

années 1970, on ne calcule pas seulement l'évolution des galaxies individuelles. On modélise des volumes énormes d'univers. Quand nous explorons ces simulations aux plus grandes échelles, nous constatons que les galaxies ne sont pas distribuées de façon aléatoire. Au contraire, elles ont tendance à se concentrer dans un réseau de filaments qu'on nomme la toile cosmique. Nous voyons clairement la structure prévue quand nous scrutons le ciel avec les relevés astronomiques à grande échelle.

La toile cosmique est constituée de matière noire et de magnifiques ensembles de millions de galaxies, s'étalant sur des centaines de millions d'années-lumière. Des filaments en forme de cigares relient ces ensembles. Entre les filaments, on observe d'immenses vides dépourvus de galaxies. Les grandes, telles que la Voie lactée, ont tendance à se situer aux nœuds de la toile où se rejoignent plusieurs filaments (*voir l'encadré page ci-contre*).

Quand j'étais doctorant à l'Université de Durham en Angleterre, j'élaborais des simulations informatiques de ces régions denses. Je travaillais en particulier sur un modèle qui retraçait la formation de la Voie lactée et de son voisinage au fil des 13 milliards d'années de son histoire cosmique. Lorsque j'ai apporté un tracé des résultats à mon directeur de thèse, Carlos Frenk, il a examiné les figures pendant un moment, a secoué les papiers, et s'est exclamé : « Laisse tomber tout le reste ! Les galaxies satellites que tu étudies sont toutes situées sur le plan impossible de Kroupa ! »

Notre modèle ne reproduisait pas les prédictions antérieures des simulations informatiques, qui se résumaient à un halo uniformément peuplé de galaxies satellites autour de la Voie lactée. L'ordinateur prédisait plutôt la formation d'un plan de satellites qui ressemblait beaucoup à celui observé par les astronomes. Nous sentions que nos simulations commençaient à percer le mystère du mécanisme par lequel les galaxies naines ont adopté une configuration plane.

« Pourquoi ne fais-tu pas remonter tes simulations dans le temps pour voir d'où viennent les galaxies naines ? », m'a suggéré C. Frenk. Nous disposions du résultat final ; maintenant, il était temps d'examiner les étapes intermédiaires de la simulation.

En inversant le déroulement de la simulation, nous avons constaté que les galaxies naines ne provenaient pas de

la région entourant directement la Voie lactée. Elles ne se formaient pas dans le voisinage de la galaxie, mais plus loin dans les filaments de la toile cosmique. Ces régions, plus denses que les zones vides environnantes, attirent la poussière et le gaz voisins et les amalgament pour former des galaxies naissantes.

Une fois ces galaxies naines formées, la gravité les attire en direction de la région voisine la plus massive – dans notre cas la Voie lactée. Parce que notre galaxie se trouve en un nœud où se rencontrent plusieurs filaments, les galaxies naines se déplacent le long du filament qui leur a donné naissance et accélèrent dans notre direction. En d'autres termes, les filaments de matière noire servent d'autoroutes cosmiques pour les galaxies naines. Quand nous regardons le ciel et que nous voyons les galaxies dans un même plan et allant dans la même direction, ce que nous observons n'est en fait que la circulation galactique qui arrive en face de nous.

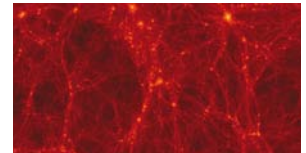
Un nouveau test

Certains scientifiques, comme P. Kroupa, restent sceptiques. Les modèles informatiques semblent reproduire les conditions observées autour de la Voie lactée avec suffisamment de précision, mais la théorie générale devrait aussi être capable de décrire le voisinage d'autres galaxies.

En janvier 2013, les astronomes cartographiant les environs de notre galaxie voisine, celle d'Andromède, ont trouvé un plan de galaxies naines satellites encore plus mince : ce plan a un diamètre d'un million d'années-lumière, pour une épaisseur de seulement 40 000 années-lumière. Cette nappe semble tourner exactement de la façon prévue par le scénario de P. Kroupa. Les simulations informatiques telles que la mienne, cependant, n'ont pas encore été capables de reproduire l'alignement des galaxies que nous voyons autour d'Andromède.

Mais les problèmes de la théorie de P. Kroupa demeurent : elle aussi est en désaccord avec certaines observations. L'histoire a montré que quand on se retrouve dans une telle impasse, les solutions définitives ne viennent qu'avec des données supplémentaires. Comme le faisait un jour remarquer Albert Einstein, « La nature n'a pas jugé devoir nous faciliter la découverte de ses lois. » ■

■ EN VIDÉO



Une simulation de la toile cosmique : www.ScientificAmerican.com/mar2014/cosmic-web

