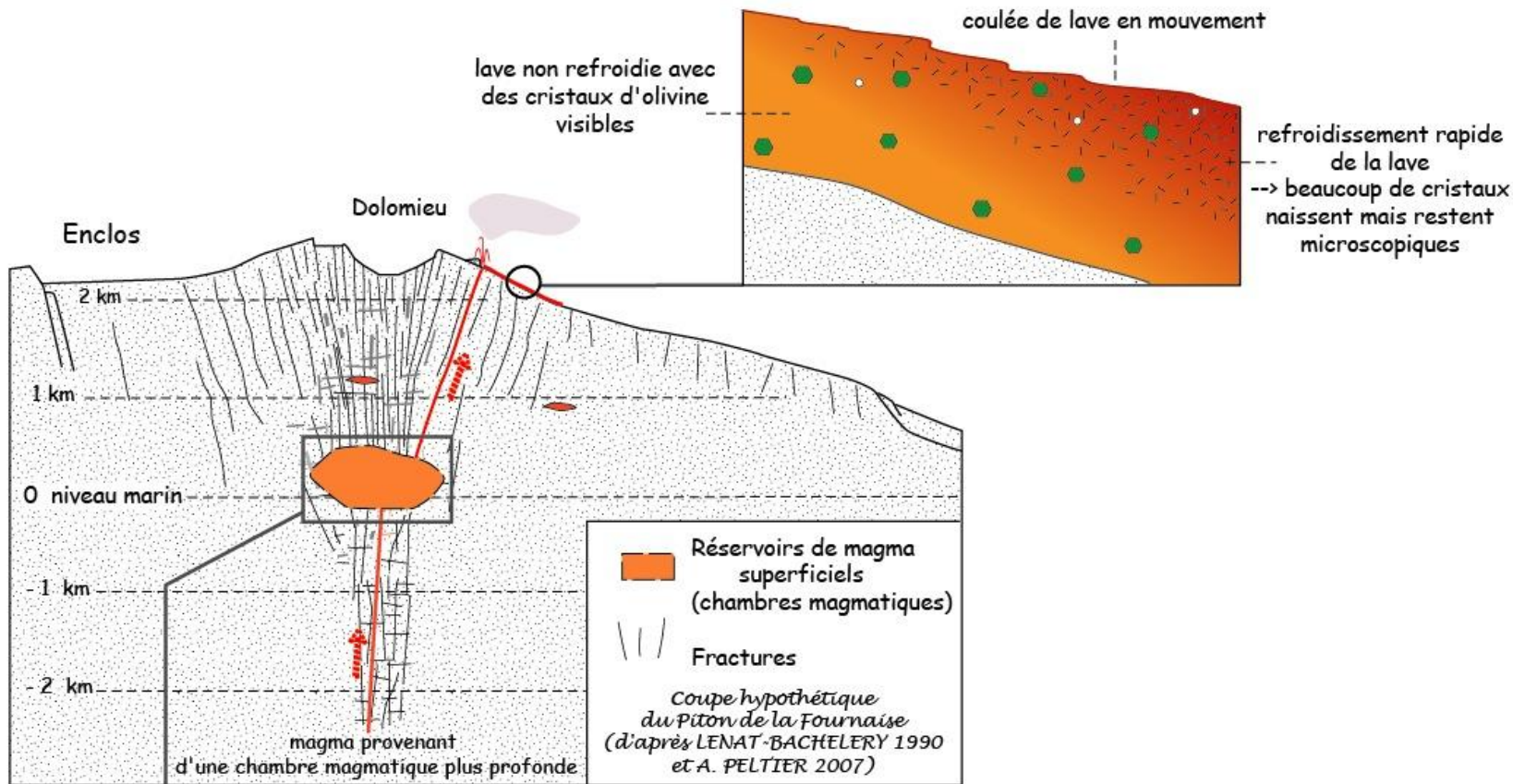
pâte
grise

Un basalte à 3 minéraux



Selon l'endroit de la chambre où s'ancre la cheminée d'une éruption, le magma sera plus ou moins riche en cristaux d'olivine.

Les éruptions sommitales donneront le plus souvent un basalte aphyrique (2006 ...) alors que les latérales amèneront à la surface des océanites (2005, 2007 ...).



Résumons.

La cristallisation se fait en deux temps, dans une chambre puis dans une coulée.

