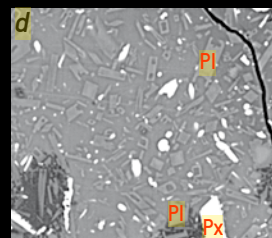
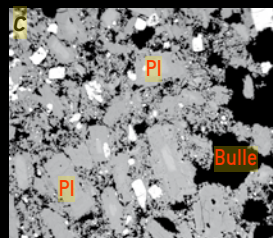
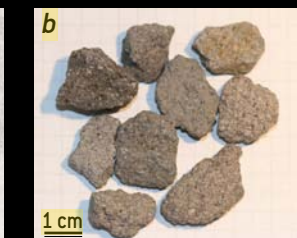


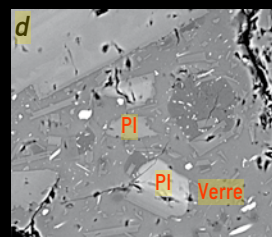
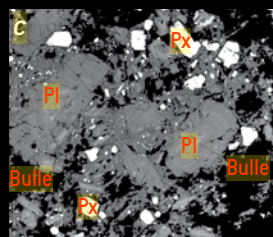
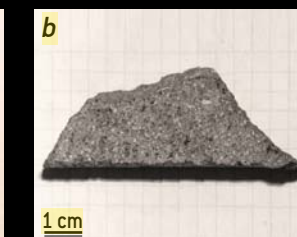
LES TROIS TYPES DE MAGMA DES ÉRUPTIONS DE LA MONTAGNE PELÉE

1. Le magma des éruptions de type péléen



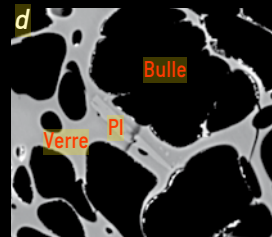
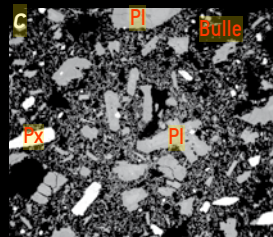
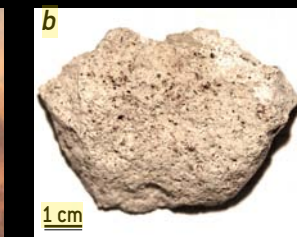
À gauche, l'une des nuées ardentes de 1902 (a). Très destructrices, ces nuées ont laissé des dépôts de plusieurs dizaines de centimètres de cendres grisâtres. Les volcanologues ont retrouvé des éjecta de cette éruption (b) et en ont examiné les constituants à plusieurs échelles au microscope électronique 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 2000 (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 1000 (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



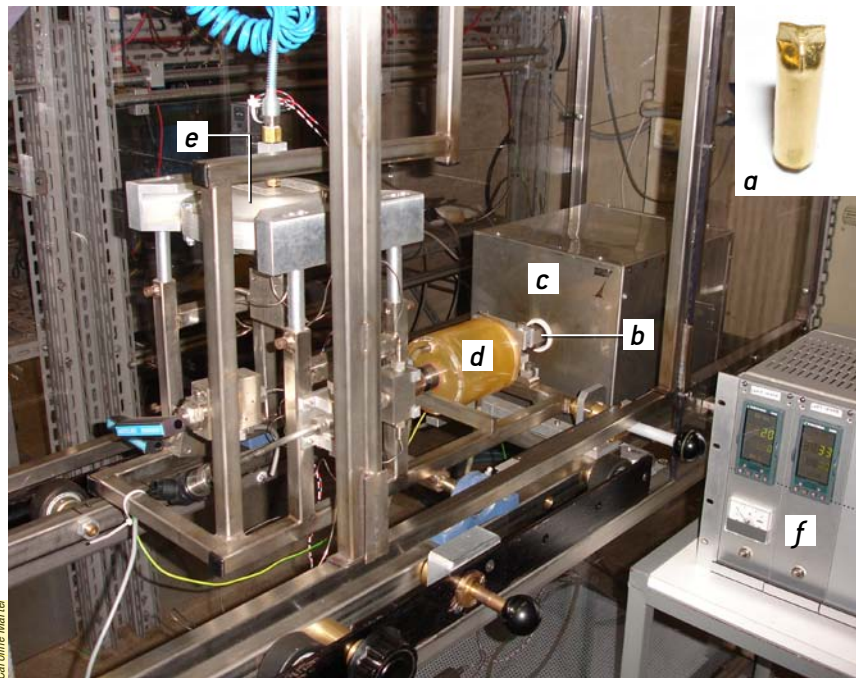
À gauche, l'éruption plinienne d'un volcan d'Alaska en 1990 : le Mont Redoubt (a). Ce type d'éruption très violente est caractérisé par un panache atmosphérique de plusieurs kilomètres de haut, par des nuées ardentes et par des pluies de pierres ponce. À la montagne Pelée, l'éruption plinienne de 1300 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 2000 (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