■ BIBLIOGRAPHIE

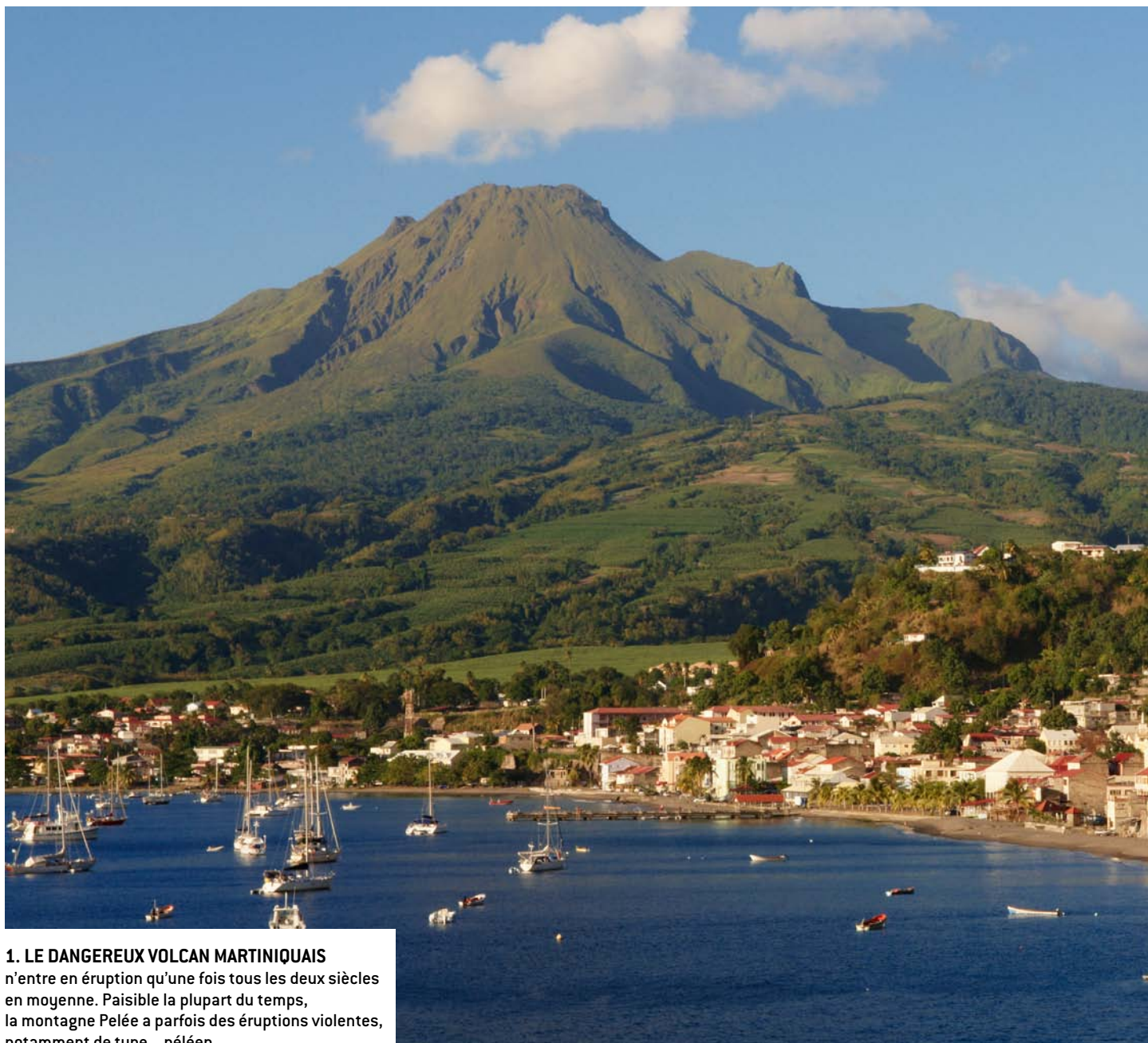
M. S. Pawlowski *et al.*, Dwarf galaxy planes : the discovery of symmetric structures in the Local Group, *MNRAS*, vol. 435(3), pp. 1928-1957, 2013.

N. I. Libeskind *et al.*, The preferred direction of infalling satellite galaxies in the Local Group, *MNRAS*, vol. 411(3), pp. 1525-1535, 2011.

N. I. Libeskind *et al.*, The distribution of satellite galaxies : the great pancake, *MNRAS*, vol. 363(1), pp. 146-152, 2005.

Les crises de la montagne Pelée

Caroline MARTEL



1. LE DANGEREUX VOLCAN MARTINICAIS

n'entre en éruption qu'une fois tous les deux siècles en moyenne. Paisible la plupart du temps, la montagne Pelée a parfois des éruptions violentes, notamment de type... péleén.

Le volcan actif le plus dangereux de France est la montagne Pelée, sur l'île de la Martinique. Le 8 mai 1902, il a anéanti en deux minutes la ville de Saint-Pierre, située au pied du volcan, et près de 30 000 vies. Aujourd'hui, ce volcan est surmonté par le dôme de lave grise construit par l'éruption de 1929-1932.

Son apparente tranquillité est trompeuse : dans le cas non improbable d'une nouvelle arrivée de magma dans le réservoir sous-jacent au volcan, son dôme pourrait se volatiliser, comme cela s'est produit en 1902. À l'époque, il a littéralement explosé et libéré une déferlante de gaz, de cendres et de blocs incandescents qui, dévalant les pentes du volcan à une vitesse de quelque 200 kilomètres par heure, ont tout ravagé sur leur passage. De telles nuées ardentes sont non seulement très turbulentes, mais aussi très riches en particules fines, donc hautement abrasives ;

elles débordent aussi largement des vallées qu'elles empruntent, ce qui augmente la surface détruite. Paradoxalement, le volume de matériau qu'elles transportent est relativement limité : en 1902, la ville de Saint-Pierre s'est retrouvée couverte de seulement quelques décimètres de cendre (*voir la figure 3*).