V

Les paysages basaltiques

Cette partie est traitée de façon succincte ; pour en savoir plus sur les paysages du Massif de la Fournaise, consultez le livre édité par la Maison du Volcan :

« *Le Piton de la Fournaise, de la contemplation à la compréhension* » (2^{nde} éd - juin 2014).



Hervé DOURIS

Un volcan effusif bâtit un cône à pentes douces, en forme de **bouclier**. Celui du Massif de la Fournaise, vu du sud, est entaillé par de grandes rivières ; celui du Piton des Neiges, au loin, est plus ancien et donc très érodé.

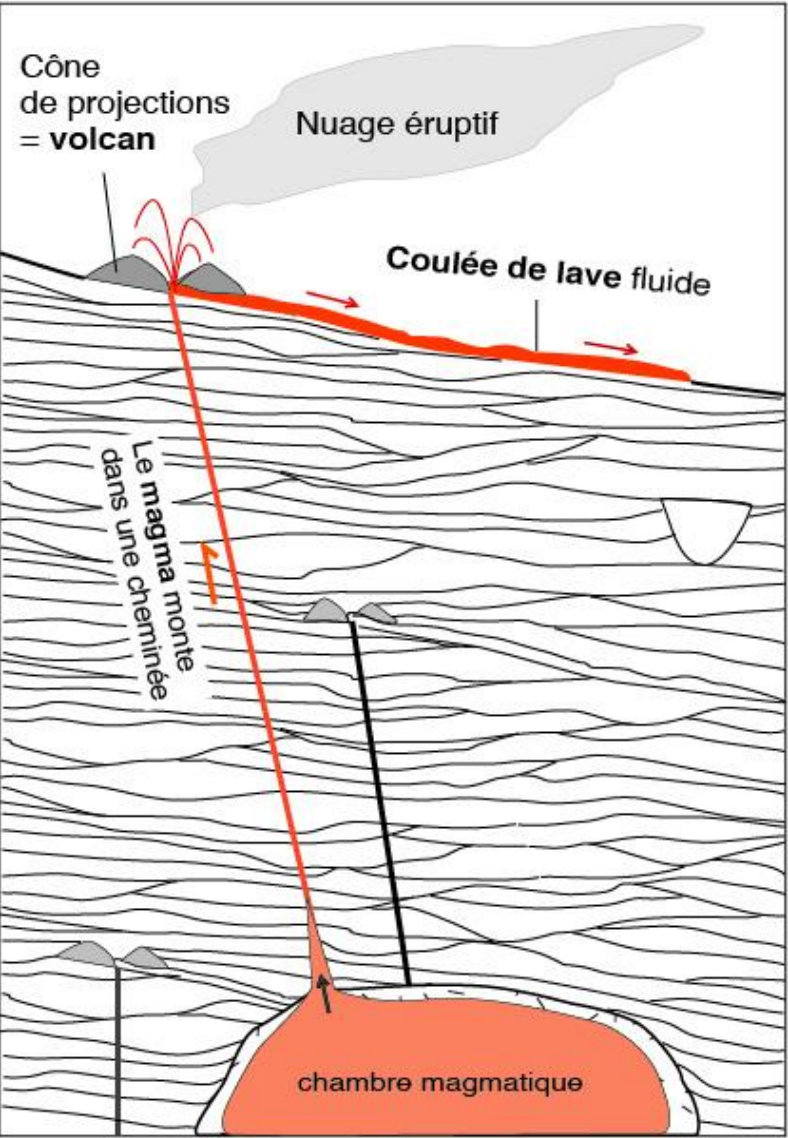


Le sommet du Piton des Neiges, quand il était encore actif, se trouvait un kilomètre plus à l'ouest, au niveau du Rond du Bras Rouge actuel.