Grâce à des expériences de laboratoire reproduisant la décompression d'un magma, les géophysiciens expliquent la diversité des éruptions qu'a connues le volcan de la Martinique.

Or la montagne Pelée ne fait pas qu'émettre des nuées ardentes : elle peut aussi avoir des éruptions quasi inoffensives ou au contraire cataclysmiques. Les raisons de cette diversité de styles éruptifs sont longtemps restées mal identifiées. Ce n'est plus le cas depuis que l'on commence

à simuler en autoclave, c'est-à-dire dans des enceintes à pression et à température contrôlées par des dispositifs régulateurs, la décompression subie par le magma au cours de son ascension dans la cheminée volcanique. Comme nous allons l'expliquer, ces expériences révèlent les mécanismes différents menant à l'un ou à l'autre des styles éruptifs de la montagne Pelée.

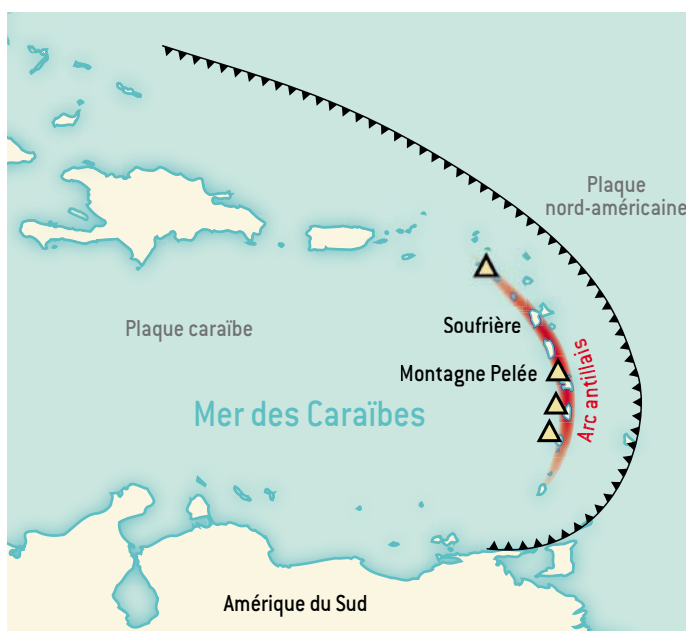
La déferlante du 8 mai 1902, et les six qui suivirent jusqu'en août 1902, ont été décrites par le géologue français Alfred Lacroix (1863-1948). Elles sont devenues le cas de référence mondiale pour ce type d'éruption, sous l'appellation de « nuées ardentes péleennes ». Quant aux éruptions à l'origine de ces nuées, les volcanologues les nomment des éruptions péleennes. Elles sont précédées par l'accumulation dans le cratère de trains successifs de lave visqueuse qui produisent un dôme. Au cours d'un épisode éruptif,



L'ESSENTIEL

- La nuée ardente émise par la montagne Pelée le 8 mai 1902 a tué près de 30 000 personnes en deux minutes.
- Le même volcan a aussi eu des éruptions plus violentes ou au contraire quasi inoffensives.
- Pour comprendre l'origine de ces différences, les géophysiciens ont reproduit en laboratoire la décompression des magmas correspondant aux trois types d'éruption répertoriés.
- Le régime d'éruption de la montagne Pelée est contrôlé par la vitesse d'ascension du magma dans sa cheminée.

© Tullhemis/Corbis



2. L'ARC INSULAIRE DES PETITES ANTILLES est un chapelet de volcans créés par la subduction de la plaque nord-américaine sous la plaque caraïbe. Ce mouvement tectonique entraîne de la croûte océanique saturée d'eau en profondeur, ce qui provoque la fusion partielle

de roches, et un volcanisme, dont la montagne Pelée est un exemple. Situé à l'extrémité Nord de l'île de la Martinique, ce volcan est surtout dangereux pour la zone déjà dévastée par la nuée ardente de 1902, indiquée en gris ci-dessus.

une nuée ardente jaillit quand la pression des gaz dépasse la résistance de ce bouchon.

Toutefois, la montagne Pelée peut faire pire : elle présente aussi des émissions pliniennes. Nommées ainsi en raison du témoignage de Pline le Jeune (61-115) sur l'éruption du Vésuve en 79, ces éruptions s'accompagnent de l'émission pendant plusieurs heures, voire plusieurs jours, de panaches de cendres et de pierres ponces de plusieurs kilomètres de haut. L'amplitude et la violence du phénomène produisent des effets destructeurs sur de vastes zones. À proximité du volcan, les dépôts de pierres ponces atteignent souvent plusieurs mètres de haut, et l'on en retrouve sur les îles et dans les contrées voisines.

À la montagne Pelée, une dizaine d'éruptions pliniennes ont été répertoriées. La dernière en date, celle de 1300, est particulièrement intéressante. En effet, elle a commencé par une éruption de type péleén accompagnée par une nuée ardente de même extension que celle de 1902, qui fut immédiatement suivie par un événement plinien. Imaginons un instant que se produise à la montagne Pelée une catastrophe comparable à celle du 8 mai 1902, suivie par plusieurs Pompéïs martiniquais... L'éruption de 1300 montre qu'il s'agit là d'un scénario à ne pas négliger.

À l'inverse, la montagne Pelée peut aussi avoir des éruptions moins dangereuses que

■ L'AUTEUR



Caroline MARTEL est volcanologue et chargée de recherche au CNRS. Elle travaille à l'Institut des sciences de la Terre d'Orléans (ISTO).

■ BIBLIOGRAPHIE

C. Martel, Eruption dynamics inferred from microlite crystallization experiments: Application to Plinian and dome-forming eruptions of Mt. Pelée (Martinique, Lesser Antilles), *J. Petrol.*, vol. 53, pp. 699-725, 2012.

J.-C. Tanguy, Rapid dome growth at Montagne Pelée during the early stages of the 1902-1905 eruption: A reconstruction from Lacroix's data, *Bull. Volcanol.*, vol. 66, pp. 615-621 2004.

C. Martel et al., Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: Experimental evidence from Mt. Pelée, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 156, pp. 89-99, 1998.

A. Lacroix, *La Montagne Pelée et ses éruptions*, Masson, 1904.

les éruptions péleennes ou pliniennes : les éruptions de type Merapi, nommées d'après le volcan indonésien du même nom. Ainsi, lors de l'éruption qui s'est déclarée en 1929, par exemple, le dôme de la montagne Pelée n'a pas explosé, mais s'est juste déstabilisé à mesure que le magma remontant des profondeurs repoussait le magma plus ancien ; des écoulements peu turbulents de cendres et de blocs incandescents se sont formés, qui ont emprunté les vallées autour du volcan sans dépasser quelques kilomètres d'extension. Peu dangereuses, les lourdes avalanches qui ont accompagné les éruptions de 1929-1932 avaient cependant la particularité de laisser des dépôts atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur à proximité de leur point d'émission.

Des éruptions inoffensives aussi

Enfin, la montagne Pelée peut aussi avoir des éruptions plus inoffensives encore : les éruptions phréatiques. Elles se produisent quand assez de magma arrive près de la surface pour vaporiser de façon explosive les eaux souterraines superficielles. Très peu dangereuses, les éruptions phréatiques n'impliquent pas d'émissions de magma, mais seulement d'importantes quantités d'eau vaporisée qui forment de

grands panaches de vapeur mêlés de gaz volcaniques et de roches pulvérisées. Des éruptions de ce type se sont produites sur la montagne Pelée en 1792, en 1851, et le 23 avril 1902, juste avant l'éruption du 8 mai.

Comment déterminer le mécanisme à l'origine de cette diversité de styles éruptifs ? Commençons par caractériser la géologie de la montagne Pelée. Comme tous les autres, ce volcan résulte de l'ascension et de la fusion partielle de roches terrestres profondes. Dans le cas des volcans dits de subduction que sont les volcans antillais (voir la figure 2), cette fusion est provoquée par le réchauffement d'une plaque tectonique (la plaque nord-américaine), qui s'enfonce sous une autre (la plaque caraïbe) à une vitesse d'environ deux centimètres par an.

Le magma des volcans de subduction monte et s'accumule dans une chambre magmatique située à une profondeur de cinq à dix kilomètres sous l'édifice volcanique, où il mûrit, c'est-à-dire qu'il y subit des cristallisations partielles. Lorsque la pression, due à l'arrivée de quantités successives de magma profond, est suffisante, le contenu de la chambre magmatique s'engouffre dans les conduits volcaniques.

Où se trouve la chambre magmatique de la montagne Pelée ? Jusqu'à présent, aucune des méthodes géophysiques (sismiques, gravimétriques, magnétiques, électriques ou de déformation) n'a permis de localiser sans équivoque de réservoir magmatique sous la montagne Pelée. Il est possible que les mouvements du magma ou les contrastes de composition entre le magma et les roches entourant la chambre magmatique ne sont pas suffisants pour créer des signaux détectables par ces méthodes.

Les preuves de l'existence d'une zone profonde de stockage sous la montagne Pelée proviennent de la composition intrinsèque de son magma. En effet, les processus de formation de certains phénocristaux, c'est-à-dire des minéraux visibles à l'œil nu dans les magmas (images 1c, 2c, 3c, page suivante), sont particulièrement sensibles aux conditions de température ou de pression prévalant lors de leur cristallisation dans la chambre magmatique.

C'est pourquoi la reproduction expérimentale des compositions chimiques des phénocristaux et de verres volcaniques constatés dans un magma indique la température, la pression et la teneur en eau qui étaient en vigueur avant l'éruption.

Expériences en autoclave

Pour mener ces expériences, on utilise des autoclaves, qui permettent de replonger les roches éruptives dans les conditions présumées de la chambre magmatique. Par tâtonnements, on s'approche ensuite du jeu unique des valeurs de la pression, de la température et de la teneur en eau qui

Pelée se situe entre six et sept kilomètres de profondeur. D'autre part, le caractère effusif ou explosif des éruptions de la montagne Pelée ne saurait provenir de différences pré-éruptives, les matériaux produits par trois styles éruptifs différents ayant été reproduits en laboratoire avec les mêmes conditions de température et de pression.

Dès lors, d'où provient le caractère plus ou moins explosif du magma de la montagne Pelée ? Les différences découlent du dégazage du magma au cours de son ascension. Le magma liquide contenu dans le réservoir contient en effet d'énormes quantités de gaz en solution. Au cours de l'ascension, lorsque la pression baisse, ces

gaz tendent à se séparer du reste du magma en formant des bulles. Ainsi, les ponces des éruptions pliniennes résultent d'une décompression rapide d'un magma très riche en bulles de gaz. Par opposition, un dôme de lave se construit généralement à partir d'un magma qui, ayant progressé lentement vers la surface, a eu le temps de se débarrasser de ses gaz.