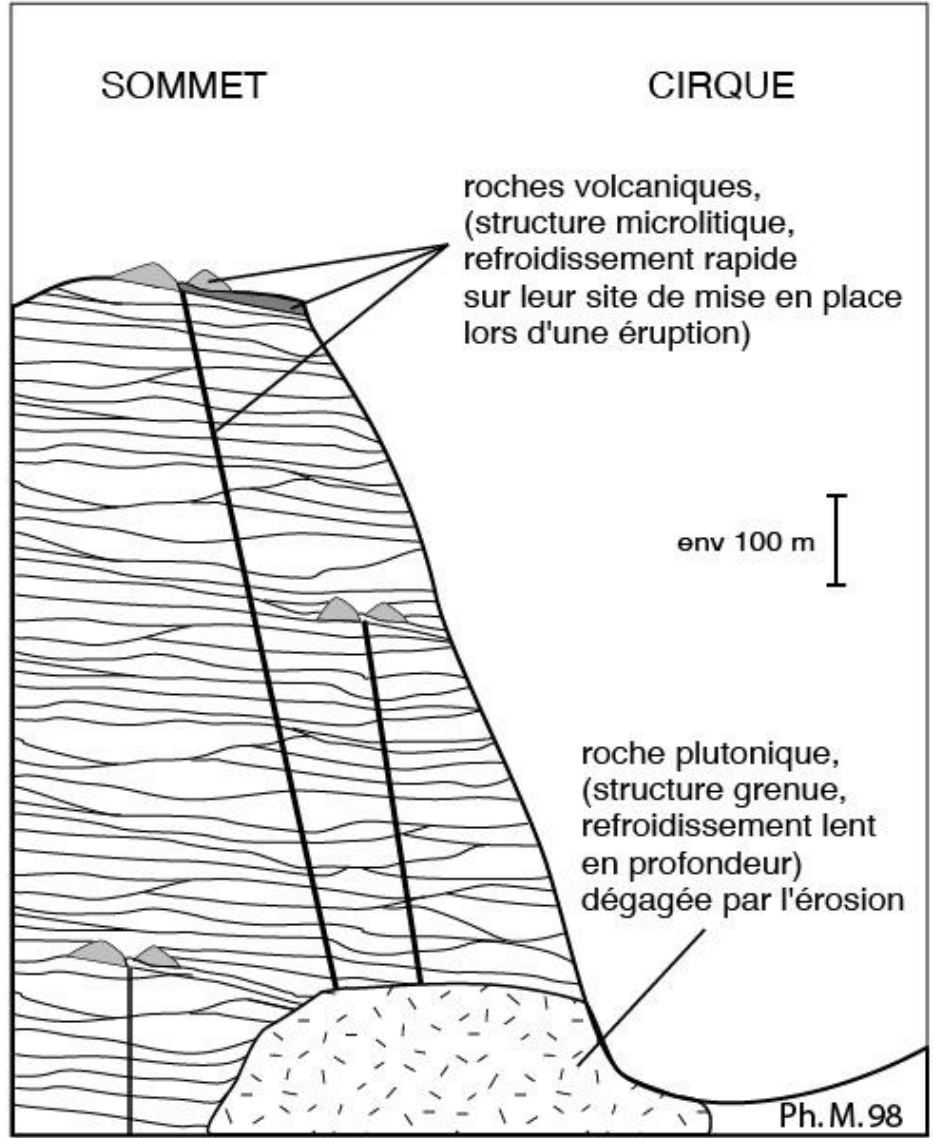
Les collines de la Plaine des Cafres correspondent chacune à un volcan, leurs coulées ont aplani cette région.



Quand l'érosion dégage un rempart à La Réunion, on observe des couches superposées qui sont des coulées de lave ; elles représentent 98 % des roches volcaniques.