Cas intermédiaire, le magma de 1902 a semble-t-il eu un comportement paradoxal. La veille de la catastrophe du 8 mai, il a été vu au sommet de la montagne Pelée. Le fait qu'il soit parvenu calmement en surface suggère qu'il avait eu le temps de dégazer. Alors, pourquoi a-t-il brusquement explosé le lendemain, provoquant la nuée ardente que l'on sait ?

Pour le comprendre, revenons au moment où le magma sort de la chambre magmatique. Sa vitesse d'ascension vers la surface conditionne le temps imparti au dégazage, c'est-à-dire à l'évacuation à travers les conduits volcaniques des bulles formées à partir des gaz dissous dans le magma profond. Si rien ne le contrecarre, ce processus dure moins de quelques heures et prive vite le magma de son potentiel explosif.

Cependant, au cours de l'ascension, il existe un phénomène qui peut empêcher le dégazage : la cristallisation de microlithes. Ce terme désigne non pas les phénocristaux qui se forment dans la chambre magmatique, mais les cristaux mesurant moins de 50 micromètres qui se forment pendant l'ascension. Processus lent s'opérant sur plusieurs jours, cette cristallisation a deux

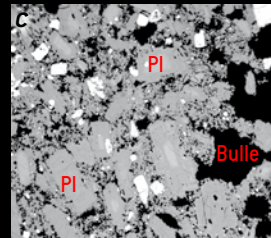


3. LA VILLE DE SAINT PIERRE A ÉTÉ ANÉANTIE le 8 mai 1902 par une nuée ardente qui a brusquement dévalé les pentes du volcan. Cette nuée ardente a fait 26 000 victimes. Seuls deux habitants présents sur les lieux ont survécu, par extraordinaire.

reproduit les compositions des phénocristaux et des verres naturels observés dans les roches. Ce jeu de paramètres est considéré comme représentatif des conditions pré-éruptives du magma dans le réservoir.

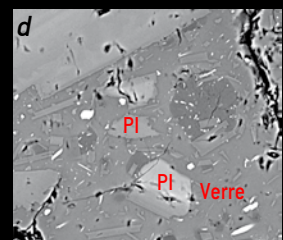
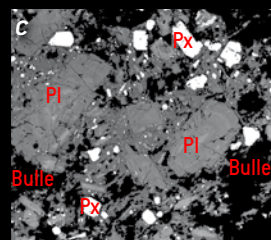
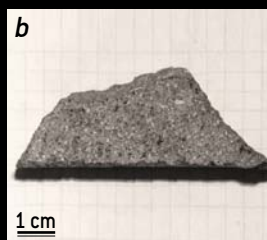
Les expériences que nous avons menées à partir des ponces pliniennes de 1300, et des matériaux laissés par les nuées d'avalanches de 1929 et par la nuée ardente de 1902 indiquent ainsi que le magma pré-éruptif peléen est stocké entre 850 et 900 °C sous une pression de 2000 atmosphères. On tire de ce résultat deux conclusions. D'une part, compte tenu de la densité (de l'ordre de 3) de la croûte océanique à l'origine du magma, le réservoir magmatique de la montagne

1. Le magma des éruptions de type péléen



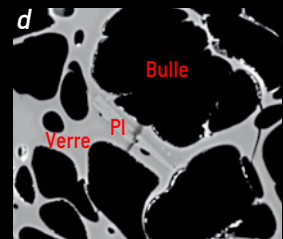
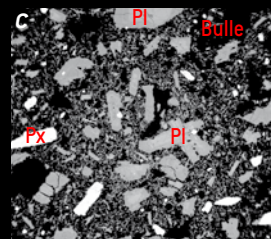
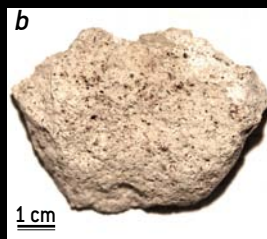
À gauche, l'une des nuées ardentes de 1902 (a). Très destructrices, ces nuées ont laissé des dépôts de plusieurs dizaines de centimètres de cendres grisâtres. Les volcanologues ont retrouvé des éjecta de cette éruption (b) et en ont examiné les constituants à plusieurs échelles au microscope électronique à balayage. Au grossissement 25 (c), on distingue des phénocristaux de plagioclases (Pl) et des bulles du gaz volcanique dont la détente est à l'origine de la nuée. Au grossissement 2 000 (d), on distingue, en plus des microlithes de plagioclases et de pyroxènes (Px), le verre volcanique qui constitue la gangue de cette roche. La présence de nombreuses bulles montre que ce magma n'a pas eu le temps de dégazer complètement avant d'être expulsé violemment du volcan.

2. Le magma des éruptions de type Merapi



À gauche, le dôme de 310 mètres de haut édifié par l'éruption de 1902 (a). L'écroulement de cet édifice fragile est à l'origine des nuées d'avalanche de 1929-1930, dites de type Merapi. Les volcanologues ont retrouvé l'un des blocs de lave dégazée produit par cette dernière éruption (b) et l'ont étudié au microscope électronique à balayage. Au grossissement 40 (c), apparaissent des phénocristaux de plagioclases (Pl) et des phénocristaux de pyroxène (Px) ainsi que des bulles de gaz. Ces bulles, mais pas les microlithes de pyroxène, sont complètement absentes au grossissement 1 000 (d), qui montre aussi que la gangue de verre volcanique de ce magma bien dégazé est très compacte.

3. Le magma des éruptions de type plinien



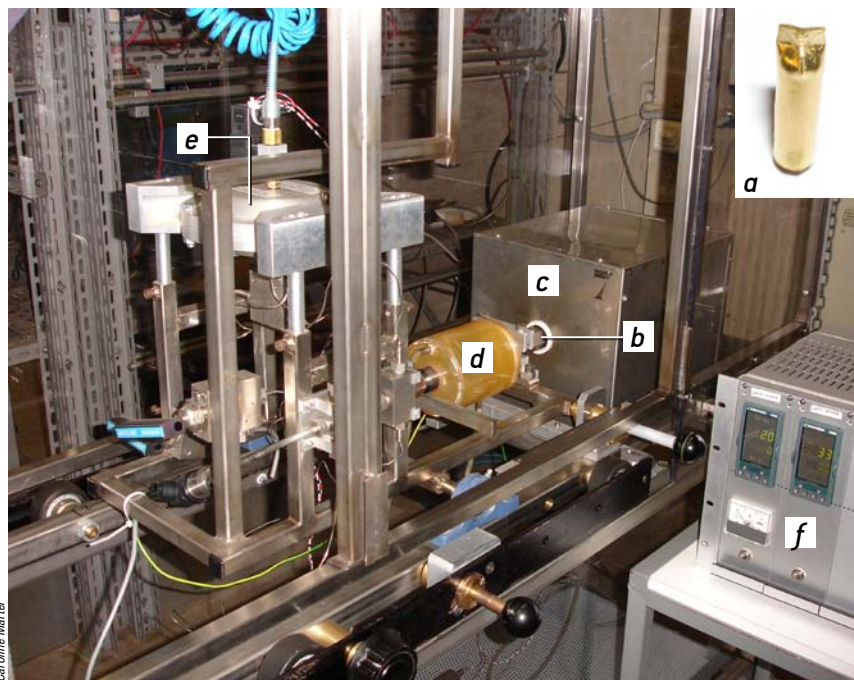
À gauche, l'éruption plinienne d'un volcan d'Alaska en 1990 : le Mont Redoubt (a). Ce type d'éruption très violente est caractérisé par un panache atmosphérique de plusieurs kilomètres de haut, par des nuées ardentes et par des pluies de pierres ponce. À la montagne Pelée, l'éruption plinienne de 1300 a laissé d'épais dépôts de ces pierres. L'une d'elles (b) a été examinée au microscope électronique à balayage. Au grossissement 25 (c), on distingue des phénocristaux de plagioclases (Pl) et de pyroxène (Px), mais surtout de très nombreuses bulles. Au grossissement 2 000 (d), on remarque que les bulles de gaz volcanique dans le verre volcanique sont très nombreuses. En raison de cette structure ultraporeuse, la densité de cette roche est assez faible pour lui permettre de flotter.

conséquences dangereuses : d'une part, elle favorise la séparation de la fraction gazeuse du mélange magmatique sous forme de bulles ; d'autre part, elle tend à entourer ces bulles de réseaux de microlithes (voir l'encadré page ci-contre). La charpente cristalline qui en résulte augmente la viscosité magmatique et empêche le gaz volcanique de s'échapper à travers les conduits volcaniques. En cas de décompression brutale, la libération de ces gaz piégés sous forte pression provoque une explosion.

La cristallisation des microlithes peut donc être à l'origine de la violence des nuées de 1902 de la montagne Pelée. Pour que nous en soyons certains, il faut étudier les conditions de la cristallisation pendant l'ascension du magma péléen, en particulier le temps de séjour du magma dans la cheminée. Cependant, comme la montagne Pelée entre en éruption moins d'une fois par siècle en moyenne, il n'est pas facile de mesurer cela directement. Du reste, les données sismiques que l'on pourrait recueillir si la montagne Pelée était plus souvent active seraient difficiles à interpréter, car les ondes sismiques sont réfléchies non seulement par les mouvements magmatiques (ceux qui nous intéressent), mais aussi par ceux des gaz, et plus généralement par les fractures et autres ruptures de densité qui parsèment l'édifice volcanique. Il faut dès lors recourir à une mesure indirecte. Ce sont les microlithes qui rendent possible une telle mesure.

Selon le style éruptif, ces microcristaux varient en effet par leur nombre par unité de volume (densité en nombre), par le volume total qu'ils occupent et par leurs formes. Dans le cas de la montagne Pelée, les microlithes sont faits de plagioclase, un silicate d'alumine, de calcium et de sodium de la famille des tectosilicates (minéraux formés par association de motifs élémentaires tétraédriques constitués de groupes SiO_4). Les microlithes des nuées péléennes de 1902 sont par exemple très denses (100 000 à 250 000 microlithes par millimètre carré), en proportion volumique relativement importante (20 à 30 pour cent du volume), de très petite taille (moins de 20 micromètres) et dotés de formes squelettiques à dendritiques (en forme d'arbre).