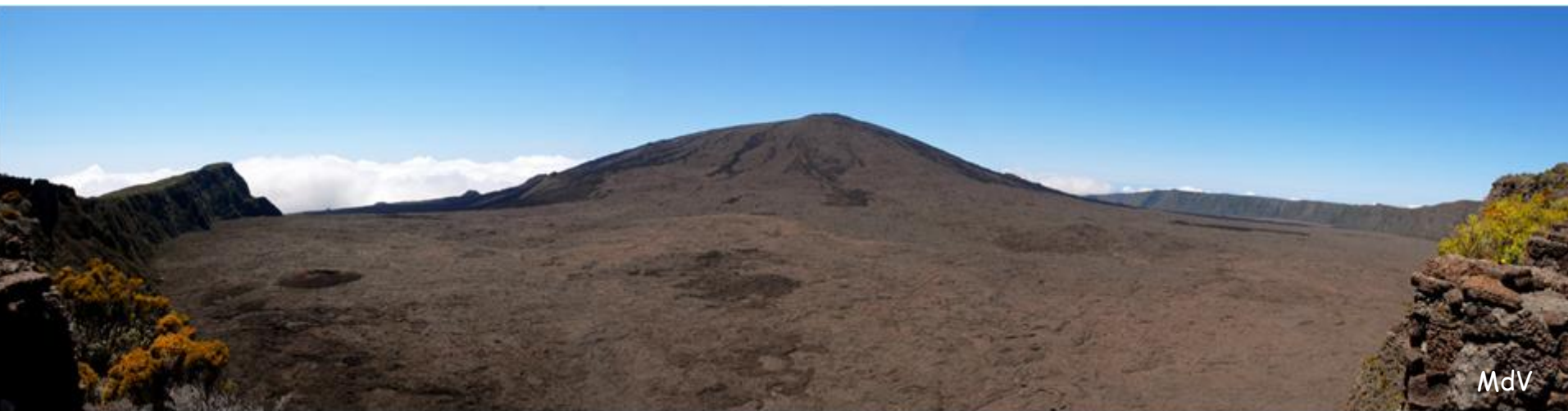


Il y a 400 000 ans



Situation actuelle

L'accumulation des produits volcaniques construit le relief de La Réunion. D'autres phénomènes modifient aussi la géographie de l'île : l'érosion et les accidents tectoniques, objets d'un autre diaporama. Les destructions résultant de leur action permettent d'étudier les structures profondes des massifs volcaniques.



Pour décrire l'histoire des paysages volcaniques, il faut parler des épisodes de **construction** par les volcans effusifs (ce diaporama) ou explosifs mais aussi des épisodes de **destruction** du relief par l'érosion et les accidents tectoniques. Cela sera l'objet d'autres exposés.

Par exemple, l'**Enclos** s'est formé en plusieurs épisodes, entre 4 700 et 2 300 ans lors d'événements tectoniques catastrophiques. Depuis cette époque, le Volcan construit le cône central actuel et d'autres édifices hors Enclos (voir III).

Si la partie orientale de l'île n'était pas modifiée par des accidents tectoniques depuis 65 000 ans (caldéras et glissements de flancs), La Réunion ressemblerait à l'île de Makanrushi (Kouriles).



L. FERLICOT - MdV

Le **Piton Vincenzo** est un volcan actuel dont l'éruption a été compliquée par l'eau : elle a d'abord été explosive, de type hydromagmatique (le Cap Jaune) puis elle s'est terminée de façon moins agitée avec une coulée de lave classique, du piton lui-même vers la Marine, à droite de la photo (voir le diaporama « Le volcanisme explosif à La Réunion »).



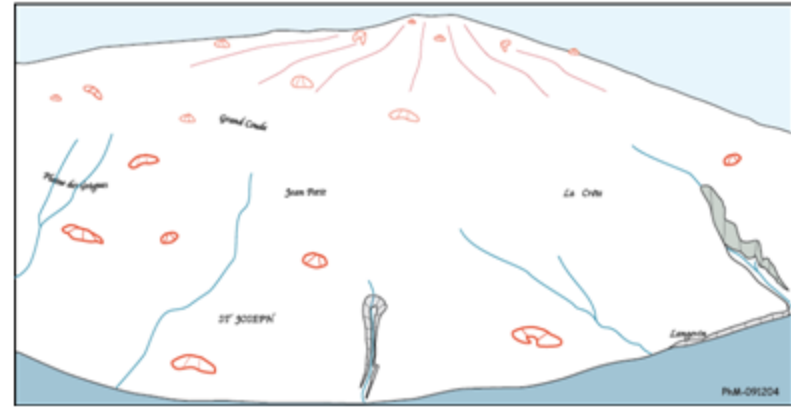
PhM



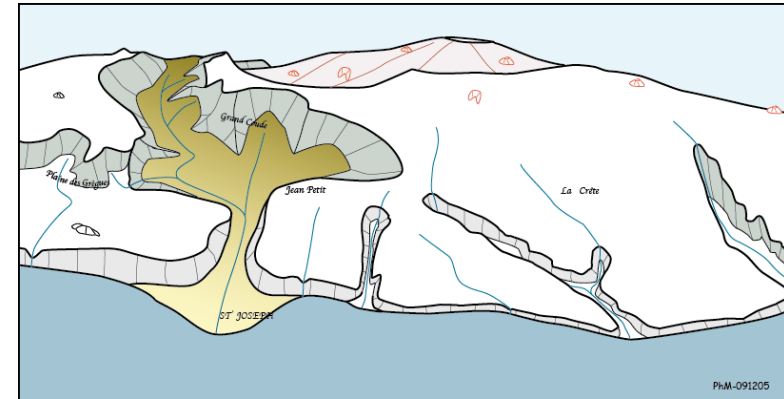
L. FERLICOT - MdV

La commune de **Saint Joseph** se situe au sud-est du Massif de la Fournaise. L'histoire géologique de ce secteur est complexe avec des périodes de construction volcanique et d'autres où domine la destruction par des accidents tectoniques ou l'érosion.