Par comparaison, les microlithes des nuées ardentes des avalanches de 1929-1932 sont caractérisés par de plus faibles densités en nombre et proportions volumiques, sont plus grands et ont des formes plutôt



4. POUR SIMULER LA DÉCOMPRESSION DU MAGMA, les chercheurs placent de l'eau et un échantillon de roche (éjectée par le volcan) réduite en poudre dans une capsule d'or (a) qu'ils soudent aux deux extrémités. Le tout est ensuite placé dans un autoclave pouvant être mis sous 2 000 atmosphères (b) et dans un four (c) capable d'atteindre 1 000 °C ; grâce à un système de refroidissement à l'eau (d), une vanne pneumatique de décompression automatisée (e) et des régulateurs de pression et de température (f), on contrôle les conditions de décompression.

tabulaires. Quant aux ponces pliniennes, elles sont dépourvues de microlithes.

Le nombre et la taille des microlithes résultent des vitesses de nucléation et de croissance des cristaux. Or les lois qui régissent ces phénomènes dépendent directement de la pression, de la température et du temps disponible pour la cristallisation. Comme les caractéristiques des microlithes nous renseignent sur ces conditions, elles permettent de déduire la vitesse de décompression propre à chaque type éruptif.

À 850 °C et sous 2 000 atmosphères

Comme lorsqu'il s'est agi de déterminer la profondeur de la chambre magmatique de la montagne Pelée, nous avons placé un échantillon de roche éruptive dans l'autoclave à 850 °C et sous 2 000 atmosphères – conditions sous lesquelles ce matériau entre en fusion –, puis nous avons reproduit la cristallisation du magma pendant son ascension. Pour ce faire, une vanne pneumatique pilotée par l'ordinateur équipant nos autoclaves autorise des décompressions contrôlées pouvant durer quelques minutes ou plusieurs mois.

Les phénocristaux produits dans la chambre magmatique n'évoluant plus pendant l'ascension du magma, c'est la déshydratation du liquide silicaté et hydraté où ils baignent qui provoque la cristallisation des microlithes au cours de la décompression. Ce liquide silicaté, à l'origine du verre volcanique dont est en partie composée la roche éruptive, est nettement plus riche en silice que le liquide contenu dans la chambre magmatique. Cela a deux conséquences. D'une part, le magma en ascension est notablement plus visqueux que celui de la chambre magmatique ; d'autre part, les microlithes sont d'une composition chimique différente de celle des phénocristaux.

Que révèlent nos expériences sur les conditions de cristallisation des microlithes dans les magmas péléens en cours d'ascension ? Pour commencer, les résultats suggèrent que les magmas dépourvus de microlithes de plagioclases, à l'origine des ponces pliniennes, sont montés en quelques heures, ce qui implique des vitesses d'ascension de plusieurs mètres par seconde.

Ensuite, l'ascension des magmas à l'origine du dôme, dont l'effondrement

a produit les avalanches de 1929-1932, a dû durer entre quatre et sept jours, ce qui signifie que le magma est monté à des vitesses de l'ordre du centimètre par seconde.

Finalement, la reproduction des caractéristiques des microlithes des magmas à l'origine des nuées ardentes de 1902 suggère que le magma est monté en moins de quatre jours, avant de stationner entre 4 et 15 jours à moins de 300 mètres sous le dôme. L'essentiel de la cristallisation s'est accompli pendant ce palier.

Une vision plus claire des scénarios éruptifs possibles à la montagne Pelée se dégage de tout cela. Quand l'ascension du magma dure plusieurs jours, le dégazage a le temps de se faire et le volcan ne monte pas en pression. Dans une telle situation, la présence au sommet du volcan d'un dôme imposant réduit encore les risques : en s'opposant de par son poids à l'ascension du magma, il allonge le temps de dégazage. Le potentiel explosif de la montagne Pelée est alors faible : le risque le plus grand est celui d'un effroulement du dôme, qui entraînerait des nuées ardentes d'avalanches, du type de celles de 1929-1932.

Si, en revanche, le magma accomplit son ascension en moins de quatre jours sans avoir le temps de cristalliser, et qu'il stationne ensuite assez longtemps sous le dôme, les microlithes ont le temps de nucléer massivement près de la surface. Le volume nécessaire à la croissance de ces cristaux n'étant plus disponible pour l'expansion des gaz, ces derniers restent fortement comprimés sous le bouchon cristallin. Tout dépend alors de la masse du dôme qui les surmonte.

Si cette masse est telle qu'il peut résister à la pression, la colonne magmatique a le temps de dégazer ; le seuil de résistance du magma et du bouchon cristallin, puis de la lave durcie qui obstrue le haut de la cheminée du volcan, ne sera pas atteint. Si, en revanche, le dôme est petit et jeune, ce seuil sera atteint, et une brusque détente des gaz pulvérisera le haut de la colonne magmatique. Le volcan éjectera alors brutalement un mélange de gaz et de cendres chauds, et les pentes du volcan seront dévastées par une nuée ardente abrasive et turbulente. C'est ce qui s'est produit le 8 mai 1902.

Nous ne sommes pas les seuls à relier les nuées ardentes dangereuses de la mon-

tagne Pelée à l'ascension du magma. Réexploitant des informations glanées dans diverses parties des deux livres publiés par Lacroix sur la montagne Pelée, Jean-Claude Tanguy, de l'Institut de physique du Globe de Paris, a reconstitué la taille du cratère, le volume du dôme qui le recouvrait, celui de matériel volatilisé... Il a en particulier établi qu'au cours des semaines ayant précédé la catastrophe, le dôme grossissait de 28 à 38 mètres cubes par seconde, ce qui a produit un volume pulvérisable de 17 à 20 millions de mètres cubes le jour de la catastrophe. Mais cette croissance indique surtout un flux considérable de magma, manifestement bloqué par la présence (insuffisante) du dôme.