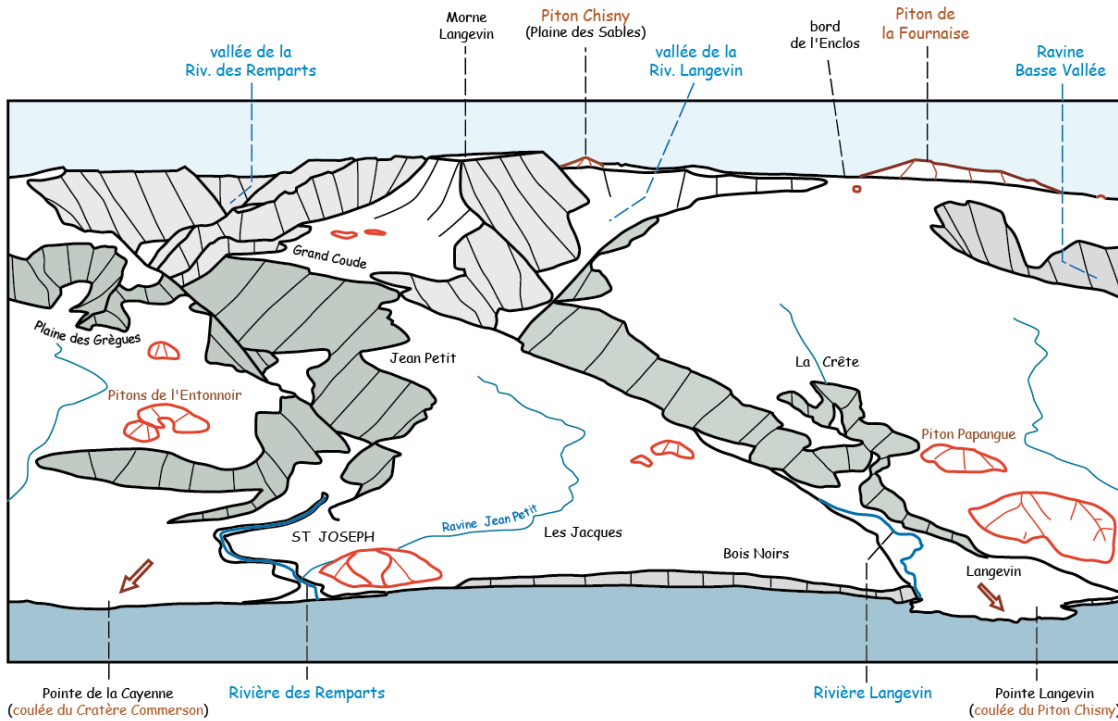
La dernière coulée qui l'a recouverte date de 1 000 ans ; elle vient de la Plaine des Sables (Piton Chisny) , a descendu la Rivière Langevin et s'est avancée en mer (Pointe Langevin).



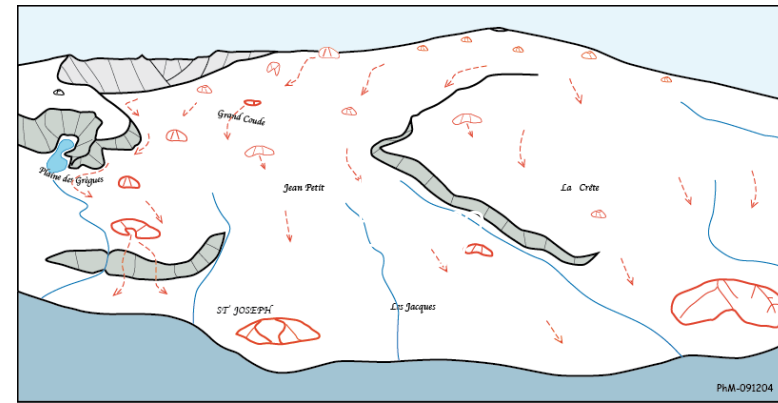
300 000 ans



130 000 ans



65 000 ans



PhM-091204

A large, dark, layered rock formation, possibly a volcanic vent or a quarry, with a river at the base. A group of people is standing on the right side of the image. The rock face is composed of vertical, dark grey or black columns, likely basalt, showing signs of weathering and erosion. The river is dark and flows along the base of the rock formation. The foreground is a rocky, gravelly area. In the center, there is a circular graphic with a red center and green and yellow concentric rings, containing the text "That's all Folks!" in a white, cursive font.

"That's all Folks!"