De quel style sera la prochaine éruption ?

En l'an 1300, il est probable qu'aucun dôme important n'était présent, de sorte que quand la partie superficielle de la cheminée volcanique a cédé, une vidange complète du réservoir magmatique a pu se faire en quelques heures, sous la forme d'une éruption plinienne. *A priori*, le même phénomène aurait pu se produire après le 8 mai 1902, puisque l'éruption a encore duré jusqu'en octobre après être passée par une nouvelle phase paroxystique accompagnée de nouvelles nuées ardentes péleennes en août 1902.

Si l'on résume les résultats de ces études, l'origine des violentes nuées ardentes péleennes tient en trois principaux points :

- une ascension du magma trop rapide pour que la cristallisation dans le conduit volcanique ait le temps de se produire ;
- un stationnement du magma sous le dôme, où se produit alors une cristallisation massive qui piège les gaz volcaniques ;
- le poids du dôme ne suffisant pas à contenir la pression accumulée des gaz, le système se détend brutalement.

La validation de ce scénario par nos expériences en autoclave représente une avancée décisive dans la compréhension des processus magmatiques responsables des éruptions volcaniques. De quel style sera la prochaine éruption de la montagne Pelée ? Pour le déterminer, il faudra trouver le moyen d'estimer les vitesses d'ascension du magma dans la cheminée. À l'aide de capteurs sismiques détectant des signaux liés aux mouvements du magma, ou encore de capteurs géochimiques percevant les évolutions du dégazage ? ■

STYLE ÉRUPTIF PÉLÉEN

L'ascension du magma se produit en un à quatre jours sans cristallisation, mais elle est suivie d'un long palier durant lequel une cristallisation massive empêche le magma de dégazer. Le volcan monte en pression puis explose.

STYLE ÉRUPTIF PLINIEN

L'ascension du magma se déroule en moins d'un jour sans cristallisation. La décompression rapide du gaz volcanique provoque la fragmentation explosive du magma et une éruption cataclysmique du volcan.

STYLE ÉRUPTIF MERAPI

L'ascension du magma se produit en plus de sept jours, et s'accompagne d'une cristallisation qui rend visqueuses les laves produites. Cela entraîne la croissance lente d'un dôme dont le gaz s'est échappé.

5. LA MONTAGNE PELÉE A CONNU
trois types d'éruptions magmatiques : des éruptions péleennes, pliniennes et de type Merapi. Ces régimes différents sont liés à la vitesse d'ascension du magma dans le conduit volcanique et au temps qu'il y passe. Ces deux paramètres jouent un rôle clef dans le dégazage du magma et déterminent ainsi le potentiel explosif du volcan martiniquais.

Avec la **nouvelle formule** Pour la Science faites le plein de **nouvelles expériences**

...**ABONNEZ-VOUS !**

16 n^{os} • 76€
au lieu de 102,70€ (prix de vente au numéro)

**+ 2 numéros spéciaux
de Pour la Science offerts !**



OFFRE EXCEPTIONNELLE « NOUVELLE FORMULE »

Bulletin à retourner accompagné de votre règlement à : Pour la Science • Service abonnements • 8, rue Férou • 75278 Paris Cedex 06

☐ **Oui, je m'abonne 1 an et reçois 12 n^{os} de *Pour la Science* + 4 n^{os} de *Dossier Pour la Science* au prix de 76€*** (au lieu de 102,70€, prix de vente au numéro).

Je bénéficie également des versions numériques des numéros compris dans cet abonnement sur www.pourlascience.fr

* Offre valable en France métropolitaine et d'outre-mer. Pour l'étranger, participation aux frais de port à ajouter au prix de l'abonnement : Europe 16€ – autres pays 35€.

+ En cadeau, à l'occasion de la sortie de la nouvelle formule de *Pour la Science*, je choisis 2 numéros spéciaux parmi les titres suivants :



☐ N° 338 - M0770338
Déc. 2005



☐ N° 350 - M0770350
Déc. 2006



☐ N° 361 - M0770361
Nov. 2007



☐ N° 373 - M0770373
Nov. 2008



☐ N° 385 - M0770385
Nov. 2009



☐ N° 397 - M0770397
Nov. 2010



☐ N° 409 - M0770409
Nov. 2011



☐ N° 422 - M0770422
Déc. 2012



☐ N° 433 - M0770433
Nov. 2013

J'indique mes coordonnées :

Nom : _____

Prénom : _____

Adresse : _____

CP : _____ Ville : _____

Pays : _____ Tél. : _____

pour le suivi client (facultatif)

Je choisis mon mode de règlement :

☐ Par chèque à l'ordre de *Pour la Science*

☐ Par carte bancaire

Numéro _____

Date d'expiration _____

Signature obligatoire

Clé (les 3 chiffres au dos de votre CB) : _____

Mon e-mail pour recevoir la newsletter *Pour la Science* (à remplir en majuscule).

_____ @ _____

En application de l'article 27 de la loi du 6 janvier 1978, les informations ci-dessus sont indispensables au traitement de votre commande. Elles peuvent donner lieu à l'exercice du droit d'accès et de rectification auprès du groupe *Pour la Science*. Par notre intermédiaire, vous pouvez être amené à recevoir des propositions d'organismes partenaires. En cas de refus de votre part, merci de cocher la case ci-contre ☐.